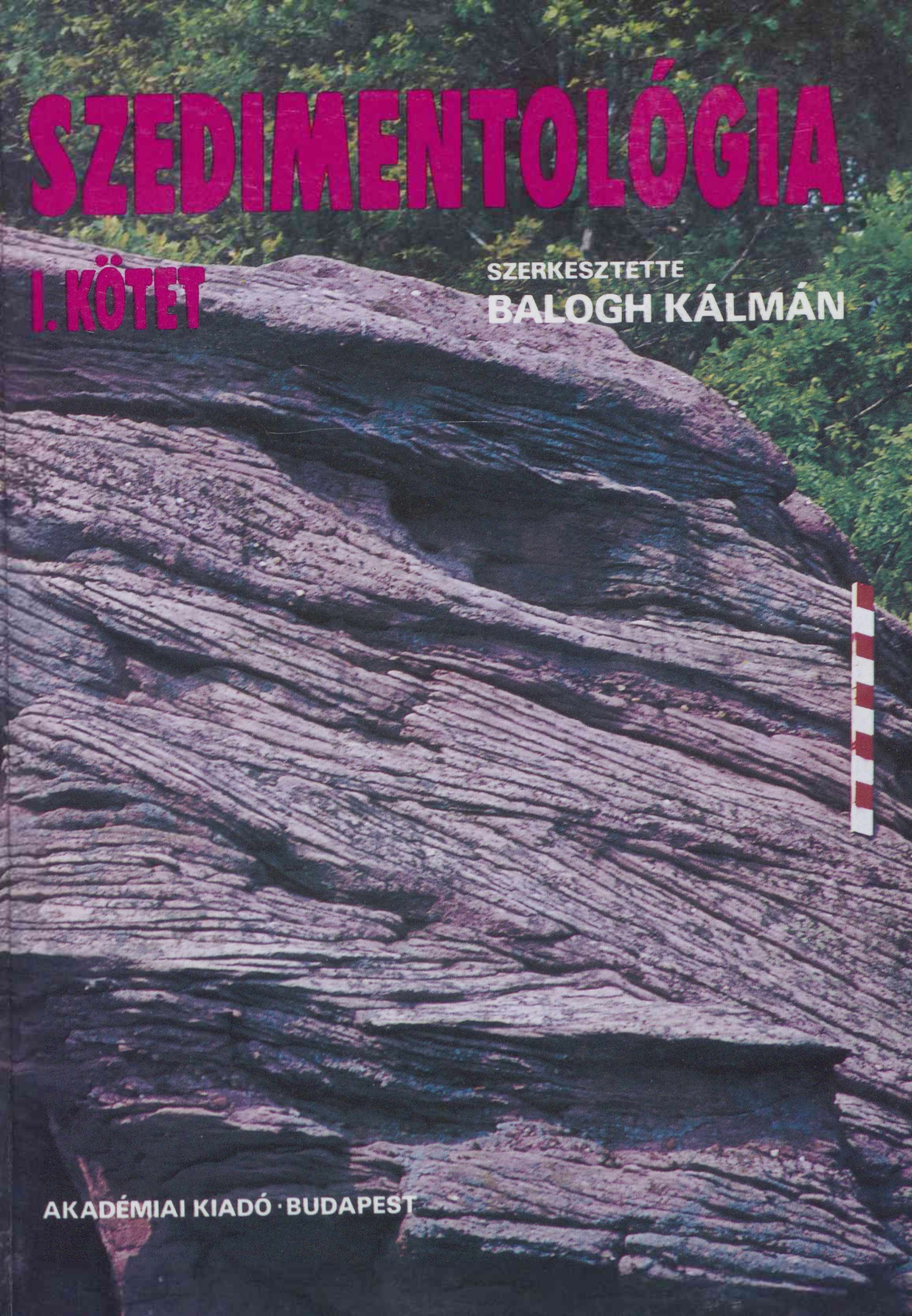
SZEDIMENTOLÓGIA

I. KÖTET

SZERKESZTETTE
BALOGH KÁLMÁN



AKADÉMIAI KIADÓ · BUDAPEST

SZEDIMENTOLÓGIA

I. KÖTET

A II. kötet fejezetei: Az üledékes kőzetek szerkezete

Az üledékes kőzetek osztályozása

Durvatörmelékes kőzetek

Homokok és homokkövek

Eolikus aleuritok

Vízi ülepedésű pélitek

Vulkáni törmelékes kőzetek

Üledékes karbonátkőzetek

Sókőzetek (evaporitok)

A III. kötet fejezetei: Kovaüledékek

Üledékes vaskőzetek

Mangános üledékek és üledékes mangánércek

Foszforitok

Allitok

Szerves kőzetek

Szénkőzetek

Szénhidrogének

Az üledékképződési rendszerek rekonstrukciójának alapelvei

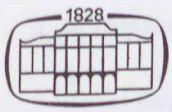
2644

SZEDIMENTOLÓGIA

I. KÖTET

SZERKESZTETTE
BALOGH KÁLMÁN

TÁRSSZERZŐK:
BALOGH KÁLMÁN
BÉRCZI ISTVÁN
HAAS JÁNOS
JÁMBOR ÁRON



AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST 1991

507856

Lektorok:

HÁMOR GÉZA • JÁMBOR ÁRON • KORPÁS LÁSZLÓ

NAGY ELEMÉR • SZÉKYNÉ FUX VILMA

A könyv fedelén: Folyóvízi keresztrétegzés az alsó-triász korú Jakabhegyi Homokkőben. — „Babás szerkövek": Kővágószöllős (Mecsek hegység). — Foto: LÉNÁRD TAMÁS

A hátoldalon: „Babás szerkövek" távlati képe. — Fotó: LÉNÁRD TAMÁS

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

ISBN 963 05 5677 4 (I—III. kötet)

ISBN 963 05 5678 2 (I. kötet)

Kiadja az Akadémiai Kiadó, Budapest

© Balogh Kálmán 1991

Minden jog fenntartva, beleértve a sokszorosítás, a nyilvános előadás, a rádió- és televízióadás, valamint a fordítás jogát, az egyes fejezeteket illetően is.

Printed in Hungary

MTA FÖLD. AKADÉMIA KÖNYVTÁR. 6725/19 91

TARTALOMJEGYZÉK

Előszó (BALOGH KÁLMÁN) 15

Az üledéktan fogalma és jelentősége 15
Az üledéktani kutatás hazai helyzete 16
A könyv célja és szerkezete 16

A szedimentológia múltja, jelene, jövője (BALOGH KÁLMÁN és BÉRCZI ISTVÁN) 19

A szedimentológia fejlődése és annak tanulságai 19
Az üledéktani kutatás fő irányai 20
A szedimentológia jövője 21
Irodalom 22

1. Az üledékképződés folyamata (BALOGH KÁLMÁN) 23

1.1 Az üledékes kőzetek eredete 23
1.2 Az üledékképződés helye a kőzetképződési körfolyamatokban . . . 23

2. A mállás (BALOGH KÁLMÁN) 25

2.1 A mállás fogalma és fajtái 25
2.2 A víz mállási szempontból fontos tulajdonságai 26
2.3 Felszíni mállás 28
2.31 A fizikai mállás 28
2.32 A vegyi mállás 32
2.321 A szilikátok mállása 32
2.322 A mállási öv új ásványai 35
2.3221 Az agyagásványok 35
2.3222 Allitok és vasoxid-hidrátok 40
2.3223 A zeolitok és az autigén földpátok 41
2.323 Oxidáció és redukció 42
2.324 A sókőzetek oldódása 45
2.325 A karbonátok oldódása 45
2.33 A biokémiai mállás 49
2.4 Talajképződés 50
2.5 Vízalatti mállás 59
Irodalom 63

3. A mállási törmelék szállítása (BALOGH KÁLMÁN) 65

3.1 A törmelékszállítás fő formái 65
3.2 A fluidummozgás fizikai alapjai 66
3.21 A testek halmazállapota 66

3.22 Kinematikai alapfogalmak 66
3.23 Dinamikai alapfogalmak 68
3.24 Térfogati és felületi erők 68
3.25 Ideális fluidumok. A Bernoulli-egyenlet 69
3.26 Reális fluidumok belső súrlódása. Newtoni és nem-newtoni fluidumok 71
3.27 A lamináris áramlás 73
3.28 A turbulens áramlás. A Reynolds-féle szám 75
3.281 A turbulens áramlás fizikai jellemzői 76
3.282 Egyenletes áramlások határrétegei 77
3.283 A lemezes és a turbulens áramlás közötti átmenet 80
3.284 Oszcilláló áramlások határrétegei 84
3.29 Folyásleválás és másodlagos áramlások 85
3.3 A fluidumok hidrodinamikai stabilitása 89
3.4 A fluidummozgás és a hordalékszemcsék kölcsönhatása 89
3.41 A hordalékszemcsék süllyedési sebessége 90
3.411 Egyetlen szemcse süllyedése. A Stokes-törvény 90
3.412 A szemcsealak hatása a süllyedés sebességére 92
3.413 A szemcsefelszín hatása a süllyedésre 92
3.414 A szemcsék csoportos süllyedése 93
3.42 A hordalékmozgás küszöbértéke 93
3.421 Kohéziómentes szemcsék mozgásának megindulása vízben 93
3.422 Kohéziós szemcsék mozgásának megindulása vízben 95
3.423 A szemcsemozgás légáramokban való megindulása 95
3.43 A szemcsemozgás módja 96
3.44 A szállított üledék típusai 97
3.45 A szilárd szemcsék nyírófeszültségeinek átvitele. A Bagnold-féle szám 98
3.46 A klasszikus üledékszállítási elmélet 99
3.47 A vízfolyások üledékszállító munkája 100
3.48 A szél üledékszállító munkája 100
3.5 A Froude-szám és a folyásrendszerek 101
Irodalom 102

4. A gravitációs tömegmozgások (Balogh Kálmán) 104

4.1 Az üledékcsuszamlás 104
4.2 A suvadás 106
4.3 A tömeges üledékfolyás 107
4.31 Sziklaomlás 107
4.32 Kőzetlavina 107
4.33 Homoklavina (homok- vagy szemcsefolyás) 109
4.34 Az üledékek folyósodása (likvidizáció) 111
4.341 A cseppfolyósodás 111
4.342 Fluidizáció 113
4.3421 A stacionárius fluidizáció 113
4.3422 A tömeges önfluidizáció 115
4.3423 A szemcsék önfluidizációja 116
4.3424 A likvidizált törmelék leülepedése 117
4.35 Törmelékár 117
4.36 Zagyár 120
4.361 A zagyárak mozgása 121
4.3611 A jelenkori tengeri zagyárak megindulása 121
4.3612 A zagyár fejének mozgása 122

4.3613 A zagyár testének mozgása 123
4.3614 A zagyár megszűnése 123
4.362 A zagyár-üledékek 124
4.4 A gravitációs tömegmozgások egymásba való átalakulása 128
Irodalom 128

5. A vízfolyások szállító és lerakó tevékenysége (BALOGH KÁLMÁN) . . 131

5.1 A vízfolyások, folyóvölgyek és völgyszakaszok kialakulása. Az erózió fajtái 131
5.2 A folyó vízhozamát, sebességét és a vízhálózat sűrűségét befolyásoló tényezők 137
5.3 A folyóvíz szállította anyagok sorsa 139
5.4 A hordalékszállítási teljesítmény elméleti meghatározása 143
5.41 Egyenletes hozamú vízfolyások hordalékszállítása 143
5.42 Az ingadozó hozamú vízfolyások hordalékszállítása 145
5.5 Az allúvium 146
5.6 A vízfolyás meanderezése 147
5.61 A meanderezés hidrodinamikai vonatkozásai 149
5.62 A kanyargás okozta vízszintingadozás 150
5.63 A kanyargó vízfolyás másodlagos áramlásai 151
5.64 Az övzátonyok üledékeire és keresztmetszetére vonatkozó számítások 152
5.65 A meanderek növekedése 154
5.7 A síksági folyók lerakódásai 155
5.71 A mederfenéki lerakódások formakincse 156
5.711 A nagyméretű mederfenéki alakzatok 156
5.712 A kisebb méretű alakzatok 157
5.72 A meanderező folyó üledékei 157
5.73 A parti gátak és az ártéri medencék üledékei 159
5.74 Az elágazó vízfolyások üledékei 159
5.8 Az alluviális hordalékkúpok és lerakódásaik 160
5.9 Fosszilis alluviális üledékek 164
5.10 Folyótorkolatok 165
5.101 Delták 165
5.1011 A delták osztályozása 166
5.1012 A jelenkori deltasíkságok üledékeinek megoszlása 171
5.10121 A vízfolyás uralta deltasíkságok 171
5.10122 Az árapály uralta deltasíkságok 173
5.1013 A deltafront 173
5.10131 A vízfolyás formálta deltafrontok 176
5.10132 A folyóvíz és hullámzás formálta deltafrontok 177
5.10133 A hullámzás uralta deltafrontok 177
5.10134 A folyóvíz, a hullámzás és az árapály együttes hatása alatti deltafrontok 177
5.10135 Az árapály uralta deltafrontok 177
5.1014 Fosszilis deltarendszerek 177
5.102 Tölcsértorkolatok 181
5.1021 Az esztuáriumok vizének dinamikája 182
5.1022 Egy átlagos esztuárium üledékei 184
5.1023 Az esztuáriumok árapály-erősség szerinti osztályozása 184
5.1024 A fosszilis esztuáriumi üledékek 186
Irodalom 187

6. A szél szállító és lerakó tevékenysége (BALOGH KÁLMÁN) 191

6.1 A légkör fogalma és jelentősége 191
6.2 A légkör kialakulásának története 193
6.3 A légköri cirkuláció, szélrendszerek 195
6.4 A szélnek a szárazföld felszínére gyakorolt hatása 197
6.41 A szélműködés fő területei 197
6.42 A légmozgás hatásfoka, az eolikus szállítás mechanizmusa 198
6.43 A szél deflációs és korráziós tevékenysége 199
6.44 A szél üledéklerakó tevékenysége 202
6.5 A futóhomok-felhalmozódás formái 203
6.51 Az eolikus vagy szélfodrok 204
6.52 A szélformálta dűnék 206
6.521 A barkánok 206
6.522 A harántdűnék 207
6.523 A hosszanti buckák 208
6.524 A zibár 210
6.525 A parabolabucka 210
6.526 Az agyagdűnék 210
6.527 A dómszerű és csillagdűnék 211
6.528 Megforduló buckák 211
6.529 A homokfelhalmozódás kényszerformái 212
6.53 A draa 214
6.6 Az eolikus fáciesek fosszilis anyagban való felismerése 214
6.61 A meleg sivatagok képződményei 215
6.611 Az ergek 216
6.612 Az eolikus homokfelhalmozódások belső szerkezete 217
6.62 A periglaciális területek eolikus formái és lerakódásai 222
6.63 A parti síkságok szélfújta alakzatai 223
Irodalom 223

7. A jég szállító és lerakó tevékenysége (BALOGH KÁLMÁN) 227

7.1 A jég felhalmozódásának feltételei 228
7.2 A jég fizikai tulajdonságai 229
7.3 A jégár mozgása 229
7.4 A jégárak osztályozása 232
7.41 Morfológiai jégártípusok 232
7.42 Hőmérsékleti jégártípusok 234
7.5 A glaciális erózió 235
7.6 A glaciális szállítás módja 236
7.7 A glaciális törmelék lerakódása 236
7.71 Gleccserüledékek képződése 237
7.72 Glaciofluviális, glaciolakusztris és glaciomarin üledékek képződése . . 240
7.8 A földtani múlt glaciális üledékei 242
7.9 Periglaciális jelenségek 242
Irodalom 244

8. A kontinentális állóvizek üledéktani szerepe (BALOGH KÁLMÁN) . . 246

8.1 Fogalom és jelentőség 246
8.2 A tóképződés módja 247
8.3 A tavi üledékképződés fizikai és kémiai feltételei 249
8.31 A tavak vizének vegyi összetétele 250
8.32 A tavak hőmérsékletét kialakító tényezők 252
8.33 A tavak hőmérséklet szerinti osztályozása 253

8.34 A tó vízszintjének ingadozásai 257
8.35 A tóvíz mozgásai 257
8.4 A tavak élővilága 261
8.5 A tavi üledékképződés jellege 263
8.51 A törmelékes üledékek kifejlődése 264
8.511 A partmenti törmelék 265
8.512 A mélyvízi törmelék 267
8.52 Kémiai és kémiai–biokémiai üledékek 268
8.521 A szubboreális tavak 268
8.522 A mérsékelt övi tavak 268
8.523 Az arid és szemiarid tavak 271
8.6 A fosszilis tavi üledékek felismerése 272
Irodalom 273

9. A tengeri üledékszállítás mechanizmusa (BALOGH KÁLMÁN) 276

9.1 A hullámmozgás fogalma és osztályozása 276
9.11 A gravitációs vízhullámok 278
9.111 A gravitációs hullámmozgás alapegyenletei és mérőszámai 279
9.112 A gravitációs vízhullámokra vonatkozó elméletek 280
9.1121 Az Airy-féle kétdimenziós modell 281
9.1122 Az Airy-féle modell háromdimenziós kiterjesztése 285
9.1123 Az Airy-féle modell belső hullámokra való alkalmazása 285
9.1124 A Stokes-féle hullámmodell 285
9.1125 A hullámtörés keletkezése 287
9.1126 A hullámverés keletkezése 288
9.1127 Partmenti hullámok 290
9.12 Az árapály és az árapályáramok 291
9.2 Az állandó óceáni áramlások 296
9.21 Az óceánok felszíni áramlásrendszerei 298
9.22 Mélytengeri áramlások 299
9.3 Időszakos törmelék- és szuszpenzió-árak 301
Irodalom 301

10. A tengeri üledékképződés (BALOGH KÁLMÁN és HAAS JÁNOS) 303

10.1 A tengervíz fogalma, eredete és jelentősége 303
10.2 A világtenger horizontális és vertikális tagozódása 305
10.3 Az óceánok és kontinensek elhelyezkedésének időbeli változásai . . 308
10.4 A tengervíz kémiai és fizikai tulajdonságai 309
10.41 A tengervíz oldott alkotóinak vízszintes és függőleges irányú változásai 309
10.42 A tengervíz hőmérséklet- és sűrűségváltozásai és azok jelentősége 313
10.43 A $CaCO_3$-oldódás mélységi szintjei és azok értelmezése 314
10.44 Az aragonit tengervízből való közvetlen kiválása 316
10.45 A tiszta kalcit és a dolomit közvetlen kicsapódásának akadályai . . 317
10.46 A karbonátszemcsék biogén eredetének kérdése 318
10.47 A tengervíz egyéb anyagai 319
10.5 Az élővilág szerepe a tengeri üledékképződésben 320
10.51 A tengeri élőlények elterjedését szabályozó tényezők 320
10.511 Életmód 320
10.512 A környezeti hatások 321
10.5121 A víz átvilágítottsága 321
10.5122 A víz hőmérséklete 321
10.5123 A létfontosságú ásványi tápanyagok 322
10.5124 Sótartalom 322

10.5125 A gázok . . . 322
10.5126 A víz mélysége . . . 323
10.5127 Az aljzat minősége . . . 323
10.513 Az alkalmazkodóképesség . . . 324
10.52 A tengeri szervezetek üledéktani és faciológiai jelentősége . . . 324
10.521 A váz anyagai . . . 324
10.522 A tengervíz és a tengerfenék szerves anyagai . . . 325
10.523 Életműködési nyomok (bioglífák) . . . 326
10.6 A tenger üledékképződési övezetei . . . 328
10.61 A tengerparti (litorális) régió . . . 328
10.611 Az abráziós jellegű, meredek partok . . . 329
10.612 A sziliciklasztos lapos partok . . . 331
10.6121 Homokpartok és homokzátonyok . . . 331
10.6122 A parti lagúnák . . . 334
10.6123 Az árapálysíkságok . . . 336
10.6124 A sáncokkal tagolt iszapsíkságok . . . 338
10.613 A karbonátos és evaporitos lapos partok . . . 338
10.6131 A mészhomokos partok . . . 338
10.6132 A karbonátos árapálysíkságok és mocsarak . . . 339
10.6133 Az arid árapálysíkságok és szebkhák . . . 341
10.6134 A karbonátos lagúnák és öblök . . . 344
10.61341 A szárazföld-peremi karbonátos lagúnák . . . 344
10.61342 A szigetbelseji karbonátos lagúnák . . . 345
10.6135 A partmenti biohermák . . . 345
10.62 A karbonátos sekélytenger . . . 345
10.621 A belső self . . . 345
10.622 A sekélyvízi padok és táblák . . . 347
10.623 A külső self . . . 347
10.6231 A peremi kalkarenitek . . . 347
10.6232 A korallzátonyok . . . 348
10.62321 Az indopacifikus korallzátonyok . . . 348
10.62322 A karib-tengeri korallzátonyok . . . 351
10.62323 A zátonylejtő üledékei . . . 351
10.62324 A fosszilis biogén építmények . . . 351
10.63 A sziliciklasztos selfek . . . 353
10.631 Az árapály uralta selfek . . . 355
10.632 A hullámzás uralta selfek . . . 356
10.64 A kontinentális lejtő . . . 357
10.65 A kontinentális lábazat . . . 358
10.66 A tenger alatti kanyonok . . . 358
10.67 A mélytenger . . . 358
10.68 A mai óceánok fenéküledékei . . . 359
10.69 Néhány mai beltenger üledékei . . . 361
Irodalom . . . 364

11. A vízben oldott mállási termékek. Endo- és kozmogén üledékek (Balogh Kálmán) . . . 370

11.1 Mállási oldatok . . . 370
11.2 Endogén termékek . . . 371
11.3 Meteoritok és kozmikus por . . . 371
Irodalom . . . 372

12. A diagenezis (BALOGH KÁLMÁN és BÉRCZI ISTVÁN) 373

12.1 Fogalom és elhatárolás 373
12.2 A diagenezis fokozatai és azok nevezéktana 374
12.3 A diagenezis fokának meghatározói 381
12.31 A felszín alatti nyomás és hőmérséklet 381
12.311 A betemetődési nyomás 381
12.312 A betemetődési hőmérséklet 381
12.32 Kompakció, túlnyomás, nyomási oldódás 382
12.33 A cementáció 384
12.34 Porozitás és permeábilitás 384
12.341 Az alapvető pórustípusok 386
12.342 A porozitás relatív kora 387
12.3421 Az elsődleges porozitás 387
12.3422 A másodlagos porozitás 388
12.34221 Az eogenetikus porozitás 388
12.34222 A mezogenetikus porozitás 388
12.34223 A telogenetikus porozitás 389
12.3423 A pórusok kialakulási idejének rögzítése 389
12.343 A Choquette—Pray-féle porozitásrendszer 390
12.4 A formációvizek 391
12.41 A formációvizek összetétele 391
12.42 A formációvizek időbeli változásai 393
12.43 Az Eh–pH viszonyok alakulása 395
12.44 A stabil izotópok jelentősége 395
12.5 A Folk-féle diagenetikus tartományok 397
12.6 Az epigenezis 398
Irodalom 398

13. A törmelékes üledékek diagenezise (BÉRCZI ISTVÁN, JÁMBOR ÁRON és BALOGH KÁLMÁN) 401

13.1 A vizsgálati módszerek áttekintése 401
13.2 A törmelékes üledékek diagenezisének általános jellemzése . . . 403
13.21 Az üledék betemetődés előtti homogenizálódása. A sekély betemetődés főbb eseményei 403
13.22 A mély betemetődés okozta változások 406
13.3 Diagenezis és szemcseeloszlás; a Dapples-féle zónák 408
13.4 Diagenezis és pórusvíz-szivárgás; a Schmidt—McDonald-féle zónák 409
13.5 A tengeri pélitek szénizotópos és ásványi összetételének változásai; a Curtis-féle övek 410
13.6 Megjegyzések a kontinentális pélitek diageneziséhez 413
13.7 Példák a törmelékes üledékek felszínközeli diagenezisére 413
13.8 Kiegészítések a homokok felszín alatti diageneziséhez 415
13.9 A törmelékes üledékek porozitása 418
13.10 A homokkövek másodlagos porozitása 418
Irodalom 420

14. A karbonátok diagenezise (HAAS JÁNOS) 422

14.1 A diagenezist meghatározó tényezők 422
14.2 A legfontosabb diagenetikus folyamatok 423
14.21 A cementáció 423

14.211 Tenger alatti cementáció . . . 425
14.2111 A sekélytengeri cementáció . . . 425
14.2112 A mélytengeri cementáció . . . 425
14.212 Az árapály övi és a dagály öv fölötti cementáció . . . 425
14.213 Szárazföldi és édesvízi cementáció . . . 426
14.2131 Vadózus cementáció . . . 426
14.2132 Freatikus cementáció . . . 426
14.214 Anadiagenetikus cementáció . . . 426
14.22 Az inverzió . . . 427
14.23 Átkristályosodás . . . 427
14.24 Tömörödés . . . 428
14.25 Nyomási oldódás . . . 430
14.26 Konkréció képződés . . . 433
14.27 Repedés- és üregkitöltés . . . 434
14.28 Az oldódás . . . 436
14.29 Helyettesítéses átalakulások . . . 436
14.291 A dolomitosodás . . . 436
14.2911 A korai diagenetikus dolomitosodás . . . 437
14.29111 Korai diagenetikus dolomitosodás bepárlódó lagúnában . . . 438
14.29112 Korai diagenetikus dolomitosodás dagály fölötti síkságon és tavakban . . . 438
14.2913 Az anadiagenetikus dolomitosodás . . . 441
14.2914 Az epidiagenetikus dolomitosodás . . . 442
14.292 Dolomittestek kalcitosodása . . . 443
14.293 Anhidritesedés és célesztinesedés . . . 443
14.294 Kovásodás . . . 443
14.3 A karbonátos kőzetek porozitása . . . 444
Irodalom . . . 449

15. A törmelékes üledékes kőzetek szövete (Bérczi István és Balogh Kálmán) . . . 454

15.1 A szemcseméret ingadozásának okai . . . 455
15.2 A törmelékes kőzet szemcsenagyságának megállapítása . . . 455
15.3 A szemcseméreti skálák . . . 457
15.4 A szemcseméret gyakorisági eloszlásának ábrázolása . . . 458
15.41 Hisztogramok . . . 459
15.42 A haranggörbe . . . 460
15.43 A kumulatív vagy összeggörbe . . . 460
15.5 Eloszlástípusok . . . 463
15.6 A szemcseeloszlás matematikai jellemzése statisztikus paraméterekkel . . . 464
15.61 A momentum-számítások . . . 464
15.611 A számtani közép . . . 464
15.612 A mértani közép . . . 465
15.613 A logaritmikus középérték . . . 465
15.614 Az eloszlás momentumai . . . 465
15.62 A grafikus számítások . . . 467
15.621 A kvartilis számítások . . . 467
15.6211 A grafikus mérőszámok . . . 467
15.6212 A kvartilis deviációk . . . 467
15.62121 Az aritmetikus kvartilis deviáció . . . 467
15.62122 A geometrikus kvartilis deviáció . . . 468
15.62123 A logaritmikus kvartilis deviáció . . . 468
15.6213 A kvartilis ferdeség . . . 468

15.62131 Az aritmetikus kvartilis ferdeség 468
15.62132 A geometrikus kvartilis ferdeség 468
15.62133 A logaritmikus kvartilis ferdeség 468
15.6214 A kvartilis kurtózis 468
15.62141 Az aritmetikus kvartilis csúcsosság 469
15.62142 A logaritmikus kvartilis csúcsosság 469
15.622 Percentilis számítások 469
15.6221 A közepes szemcseméret 469
15.6222 A percentilis szórás 469
15.6223 A ferdeség 471
15.6224 A csúcsosság 471
15.7 A statisztikus paraméterek földtani értelmezése 472
15.71 A medián és modusz 472
15.72 A szórás 472
15.73 A ferdeség 472
15.74 A csúcsosság 473
15.75 A modalitás-index 473
15.76 A középértékek térképi ábrázolása 473
15.77 A szórási (osztályozottsági) adatsorok értelmezése 473
15.8 A kétváltozós diagramok értelmezése 474
15.81 A ferdeség, csúcsosság és osztályozottság összefüggéseinek értelmezése 475
15.82 A CM-diagram 475
15.83 Az FM-, LM- és AM-diagramok 478
15.84 Egyszerű számított paraméterek kétváltozós diagramjainak értelmezése 480
15.85 Kombinált számított paraméterek diagramjainak értelmezése . . 482
15.9 A törmelékes szemcsék alaktana 483
15.91 A gömbszerűség 485
15.92 A kerekítettség 486
15.93 A cpv-módszer 488
15.94 A görgethetőség 489
15.95 A szemcsefelszín sajátosságai 489
15.951 A szabad szemmel és fénymikroszkóppal látható bélyegek 489
15.952 A pásztázó elektronmikroszkóppal látható bélyegek 490
15.10 A törmelékes szemcsék térbeli elhelyezkedése 490
15.101 Tömöttség 490
15.102 Irányítottság 491
Irodalom 498

16. A karbonátos kőzetek szövete (HAAS JÁNOS) 500

16.1 A kőzetelemek fogalma és osztályozása 500
16.2 Az elsődleges kőzetelemek jellemzése 504
16.21 Az üledékgyűjtőn belül létrejött (intrabazinális) kőzetelemek . . . 504
16.211 Ortomikrit (és mikropátit) 504
16.212 Áthalmozatlan biogén elemek 505
16.2121 Élőhelyen beágyazódott ősmaradványok 505
16.2122 Alga-sztromatolitok 507
16.213 Szemcsék 509
16.2131 Áthalmozott szerves vázak és váztöredékek 509
16.2132 Peloidok 511
16.2133 Pelletek 512
16.2134 Ooidok 513
16.2135 Pizoidok 515

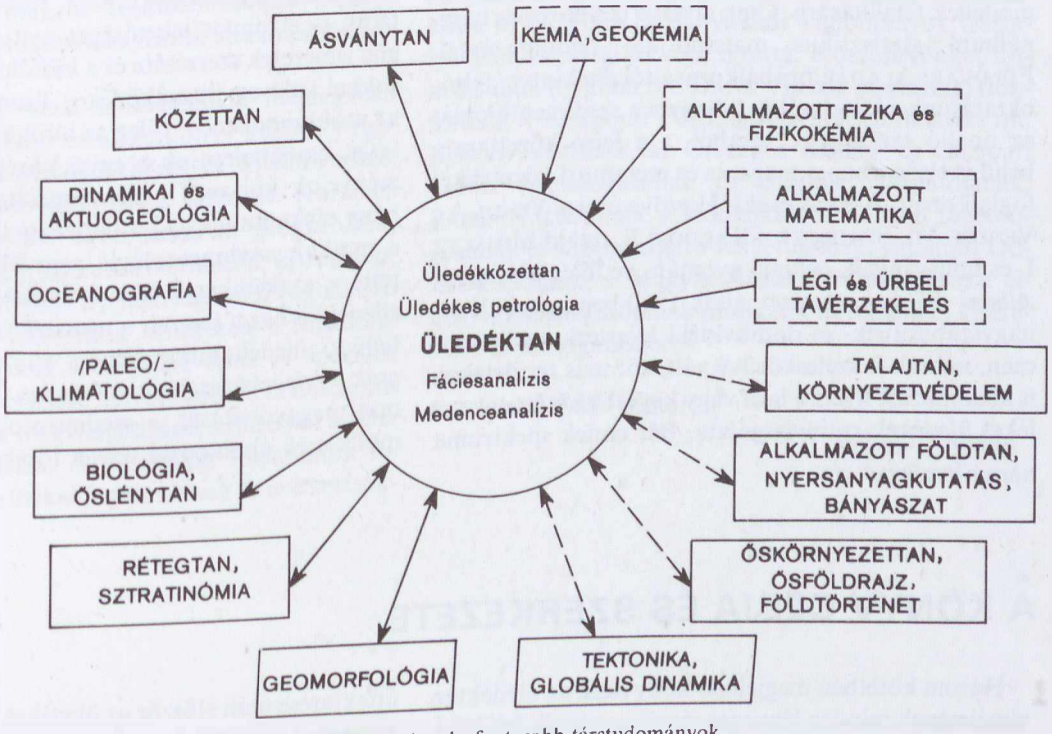
16.2136 Szemcsehalmazok (aggregátumok) 515
16.2137 Onkoidok 516
16.2138 Az intraklasztok (endoklasztok) 517
16.22 Az üledékgyűjtőn kívüli eredetű (extrabazinális) kőzetelemek . . . 518
16.221 Nem-karbonátos, terrigén törmelékszemcsék 518
16.222 Extraklasztok (exoklasztok, alloklasztok) 518
16.3 A másodlagos kőzetelemek jellemzése 518
16.31 Az ortokémikus kőzetelemek 518
16.311 A szemcseközi pátit 518
16.312 Az üregkitöltő pátit 519
16.313 A továbbnövekedési pátit 520
16.314 Átkristályosodási pátit 520
16.315 Átkristályosodási mikrit (pszeudomikrit) 520
16.32 Helyettesítő (allokémikus) kőzetelemek 521
16.321 Helyettesítő pátit 521
16.322 Helyettesítő, nem-karbonátos ásványok 522
Irodalom 539

Tárgymutató 543

ELŐSZÓ

AZ ÜLEDÉKTAN FOGALMA ÉS JELENTŐSÉGE

Az üledéktan *(szedimentológia)* a földtannak az a része, amely a természetes üledékekkel és az azokból létrejött üledékes kőzetekkel képződésük feltételeinek és folyamatainak a felderítése céljából foglalkozik. Tárgyköre a természetes üledékszemcsék kialakulásától azok szállítás közbeni szétkülönülésén, leülepedésén és betemetődésén át a kőzettéválásig az üledékképződés minden folyamatát felöleli. Ennélfogva a szedimentológia a földtannak igen sokrétű tevékenységgel és kapcsolatrendszerrel rendelkező ága *(1. ábra)*. Jelentőségét az üledékes kőzetek globális elterjedése és tömege, a Föld élővilágára s az emberi civilizáció fejlődésére gyakorolt hatása, valamint a földtörténeti rekonstrukció szempontjából alapvető fontossága határozza meg. E kőzetek a mező- és erdőgazdaság, az állattenyésztés, a vízgazdálkodás, a magas- és mélyépítés nélkülözhetetlen alapjai. Rétegsoraik az energiahordozók (kőszén, kőolaj, földgáz) és számos ipari nyersanyag (evaporitok, üledékes és sztratiform vas- és mangánércek, bauxitok, foszforitok, urán- és ritkafém-feldúsulások, építőanyagok), továbbá a víz telepeit tartalmazzák. Rétegzettségük és ősmaradványtartalmuk folytán pedig minden más kőzetnél alkalmasabbak a viszonylagos földtani kor, az őskörnyezeti viszonyok, a hegységszerkezeti formák és azok kialakulásának megállapítására.



1. ábra. Az üledéktan (szedimentológia) és a legfontosabb társtudományok

Szaggatott vonalú keretben az ismeretátadó, folytonos vonalú keretben a kölcsönhatásban levő tudományágak. A szaggatott nyilak az üledéktani eredmények fő felhasználóit jelzik.

AZ ÜLEDÉKTANI KUTATÁS HAZAI HELYZETE

Jóformán nincsen életünknek olyan része, amelyet nagy területi elterjedésű és tetemes vastagságú üledékes összleteink ne befolyásolnának. Üledékes kőzetekhez kötődnek legfontosabb energiahordozóink (szénhidrogén, kőszén, uránérc), legértékesebb ipari nyersanyagaink (bauxit, mangán- és vasérc), belőlük táplálkozik vízellátásunk, belőlük kerül ki építőanyagaink zöme, s a környezetszennyezés e kőzeteket érinti leginkább. Jóllehet az újabban megjelent publikációk egy része már különböző üledékes petrológiai módszerek alkalmazásáról tanúskodik, sőt egy-egy képződményünk átfogóbb jellemzésével is találkozunk, a közlemények túlnyomó többsége elmarad az üledéktan nemzetközi színvonalától. Nemzetközi elismerést kiváltó, új módszerek vagy feldolgozások elsősorban néhány speciális szakterületen születtek (bauxit, mangánérc, agyagásványok), a szedimentológia főbb ágaira azonban még mindig kevés jut belőlük. Geológusaink zömének szemlélete megrekedt a rétegtani, őslénytani, tektonikai vagy a mindennapos nyersanyagkutatási kérdések, s az azok megoldásához nélkülözhetetlen, jobbára csak üledékkőzettani vizsgálatok szintjén. Kevesen ismerik a műszerek szedimentológiai alkalmazásának lehetőségeit, pontosságát s a vizsgálati adatok korszerű értelmezésének módját. A nemzetközi szakirodalom és a jelenkori üledékképződés megfelelő ismerete híján szegényes a használt üledéktani fogalomrendszer, és kevesen vállalkoznak üledéktani modellek felállítására. Csak elvétve találkozunk használható statisztikus matematikai feldolgozással. Földvári Aladár próbálkozásaitól eltekintve, felsőoktatásunk a közelmúltig kihagyta a szedimentológiát az önálló tantárgyak sorából, s a leíró kőzettanon belül is elsősorban a magmás és metamorf kőzetekkel foglalkozott. A 30-as évektől kezdve ugyan Vendl A., Vendel M., Szádeczky-Kardoss E., majd Miháltz I. és tanítványaik példája nyomán, de főleg a *Magyar Állami Földtani Intézet* által 1950-ben megindított nagyszabású sík- és dombvidéki kvarterkutatás kapcsán, nálunk is széleskörűvé vált, sőt más területeken is alkalmazást nyert a laza vagy kevésbé kötött törmelékes üledékek rutinvizsgálata. Bár ennek spektruma idővel a mikromineralógián át a nyomelem-vizsgálatokig szélesedett, kevés kivételtől eltekintve, jobbára mégis a szedimentpetrográfia leíró szemléletén maradt, a genetika önálló kutatását elhanyagolta. Gyakorlati céljainak megvalósulását a határtudományok művelőivel (geográfusokkal, pedológusokkal, geokémikusokkal, vízi- és építőmérnökökkel) való intézményes együttműködés, gyakran a közös szóhasználat *hiánya* nehezítette. Az 50-es évekből származó földtani tankönyveink céljuk más jellege folytán a szedimentológia teljes problématikáját nem fogták át, és az akkortájt kibontakozni kezdő üledékes petrológiai irányzat kezdeti eredményeit is többnyire mellőzték. Az üledékes petrológia egyes módszerei eleinte a *Mecseki Ércbányászati Vállalat*nál, majd a dunántúli bauxit- és mangánérc-kutatásnál, és — 1968-tól kezdve, az *Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt* támogatásával — a *JATE Földtani és Őslénytani Tanszékén* találtak otthonra. A 70-es évek elején a *Magyar Állami Földtani Intézet* is megkezdte a karbonátos üledékek petrológiai tanulmányozását. A *Magyarhoni Földtani Társulat* a *szegedi* (1971), a *pécsi* (1972), a *veszprémi* (1974) és a *sümegi* (1984) továbbképző tanfolyamokon a törmelékes üledékek mellett a karbonátos kőzetek viszonylatában is fórumot biztosított. Jórészt ennek köszönhető, hogy a fiatal generáció az egyetemen ma már a korábbinál valamivel több információt kap a szedimentológia tárgyköréből. Nemzetközi kapcsolataink is bizonyos lehetőséget nyitottak aktuálgeológiai ismeretek szerzésére és a külföldi szedimentológusokkal való együttműködésre. Ennek eredményeként az utóbbi időben — főleg az alföldi szénhidrogén-kutatás, bauxittelepeink és egyes középhegységi képződményeink korszerű fáciesvizsgálata kapcsán — néhány olyan publikáció is napvilágot látott, amely már a modern szedimentológia szemléletmódját közvetítette a szakemberek felé. E biztató részeredmények ellenére *a hazai kutatás* a nemzetközileg dinamikusan fejlődő üledéktanhoz képest általában *még mindig csak a felzárkózás állapotában van.* Munkánk e folyamat meggyorsítását, a szedimentológiai szemlélet és módszerek általánossá tételét törekszik szolgálni.

A KÖNYV CÉLJA ÉS SZERKEZETE

Három kötetben megjelenő könyvünk az üledéktan elméletének minden lényeges részét igyekszik felölelni. E tudományág múltjának, alapeszméinek, irányzatainak és várható fejlődésének rövid, a lényeget kiemelő áttekintése után először az üledékek képződési módját vizsgáljuk a mállás, a szállítás, a lerakódás és a kőzetté válás folyamatsorában. Az üledékes kőzetek leírásával foglalkozó fejezetek azok osztályozásának a kőzet-

szövettel és -szerkezettel, az ásványtani és vegyi összetétellel, valamint a genetikával kapcsolatos alapjait tárgyalják. Ezt az üledékes kőzetrendszerek ismertetése, majd az üledékfajták sokoldalú, és a külső jegyeken kívül azok genetikáját is magában foglaló jellemzése követi. Ennek során a legfontosabb — törmelékes, agyagos és karbonátos — kőzetcsaládokon kívül a szerves kőzetek és a szénhidrogének azért kaptak a szokásosnál nagyobb terjedelmet, mert ezekről Szádeczky-Kardoss (1952) és Vadász (1952) ikerkönyvei, valamint Kertai (1966, 1972) részint csonkán, részint kéziratban maradt munkái óta hasonló célú magyar összefoglalás — egyetemi jegyzeteken kívül — nem készült. A karsztbauxitok Bárdossy (1961, 1977, 1981) kitűnő összefoglalásaira alapozott jellemzését H. Szilágyi—Mindszenty—Vörösnek (1981) a lateritbauxitokra vonatkozó adataival egészítettük ki. Egyes, nálunk kevésbé gyakori kőzetcsaládokat azok elvi és gyakorlati fontossága, és a korszerű tájékoztatás érdekében ismertetünk részletesebben. A könyv zárófejezete az egykori üledékképződési rendszerek rekonstruálásának elveit tárgyalja, s a fácieselemzés fontosabb lépéseinek felvázolása után az üledéksorok ciklicitásának kérdéseivel foglalkozik.

A tárgyalás során a petrográfiai és petrológiai szempontok egyensúlyára törekedtünk. Valamennyi üledéktani módszer bemutatására természetesen nincsen mód. A hiányok ellenére reméljük, hogy a hazai földtan egyik nagy adósságának törlesztési szándéka ösztönözni fogja a magyar szedimentológiai kutatás megújulását, és a modern irányzatok általános elterjedését.

Munkánk — a hazai szükségletnek megfelelően — átmenet a tankönyv és a kézikönyv között, s egyszerre elégíti ki a geológusképzés és továbbképzés, valamint a gyakorló geológusok igényeit. Korszerű genetikai tájékoztatást nyújt azonban geográfusok, hidrológusok, bánya- és kultúrmérnökök, középiskolai tanárok és az ásványi nyersanyagokkal foglalkozó más szakemberek számára is. Szerkezete a fogalmak és folyamatok logikus sorrendjére épül. A speciális részletek túlzott kiemelése helyett pontos definíciókra és az összefüggések megvilágítására, stílusában a közérthetőségre törekszik. A dinamikai folyamatok leírásához szükséges fizikai fogalmaknak és levezetéseknek a vonatkozó fejezetekbe való fölvételével a jelenségek számíthatóságát igyekszünk hangsúlyozni.

A szedimentológia óriási területének kellő mélységű áttekintése ma már csak kellő felkészültségű szerzőtársak segítségével lehetséges. A többszerzős munkákat fenyegető koncepcionális, fogalmi és stiláris különbségek kiküszöbölése a szerkesztő és a szerzőtársak közötti cselekvő együttműködésen és baráti kritikán múlik. Kedves kötelesség megköszönni a kötet munkatársainak azt a türelmet és jó szándékot, amit az egyes fejezetek összeállítása és egymás közti, belső kritikája során tanúsítottak. Az ezzel járó időveszteséget a tartalom teljesebbé tétele ellensúlyozza. Köszönetünket fejezzük ki e kötet lektorainak (dr. Hámor Géza és Székyné dr. Fux Vilma, dr. Jámbor Áron akadémiai doktoroknak, dr. Korpás László és dr. Nagy Elemér kandidátusoknak) az ügy fontosságát átérző, értékes megjegyzéseikért, Pellérdy Lászlónénak a fényképek és reprodukciók elkészítéséért, Sípos Gyulánénak és Pentelényi Antalnak a vonalas ábrák letisztázásáért, az *Akadémiai Kiadó*nak pedig a kötet méltó köntösbe öltöztetéséért.

Őszinte örömmel nyugtázzuk, hogy könyvünk tervezetének elfogadása és megvalósítása során mindvégig a MTA Földtani Tudományos Bizottsága és a Magyar Állami Földtani Intézet — személy szerint dr. Grasselly Gyula és dr. Fülöp József akadémikus, dr. Hámor Géza igazgató, valamint dr. Nemecz Ernő akadémikus, osztályelnök — messzemenő támogatását élveztük. Ennek eredményeként munkánkat a MTA Föld- és Bányászati Tudományok Osztálya könyvkiadási tervébe iktatta. Köszönetünket tolmácsoljuk továbbá dr. Dank Viktor akadémiai doktornak, a Központi Földtani Hivatal elnökének, dr. Kókay Jánosnak, az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt főgeológusának és kutatási igazgatójának, Balla Kálmánnak, a Kőolajkutató Vállalat főgeológusának és vezérigazgató-helyettesének, valamint Dózsa Lajosnak, a Magyar Alumíniumipari Tröszt elnök-vezérigazgatójának munkánk figyelemmel kíséréséért és támogatásáért.

Budapest, 1988. január

Balogh Kálmán
ny. egyetemi tanár

A SZEDIMENTOLÓGIA MÚLTJA, JELENE, JÖVŐJE

BALOGH KÁLMÁN ÉS BÉRCZI ISTVÁN

A SZEDIMENTOLÓGIA FEJLŐDÉSE ÉS ANNAK TANULSÁGAI

Az üledéktan mai színvonalra emelkedésének folyamatában MIDDLETON (1978) — négy fontos dátum alapján — öt szakaszt különböztet meg.

Kezdeti stádiumában, az aktualizmus elismertetéséért küzdő, de sikertelen próbálkozások idején, az üledékkutatás még a rétegtan szerves része volt.

A maiság elvének győzelme (1830) utáni, *második szakaszt* a Föld könnyebben hozzáférhető térségeiben végzett aktualisztikus megfigyeléseknek az alapvető üledéktani módszerekkel párosult megjelenése jellemzi. A svájci gleccserek formakincséből és üledékanyagából kiinduló összehasonlító tanulmányokra támaszkodva először AGASSIZ (1840) glaciális elméletének felállítására került sor. Ezt követte a korallzátonyok, a jelenkori evaporitok, majd a sivatagi üledékek, és a kréta kőzettel összehasonlított mélytengeri képződmények (diatomitok, radiolaritok és tűzkövek) tanulmányozása, valamint a felszínalakulás elméletének, a geomorfológiának a megszületése. Mindezek eredményeit WALTHER (1893–1894) nagy hatású, korszakzáró szintézise foglalta össze. Az eleinte csak a kőszénfajtákra szorítkozó kémiai és mikroszkópi vizsgálatoknak más kőzetekre való kiterjesztése lelkesítő új eredményekkel festette alá e kor felismeréseit.

Az 1894-től 1931-ig, az első üledéktani szakfolyóirat (a *Journal of Sedimentary Petrology*) megindulásáig terjedő, *harmadik szakasz*ra a szedimentológia teljes önállósulása és szakágazatainak elkülönülése nyomja rá bélyegét. Tovább fejlődnek a szöveti (szemcseeloszlási, szemcsealak-) és nehézásvány-vizsgálatok. VAN'T HOFF-nak (1912) a tengeri evaporitképződéssel kapcsolatos vegytani, GILBERT-nek (1914) a folyóvízi szállításra vonatkozó kísérletein, s a nápolyi, helgolandi, kieli és senckenbergi tengerkutató állomások felállításán kívül TWENHOFEL (ed.: 1926, 1932), ill. TRASK (ed.: 1939) alapvető munkáinak a megjelenése fémjelzi ezt az időszakot.

Az 1931—1950 közötti, *negyedik szakaszt* a szakterületek végleges szétválása, a karbonátos kőzetek úttörő vizsgálata (CAYEUX 1935; MCQUEEN 1931), a szemcseparaméterek használatának széles körű elterjedése, nemegyszer a mikroméretekben végzett vizsgálatok extrapolálhatóságába vetett túlzott hit jellemzi. Az üledékes petrológia meggyökeresedéseként megjelennek a paleoáramlásokra és fáciesanalízisre alapított első medence-tanulmányok. A kutatások az üledékes környezet, az ősföldrajz vagy a szinszedimentációs tektonika hatásainak megállapítását célozzák (KRUMBEIN—SLOSS 1951; DAPPLES 1955; RUCHIN 1958; SZTRAHOV 1960–1962). Módszertani vonalon a röntgen- és a termikus vizsgálat bevezetése megindítja a finom szemű (agyagos) üledékek behatóbb megismerését. Új eljárásokat vezetnek be az üledékek szerves anyagainak mennyiség és minőség szerinti megállapítására. Új kísérleti berendezéseket alkalmaznak a fluidumok áramlási és szivárgási törvényeinek s az általuk okozott üledékmozgás módjainak a felderítésére.

Az 1950-től máig terjedő, *ötödik időszak*, a szedimentológia újkora, e tudományág ipar felé való fordulásának korszaka. Fejlett technológiát alkalmazó műszeripar gondoskodik a korábban elképzelhetetlen mennyiségben, méretekben és pontossággal dolgozó műszerparkról, s a nyersanyagkutatásban és bányászatban érdekelt iparágak közvetlenül teszik fel a megválaszolandó, konkrét kérdéseket, és finanszírozzák azok megoldását. A geofizikai lyukszelvényezés és a szeizmikus geofizika felbontó képességének jelentős finomodása, gépi adatfeldolgozással párosulva, a megaszedimentológiai irányzat kiteljesülését eredményezi. A Bahama Padokon, a Perzsa-öbölben, a Mississippi deltavidékén, s a mélytengerekben elindított nagyszabású és tervszerű programok (*DSDP* = Deep Sea Drilling Project = Mélytengeri Fúrási Terv) az elektronmikroszkópia párhuzamos fejlődésével karöltve valósággal forradalmasították a pelágikus üledékek, a karbonátok és evaporitok tanulmányozását. Jelentősen továbbfejlődött az üledékek geokémiájának elmélete és technikája, pl. a kis hőmérsékleten, vizes közegben végbemenő vegyi üledékképződés és diagenezis kísérleti és terepi vizsgálatát illetően, amit izotópos módszerekkel is kiegészítenek. A nagy sűrűségű zagyáramoknak KUENEN és MIGLIORINI (1950) által kifejlesztett üledékszállítási és lerakódási elmélete nemcsak a flis leülepedését helyezte új megvilágításba, hanem ösztönzően hatott minden más üledékes szerkezet és víz alatti folyamat megismerésére. Azok a mérnökök által még a 30-as években megkezdett, és a 60-as években kiteljesedő nagyszabású kísérletek, amelyek a szél, az áramló és a hullámzó víz okozta üledékszállításnak és a lerakódási alakzatok kialakulásának törvényeit kutatták, a ferderétegzés és más üledékes szerkezetek magyarázata folytán a szedimentológusok figyelmét is a kísérleti munka fokozására irányították. A lemeztektonikának a 60-as évek közepén megindult kifejlesztése sokat ígérő, új távlatokat nyitott a szedimentológusok, a sztratigráfusok és a tektonikusok együttműködése irányában.

Mindezt végiggondolva, az üledéktan fejlődési szakaszai a tóba dobott kő körül tovaterjedő vízhullám frontjának tágulásához hasonlíthatók, amely úgy halad előre, hogy későbbi stádiumai a korábbiakat maradéktalanul körülölelik. A szedimentológiai vizsgálat eszközei és célkitűzései az üledéktan önállósulása után úgy fordultak az összefüggéseiből kiszakított, egyedi kőzetmintától az egyre nagyobb méretű, természetes egységek irányába, hogy az új szakaszok mindig magukba foglalták a korábbiak célkitűzéseit. Anyag- és részecske-központúak voltak a kezdetek, hiszen először a fő kőzetfajtákat kellett anyaguk és szövetük alapján megkülönböztetni.

Csak ezután kerülhetett sor azok nagyobb egységei (a rétegek, rétegösszletek, végül a medence méretű formációk) genetikai sajátságainak és fejlődési modelljeinek a megállapítására. S tekintsük bár a kezdeti vizsgálatok idejét a mikroszedimentológia, a későbbieket pedig a makro-, ill. megaszedimentológia korának, a fejlettebb irányzatok egyike sem mellőzheti a korábbiak feladatainak elvégzését. Már csak azért sem, mert belőlük nőtt ki, és elvileg csupán komplexitásának magasabb foka, valamint a megfigyelési (mérési vagy kísérleti) eszközök növekvő pontossága emeli azok fölé. Ez azt jelenti, hogy *a szedimentológiai vizsgálat*nak e tudományág legfejlettebb fokán is *az egyes kőzetfajták közötti anyagi, szöveti és szerkezeti különbségekből kell kiindulnia*, bár ezek megállapítását és kapcsolatrendszerének felderítését a *technika* mindenkori színvonalának megfelelő, korszerű eszközökkel kell elvégeznie.

Kétségtelen, hogy az üledéktan nagyarányú fejlődését és vele kölcsönhatásban a *lemeztektonika* megszületését az ásványi nyersanyagszükségletek kielégítésének parancsa, valamint a technikai bázisnak a közelmúlt tudományos és technikai forradalmában elért tökéletesedése tette lehetővé. A régebben a kontinensek viszonylag könnyen hozzáférhető részeire s a tengerpartokra szorítkozó üledéktani kutatás ma már nemcsak a szárazulatok sokáig elhanyagolt zugain vált szinte mindennapossá, hanem a self-tengerek parttávoli részein, sőt az óceánok mélyén halad előre. *A földtan napjainkban a földkéreg teljes birtokba vételének a küszöbéig jutott el.* Útját rengeteg új felismerés kíséri, és az aktualizmus elve alapján — még ha megszorításokkal is — ma már számos, idáig rejtélyesnek tűnő üledékes kőzetösszletről (pl. a flisről vagy a prekambriumi kovás vasércekről) tudunk olyan képet kialakítani, amely a társtudományok hasonló fejlődése kapcsán felismert földtörténeti dinamizmus keretébe jól beleillik. Világunk és szemléletünk módja tehát jelentősen tágult, a kutatást pedig egyre hatékonyabb eszközök támogatják. A kutatási költségek csökkentésének igénye azonban egyúttal valamennyi használható adat gyors és komplex feldolgozását teszi szükségessé és ezt a számítógépek teljesítményének hihetetlen növekedése a fejlett országok kutatói számára lehetővé is teszi. A kisebb államok szakemberei a kísérletekkel is alátámasztott tengerkutatási eredmények fosszilis anyagon való ellenőrzésével járulnak hozzá azok igazolásához. Mindez szinte ugrásszerűen vezet el új őskörnyezeti, ősföldrajzi és fejlődéstörténeti modellek felállításához, és ezen keresztül új nyersanyag-prognózisokhoz. A helyesen prognosztizált, eredményes kutatásokban bőven visszatérül az a költség, amit azok szedimentológiai megalapozására fordítottak.

AZ ÜLEDÉKTANI KUTATÁS FŐ IRÁNYAI

Az üledékek és üledékes kőzetek tanulmányozása nagyjából egyidős ugyan a földtan megszületésével, céljai és irányai azonban az ismeretek és a vizsgálati eszközök fejlődésével nagyot változtak.

Legrégibb, de ma is nélkülözhetetlen ága a laza és konszolidálódott üledékeket — azok természetes összefüggésükből kiszakított mintáinak ásványkőzettani célú laboratóriumi vizsgálata alapján — leíró és rendszerező *üledékkőzettan* (szedimentpetrográfia). Feladata a kőzet minél pontosabb és szubjektív tévedésektől mentes diagnózisa; ezért a szemcseelemzés klasszikus és egyre finomodó módszerei, valamint a fénymikroszkóp használata mellett ma már az alkalmazott kémia és fizika csaknem egész fegyvertárát igénybe veszi (teljes és gyorselemzés, ioncsere-kapacitás meghatározása, mikrokémiai reakciók, papírkromatográfia, termikus és röntgenanalízis, elektrokémiai módszerek, fluoreszcens és elektronmikroszkópia, elektron-mikroszonda, infravörös spektrofotometria, spektrográfiai analízis, nukleáris módszerek, magneto- és radiometria). Kihasználja azonban a matematikai és számítástechnikai lehetőségeket is. A szedimentológiának ezt az anyag-, szemcse- és szövetközpontú ágát újabban *mikroszedimentológiá*nak is nevezik.

A később kialakult *üledékes petrológia (makroszedimentológia)* abban különbözik a szedimentpetrográfiától, hogy a laza vagy már konszolidálódott üledék leírásán kívül annak sokoldalú genetikai értelmezését célozza. Ezért annak már nemcsak az anyagát és szövetét, hanem külső és belső szerkezetét, ősmaradványait, rétegeinek a szomszédos rétegekhez való viszonyát és a rétegsoron belüli ismétlődését is vizsgálat tárgyává teszi, és a természetes viszonyokat utánzó *kísérleteket végez*. Mindezt annak érdekében, hogy a kőzetréteg származása, szállításmódja, leülepedési környezetének minősége, energiaviszonyai, klímája, növény- és állattársaságának ökológiai igényei, valamint a kőzet lerakódás utáni (dia-, kata- és epigenetikus) elváltozásai, és az ezek összességét tükröző fáciese alapján a természetes üledékegységek kialakulástörténetét minél tökéletesebben feltárja.

Az üledékvizsgálat legfiatalabb ága, a *megaszedimentológia*, voltaképpen az üledékes petrológia komplex módszereinek medenceméretű rétegösszletekre, formációkra való alkalmazása, a medencealakulás ősföldrajzi és paleotektonikai vonatkozásait is beleértve.

A szedimentpetrográfus statikus szemléletével szemben a modern szedimentológus az üledékes medencét s a képződménysorok születésekor uralkodó viszonyokat tartja szem előtt, és dinamikus fejlődéstörténeti modellek alkotására törekszik. Ezért szokás a *szedimentológiát* az *üledékes kőzetek dinamikai földtan*ának is nevezni.

A szedimentológiának a közelmúltig a maiság (aktualizmus, uniformitarianizmus) volt az egyetlen ve-

zérlő elve, amelyet — HUTTON (1795), LOMONOSZOV, PLAYFAIR (1802) kezdeti próbálkozásai után — LYELL-nek (1830) sikerült általánosan elfogadtatnia, lehetővé téve ezzel az üledéktannak az üledékes kőzetfajtákra főleg geokronológiai szempontból építő *rétegtan*tól (sztratigráfiától) való elkülönülését. Ezen elv szerint a földtörténet eseményei a fizika, a kémia és a biológia törvényei szerint képződött kőzettestek változatos anyagi és alaki tulajdonságaiban tükröződnek. A kőzet keletkezési körülményei, másodlagos elváltozásai és átalakulási folyamatai tehát e tulajdonságok részletes és összehasonlító analízise útján kideríthetők. Mivel a jelen a földtani múlt folytatása, joggal tehető fel, hogy a megfigyeléseink és kísérleteink alapján megállapított természeti törvények korábban is érvényesek voltak, és azonos feltételek esetén a kőzetképződés is a maihoz hasonlóan ment végbe. A fosszilis üledéknek a recenshez való hasonlósága tehát a létrehozó folyamat rekonstruálását is lehetővé teszi. Bár ezt a föltevést igen sok üledék példája igazolta, az *aktualizmus* merev alkalmazása számos esetben akadályokba ütközik, amikor egy-egy üledékes kőzettípus megfelelőjét a mai üledékek között nem találjuk. Ennek oka azonban nem a természeti törvények megváltozásában, hanem az azok hatályba lépését a földfejlődés korábbi szakaszaiban megszabó általános feltételeknek (pl. a légkör vagy a tengervíz összetételének) a maiaktól eltérő összeszövődésében keresendő. A Föld mai üledékképződése tehát anélkül adja kezünkbe múltbeli megfelelője megértésének kulcsát, hogy maradéktalanul ismételné a múltban lezajló folyamatokat.

A SZEDIMENTOLÓGIA JÖVŐJE

A nagy méretek felé haladó fejlődése közben a szedimentológia már ma is *egyre inkább kvantitatív jelleget ölt*. Az üledékkőzettan s az üledékes petrológia direkt terepi, laboratóriumi és kísérleti módszerein, valamint a tengerkutatási eredményeken kívül, mind szélesebb körben használja ki a mélyfúrások, a légi és űr-távközlés, a geofizika és geokémia nyújtotta indirekt lehetőségeket, és igyekszik állításainak matematikai kifejezését is megtalálni.

Az üledékes medencék alakváltozásaira, áramlási viszonyaira, a medencetöltelék mennyiségi és faciológiai megoszlására összpontosító megaszedimentológia (POTTER—PETTIJOHN 1963; FRIEDMAN—SANDERS 1978) annyival ígér többet az egyszerű fáciesvizsgálat anyaghoz tapadó, közvetlen módszereinél, hogy a fáciestípusokat a geofizikai karotázsgörbék, valamint a szeizmikus szelvények formaelemeivel azonosítva, azok térbeli kiterjedéséről medence-méretű képet igyekszik adni. A medenceüledékek efajta értékelésének lehetőségét a mélyfúrások szaporodása és a geofizikai módszerek fejlődése teremtette meg; alkalmazását pedig a vizsgálható fúrómagok számának és méretének költségkímélési okokból történő csökkenése kényszeríti ki. Bármily lelkesítők is azonban ezen irányzat távlatai, igazi sikerre még a háromdimenziós szeizmika széles körű elterjedése után is csak akkor számíthat, ha elemzéseit a makroszedimentológiai fáciesvizsgálat tényleges eredményeivel ellenőrzik. A fúrási magok közvetlen vizsgálatát és faciológiai értékelését tehát ez a módszer sem fogja kiküszöbölni, és a sok hiányos magvételű fúrás mellett a kisebb számú, de jól telepített magfúrásokra továbbra is szükség lesz.

A mélymedencék üledéksorainak feltárását a jövőben is elsősorban a fluidumok (a kőolaj, a földgáz és a víz) iránti érdeklődés fogja irányítani. A foszforittelepek, az óceáni vas–mangánércek, s az ezekhez kötött ritkaelem-dúsulások, a karbonátok és a kémiai üledékek keletkezési és hasznosítási problémái a tengervíz elemháztartásának és a diagenezis folyamatának jobb megértését továbbra is előtérben tartja. Eldöntendő lesz pl., hogy az idáig legjobban tanulmányozott parti és sekélytengeri fáciesek képződése mily mértékben vetíthető vissza a múlt széles kiterjedésű és nagy vastagságú (platform) üledékeire, mennyiben kell azokat a maiaktól eltérő, sajátos környezeti viszonyok szerint rekonstruálni *(paleooceanográfiai irány)*. A karbonátdiagenezisnek a jelenkorban uralkodó *aragonit→kalcit→dolomit* sorával szemben pl. SANDBERG (1975) a paleozóikumban közvetlen kalcit-, TUCKER (1982) pedig a prekambriumban közvetlen dolomitkiválást valószínűsít. A fluidumok prognózisa, anya- és tárolókőzetük kérdései, valamint a környezetvédelem sokirányú (a folyóhálózat, a folyóvízi hordalékszállítás megváltozásával, folyótorkolatok és kikötők eliszapodásával, a kotrással és a víz alatti bányászkodással, szennyező anyagok elhelyezésével és aktivizálódásával összefüggő) problémái kapcsán fokozódni fog a pszéfites és a pélites kőzetek iránti érdeklődés. A helyesen kivitelezett megaszedimentológiai vizsgálat pedig — nagy térségeket felölelő voltánál fogva — nemcsak a fluidumok áramlási irányainak s a kőzetsorok dia-, kata- és epigén folyamatainak jobb áttekintését eredményezheti, hanem a fluidumokkal való gazdálkodás ésszerűbb formáit is kialakíthatja.

IRODALOM

AGASSIZ, L. 1840: *Études sur les glaciers.* — Neuchâtel: Petitpierre, 346 p.

BÁRDOSSY, GY. 1977: *Karsztbauxitok.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 413 p.

CAYEUX, L. 1935: *Roches carbonatées.* — *In*: Les Roches Sédimentaires de France. — Paris: Masson & Cie, 463 p.

DAPPLES, E. C. 1955: General lithofacies relationship of the St. Peter sandstone and Simpson group. — *AAPG Bull.*, **39**, 444—467.

FRIEDMAN, G. M.—SANDERS, J. E. 1978: *Principles of Sedimentology.* — New York, etc.: Wiley & Sons, 792 p.

HAVASNÉ SZILÁGYI E.—MINDSZENTY A.—VÖRÖS I. 1980: *A Föld mai trópusi övében előforduló lateritbauxitok vizsgálata.* — Ásványi nyersanyagok prog. módsz.: Alumínium. — Budapest, 86 p.

HUTTON, J. 1795: *Theory of the Earth. I—II.* — Edinburgh.

GILBERT, G. K. 1914: *Transportation of debris by running water.* — *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **86**, 263 p.

KERTAI GY. 1966: *Kőolajföldtan I—II.* — Egyetemi jegyzet. Összeállította KLEB B. — Budapest: Tankönyvkiadó, 82 p.

KERTAI GY. 1972: *A kőolaj és a földgáz vegyi összetétele és keletkezése.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 112 p.

KRUMBEIN, W. C.—SLOSS, L. L. 1951: *Stratigraphy and Sedimentation.* — San Francisco: Freeman, 497 p. (2nd ed.: 1963, 660 p.)

KUENEN, P. H.—MIGLIORINI, C. I. 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. — *J. Geol.*, **58**, 91—127.

LYELL, CH. 1830—33: *Principles of Geology, Being an Attempt to Explain the Former Changes of the Earth's Surface by Reference to Causes Now in Operation.* — London: Murray. — 3 kötet.

MCQUEEN, H. S. 1931: Insoluble residues as a guide in stratigraphic studies. — *Missouri Bur. Geol. Mines, 56th Bienn. Rept, App.*, **1**, p. 102.

MIDDLETON, G. V. 1978: Sedimentology — History. — *In*: FAIRBRIDGE, R.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 707—712.

NEMECZ E. 1973: *Agyagásványok.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 507 p.

PLAYFAIR, J. 1802: *Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth.* — Edinburgh.

POTTER, P. E. 1978: Sedimentology — Yesterday, Today and Tomorrow. — *In*: FAIRBRIDGE, R.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 718—724.

POTTER, P. E.—PETTIJOHN, F. J. 1963: *Paleocurrents and Basin Analysis.* — New York: Springer, 296 p. (2nd ed.: 1977, 460 p.)

RUCHIN, L. B. 1958: *Grundzüge der Lithologie.* — Berlin: Akademie Verlag, 806 p.

SANDBERG, P. 1975: New interpretations of Great Salt Lake ooids and of ancient nonskeletal carbonate micrology. — *Sedimentology*, **22**, 497—537.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1952: *Szénkőzettan.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 315 p.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: *Geokémia.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 680 p.

SZTRAHOV, N. M. 1960—1962: *Osznovü teorii litogeneza.* **1, 2, 3.** — Izd. AN SzSzSzR, 211 + 573 + 549 p.

TRASK, P. D. (ed.) 1939: *Recent Marine Sediments.* — Tulsa, Okla.: Am. Ass. Petr. Geol., 736 p.

TUCKER, M. 1982: *The field description of sedimentary rocks.* — New York–Toronto: Halsted Press, 112 p.

TWENHOFEL, W. H. (ed.) 1926, 1932: *Treatise on Sedimentation.* — Baltimore: Williams & Wilkins, 661 p. (2nd ed.: 921 p.)

VADÁSZ E. 1952: *Kőszénföldtan.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 180 p.

VADÁSZ E. 1955: *Elemző földtan.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 516 p.

VAN'T HOFF, J. H. 1912: *Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse der ozeanen Salzablagerungen.* — Leipzig: Akad. Verlag, 374 p.

VENDL A. 1951: *Geológia I.* — Budapest: Tankönyvkiadó, 655 p.

VICZIÁN I. 1985: Áttekintés a magyar szedimentológiai irodalomról (1978—1982). — *Földt. Közl.*, **115**, 91—98.

WALTHER, J. 1893—94: *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft.* — Jena: G. Fischer, 3 kötet, 1055 p.

1. AZ ÜLEDÉKKÉPZŐDÉS FOLYAMATA

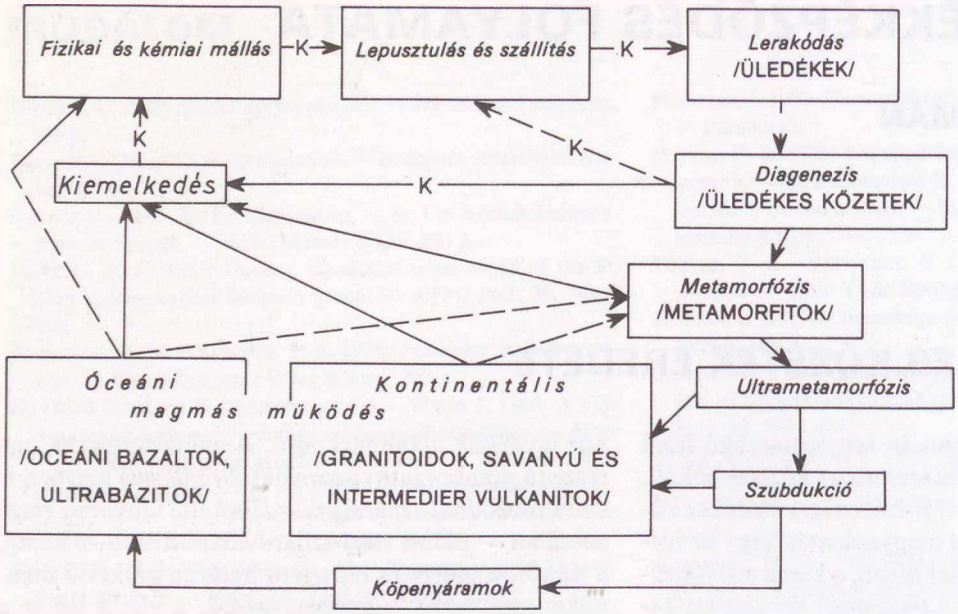
BALOGH KÁLMÁN

1.1 AZ ÜLEDÉKES KŐZETEK EREDETE

Bár a földkéreg átlagosan 16 km vastagságú felső részének 95%-a magmás és metamorf kőzetekből áll, a szárazföldek felszínének 75%-át mégis üledékes kőzetek borítják. Ennek az a magyarázata, hogy az üledékek anyaga túlnyomórészt olyan, a kéreg mélységeiből származó, ennélfogva a felszíninél lényegesen nagyobb hőmérsékleten és/vagy nyomáson kristályosodó magmás és metamorf kőzettömegekből kerül ki, amelyek magmás vagy tektonikai folyamatok révén a felszínre, a külső erők tartományába jutottak. Ezek az erők a kiemelkedések letarolása és a mélyedések feltöltése révén a geoidot megközelítő, egyensúlyi felszín kialakítására törekszenek. Az általuk megindított folyamatok a magasra emelt kéregrészletek mechanikai aprózódásával és vegyi mállásával kezdődnek. Ennek során azok ásványtani és kémiai alkata a mélységinél jóval alacsonyabb felszíni nyomáshoz és hőmérséklethez, valamint az atmo- és hidroszféra anyagi hatásaihoz igyekszik alkalmazkodni. A mállástermékek egy része (a domborzati viszonyoktól függően) helyben is felhalmozódhat *(maradéküledékek)*. Túlnyomó része azonban — oldott vagy szilárd állapotban — a kéreg, a légkör, a hidro- és bioszféra határán működő dinamikai rendszerek (tömegmozgások, a víz, a jég és a szél áramlásai) útján szállítódva kiválogatódik. A szállító energia csökkenésével azonban, immár teljesen újjászerveződve, a helyi erózióbázisokat jelző, többnyire ideiglenes lerakódás után, *vagy* a kontinensek nagy belső medencéiben, *vagy* a világóceán valamely részében, az ott ható erők irányára merőleges nívófelületek szerint rétegződve ülepedik le. A reá települő újabb és újabb rétegek által betemetett, még laza üledék *(szedimentum)* végül is — részint a fedőterhelés okozta tömörödés, részint pedig a szemcseközi oldatokból megindult kötőanyag-kiválás hatására — szilárd *üledékes kőzetté* válik.

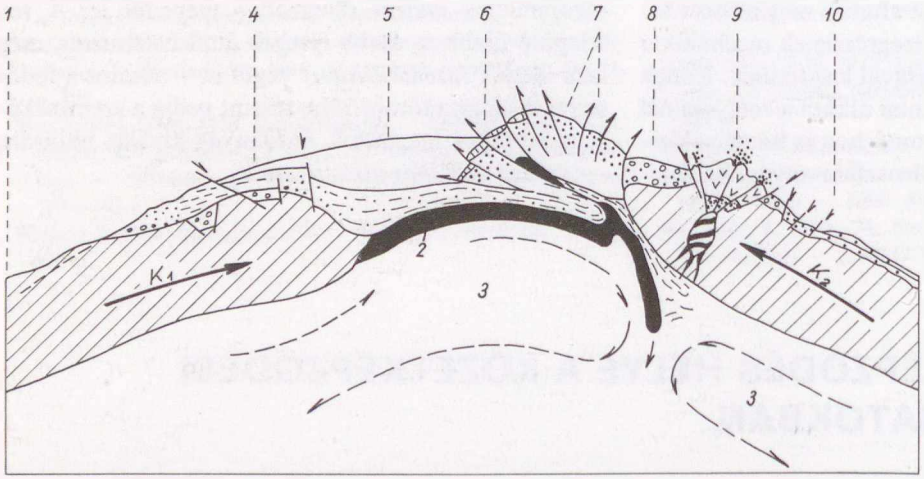
1.2 AZ ÜLEDÉKKÉPZŐDÉS HELYE A KŐZETKÉPZŐDÉSI KÖRFOLYAMATOKBAN

Az üledék, ill. üledékes kőzet további sorsát a kéregnek a földköpeny áramlásai által irányított lemeztektonikai mozgásai határozzák meg. Lehetséges, hogy annak újból felszínre került tömegei a *1.1 ábrán K*-val jelölt *kis földi ciklus* részeivé válnak, és azokból közvetlenül új üledék képződik. Az üledékek más része azonban a *nagy földi ciklus*hoz kapcsolódik. A kontinensek kisebb sűrűségű (szialikus) kéreglemezei alá bukó, bázikus jellegüknél fogva sűrűbb óceáni lemezek elnyelődési *(szubdukciós)* zónáiban felhalmozódó üledékösszletek ui. egyre mélyebbre (tehát fokozódó nyomás és hőmérséklet alá) kerülnek. Itt különböző mértékben metamorfizálódnak, sőt részlegesen vagy teljesen megolvadva, a szubdukciós övek mentén felgyűrődő lánchegységek üledékanyagát áttörő gránitos intrúziók és savanyú–intermedier vulkáni erupciók magmájává formálódnak, vagy közvetlenül a köpenybe préselődnek, és annak anyagával elegyednek. A nyomás- és hőmérsékletesés irányította köpenyáramok termékeinek az óceánfenék hatalmas repedésein észlelt felbuggyanásai részint az óceáni lemezeket gyarapítják, részint e lemezek egymástól való távolodásának (a *spreading*-nek) motorjává lesznek. A „nagy ciklus" hatóerői az üledékes kőzeteken kívül minden más kőzetfajtát is magasba emelhetnek, és az üledékes folyamatok részeseivé tehetnek *(1.2 ábra)*.



1.1 ábra. A földi kőzetképződés körfolyamatainak vázlata

K = Kis földi ciklus.



1.2 ábra. A lemeztektonikai dinamizmus és az üledékképződés összefüggésének méretarány nélküli vázlata két egymás felé közeledő kontinens (K_1 és K_2) ütközése előtti szakaszban

1. Sial kéreg. — *2.* Óceáni kéreg. — *3.* Köpeny és köpenyáramok. — *4.* Miogeoszinklinális sekélyvízi üledékekkel. — *5.* Az eugeoszinklinális maradéka pelágikus és turbidites üledékekkel. — *6.* A külső hegységív felpikkelyeződő pelágikus üledékei flissel és olisztosztrómákkal. — *7.* Pelágikus üledékek és ofiolitok. — *8.* Hegységíven belüli vulkanogén molassz. — *9.* A belső vulkáni öv savanyú és intermedier kőzetekkel. — *10.* Ív mögötti medence epikontinentális üledékekkel.

2. A MÁLLÁS

BALOGH KÁLMÁN

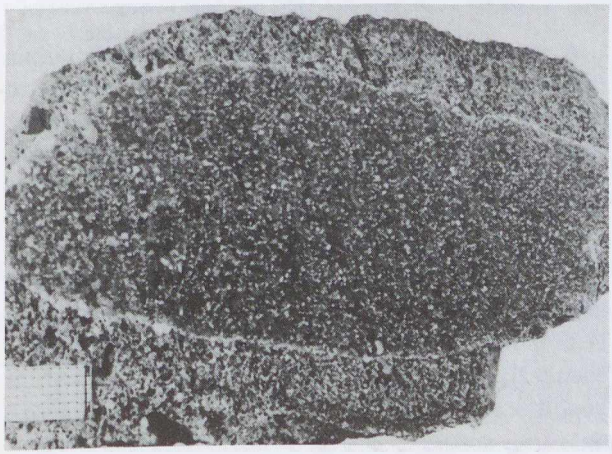
2.1 A MÁLLÁS FOGALMA ÉS FAJTÁI

Az üledékes körfolyamatnak azt a szakaszát, melynek során a mélyből a viszonylag kis nyomású és hőmérsékletű felszínre került kőzetek szilárd kőzet- és ásványtöredékekre, görgetve, lebegtetve vagy oldott állapotban tovaszállítható része(cské)kre esnek szét, mállásnak nevezzük. A mállás azoknak a változásoknak az összesége, amelyeket a kőzetek (és ásványok) az atmo-, hidro- és bioszférával való érintkezésük folyamán szenvednek. E változások egy része az elsődleges kőzeteknek a kémiai összetétel lényeges megváltozása nélküli aprózódásával jár *(fizikai mállás)*. Más részük azonban a kőzetanyag szervetlen úton vagy biológiai közreműködéssel történő *vegyi átalakulását* eredményezi. A mállás e formái megkülönböztetésének azonban inkább csak elvi jelentősége van, mert többnyire együtt járnak, és egymás hatását fokozzák vagy kiegészítik. Szedimentológiai jelentőségüket a különböző üledéktípusok szemcseanyagának általuk való előkészítése adja meg: a fizikai és kémiai mállás aprózó hatása végül is *törmelékes* (klasztikus), a mállási oldatokból kicsapódó ásványok felhalmozódása *kémiai*, az oldatokból élőlények útján történt ásványkiválasztás pedig *biogén szemcsék* (ill. kőzetek) kialakulására vezet.

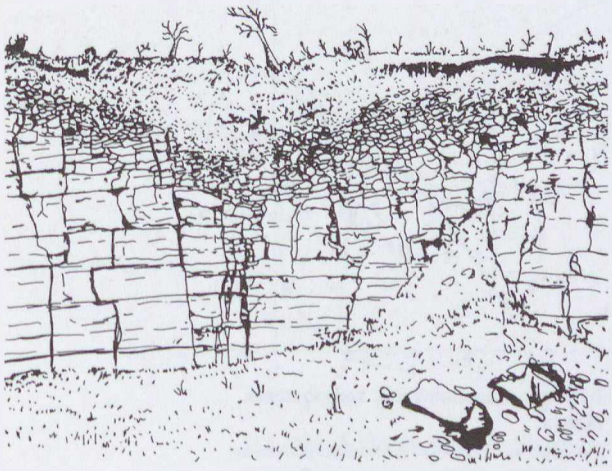
A vegyi mállás legközönségesebb megnyilvánulása az üde kőzet felszínét borító *mállási kéreg (2.1 ábra)*. Nagy méretű kőzettestek mállástermékeinek összességét *regolit*nak, a málladéktömegnek az élővilág közvetlen befolyása alatt álló, szerves anyaggal keveredett, legkülső részét pedig *talaj*nak nevezzük *(2.2 ábra)*. A mállás típusát és intenzitását az éghajlati tényezők szezonális megoszlása, az „alapkőzet" felépítése, a táj geomorfológiája, a talajvíz elhelyezkedése és vegyi összetétele, a növénytakaró és a talaj élővilágának összetétele, jelenléte vagy hiánya határozza meg.

A *légköri mállás* felső határa a szilárd felszín, alsó határa pedig az a mélység, ameddig az üledék pórusvize a levegő, ill. a talaj gázait és más hatóanyagait közvetíteni képes. A felszínnel közvetlen kapcsolatban nem álló pórusvizek már a dia- és katagenezis övéhez tartoznak, amely az összefüggő pórusterek létezésének alsó határáig terjed.

Az *összefüggő víztakaró* (tó, tenger, folyóvíz) *alatti mállást* szintén a légkörtől való elzártság jellemzi. Mégis alapvetően eltér az üledék belsejét uraló dia- és katagenetikus folyamatoktól, mert az üledéknek csupán a felszínére szorítkozik. Ez pedig a szilárd és a



2.1 ábra. Üde kőzetmagot körülvevő mállási kéreg
Alsó-triász korú meszes homokkő. — Aggteleki Karszt. — A Bódvaszilas és Szádvár közötti tektonikus öv Ny-i részéből. — Gy.: BABARCZI I. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ.



2.2 ábra. Ép kőzet fokozatos fellazulásával kialakult talajtakaró (BRINKMANN 1961 nyomán)

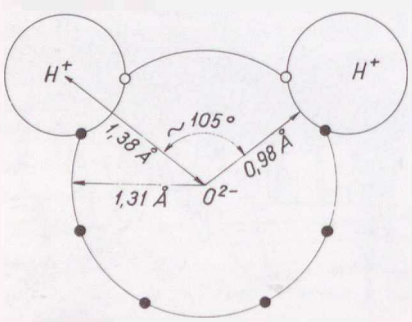
gyakorlatilag végtelen folyadékfázis között akadálytalan anyagkicserélődést, visszaoldást és elmosást tesz lehetővé. Vegyi reakciói tehát — a diagenezisnek ásványok és korlátozott tömegű pórusoldatok közötti, lassú, zárt rendszerű, és így nem tetszőleges tartamú reakcióival szemben — *nyílt rendszerben*, az oldószer- és anyagutánpótlás kimeríthetetlensége közben zajlanak le.

A mállási termékek átmenetileg képződésük helyén is felhalmozódhatnak. Túlnyomó részük azonban tovaszállítódva, származási helyétől távolabb, vékonyabb-vastagabb *rétegek* alakjában ülepedik le. Mivel a mállás felszíni feltételekhez kötött termodinamikai folyamat, a szállítás, sőt leülepedés közben is tovább folytatódik. Sőt a „végleges" leülepedési helyére (a tengerbe) került üledékeket is felszakíthatja, elmoshatja, feloldhatja, és áttelepítheti a hullámzó vagy áramló, kémiailag aktív tengervíz. A betemetődés azonban fokozatosan megszünteti az üledék szabad mozgását, a víz- és légkörrel, továbbá az élővilággal való szabad érintkezését. Mindez, a nyomás és hőmérséklet mélység szerinti növekedésével párosulva, lassanként a tömörödést és kőzettéválást juttatja túlsúlyra. *A mállás, szállítás, leülepedés és kőzettéválás folyamatai tehát részben átfedik egymást.*

2.2 A VÍZ MÁLLÁSI SZEMPONTBÓL FONTOS TULAJDONSÁGAI

A víz szerepe a mállás fizikai és kémiai fajtáiban egyaránt döntő jelentőségű. Ezt részint különböző halmazállapotainak a Föld felszíni és felszín közeli régióiban való nagy elterjedtsége, részint molekuláinak *dipólus* jellege okozza. A két H^+ ionból és egy O^{2-} ionból álló, nagyobb távolságból tehát semlegesnek tűnő vízmolekulában ui. a H^+ ionok az O^{2-} ion egyik oldalán helyezkednek el. Mivel így a töltések középpontjai nem esnek egybe, „közvetlen közelről" a H_2O molekula H^+ ionok felőli oldala *inkább* pozitív, ellenkező oldala pedig *inkább* negatív töltésű lesz, és közöttük gyönge dipólusmomentum lép fel *(2.3 ábra)*.

A vízmolekulák dipólus jellegének a következménye, hogy ellenkező töltésű végeik kölcsönös vonzása következtében közöttük a *mellékvegyérték*-kötések egy fajtája jön létre. Dipólusmomentumuk ui. arra képesíti δ+ parciális töltésű H^+ ionjaikat, hogy — a molekulán belüli kapcsolódáson túl — még a szomszédos H_2O molekulák δ− parciális töltésű O ionjaihoz is „hidakat" létesítsenek. Így áll elő az a sajátos helyzet, hogy a víznek minden egy vegyértékű H^+ ionja egyszerre két vízmolekula O^{2-} ionjához kötődik. A H^+ ionok vázolt elrendeződése folytán a víz molekulái a „hidrogénhíd"-akon keresztül tetraéderesen csatlakoznak *(2.4 ábra)*.



2.3 ábra. A vízmolekulák szerkezetének vázlata

A nagy kör az oxigén külső elektronhéját jelképezi hat saját elektronnal (fekete pontok) és a két hidrogénatomtól származó egy-egy elektronnal (üres pontok). — Szádeczky-Kardoss (1955) nyomán.

Sajátos belső szerkezete teszi érthetővé a víznek a mállás szempontjából is fontos alábbi tulajdonságait:

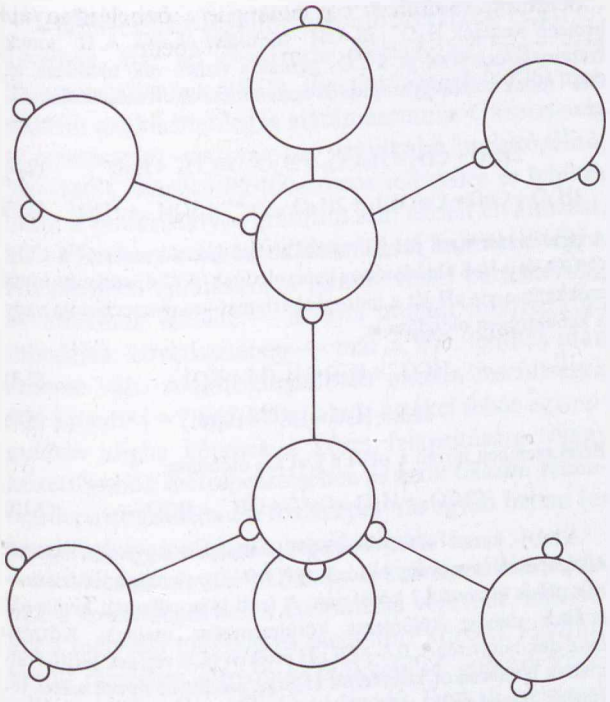
1. A molekulák hidrogénkötésének köszönhető a *víz olvadás- és forráspontjának, olvadási és párolgási hőjének, felületi feszültségének és kapillaritásának viszonylag magas értéke.* A hidrogénkötéseknek mind a felszínformáló erők, mind az üledékképződés tekintetében igen nagy a jelentősége, mert nélkülük a víz még szobahőmérsékleten is gáz állapotú lenne, hiszen olvadáspontja −100 °C, forráspontja pedig −80 °C körül alakulna.

2. Molekuláinak polaritása magyarázza a víznek az ionkötésű vegyületekre gyakorolt erős *oldóhatását.* Ha ui. az ilyen, könnyen ionizálható vegyületek (pl. NaCl) vízzel érintkeznek, akkor a vízmolekulák rajszerűen, negatív végükkel annak kationjai, pozitív végükkel pedig annak anionjai felé fordulnak, és csak ezen ionoktól távolabb nyerik vissza eredeti (a hőmozgás következtében szabálytalan) eloszlásukat *(2.5 ábra). Az ionok tehát vizes oldatban hidratált állapotban vannak.*

Számos só *kristályvize* ugyancsak a víz poláris jellege miatt kötődik meg a kristályrácsban, kissé távolabb feszítve egymástól annak ionjait; ez a víz azonban hevítéssel viszonylag könnyen kiűzhető.

3. A hőmérséklet csökkenése a molekulák hőmozgásának mérséklésén, a hidrogénkötések számának emelkedésén, s a tetraéderesen megkötött molekulahalmazok nagyobbodásán át *a víz viszkozitásának növekedését idézi elő.*

4. A víz sűrűségének a hőmérséklet csökkenését kísérő növekedését a molekuláris hőmozgás lefékeződésével beálló összehúzódás magyarázza; +4°C alatt azonban a sűrűség ismét csökken. Ezt az okozza, hogy a hőfok süllyedését nemcsak összehúzódás, hanem — a hidrogénkötések egyidejű szaporodása folytán — kiterjedés is kíséri. Ez pedig +4°C-nál kerekedik az összehúzódás fölé, amikor a víz tetraéderei fokozatosan hexagonális szerkezetbe kezdenek átmenni. A tágulás −22°C-ig tart, amikor a jég eléri minimális



2.4 ábra. A vízmolekulák tetraéderes csatlakozásának vázlata

sűrűségét, tágulás okozta nyomásának maximumát, és egy másik, kisebb sűrűségű módosulatába megy át *(2.6 ábra)*. A hexagonális jégkristályok növekedési sebessége a bázislapra merőlegesen lévén legnagyobb, a kőzet hajszálrepedéseire felnövekvő jégkristályok igen jelentékeny nyomást képesek kifejteni.

5. Az üledékes tartományban végbemenő vegyi reakciók lefolyását és eredményét az azokban közreműködő, *híg vizes oldatok* H^+ *ionjainak* (helyesebben a kis méretű, de igen nagy elektromos erőterű protonok és a víz molekulái alkotta H_3O^+ *(hidroxónium)*ionoknak a *mozgékonysága* határozza meg. Az oldás ui. az oldott anyag H^+ ionjainak (protonjainak) az oldószer molekuláihoz való kötődését jelenti. Pl.:

$$HCl + H_2O \rightleftharpoons H_3O^+ + Cl^-. \qquad (2.1)$$

Bár az oldat sohasem tartalmaz *szabad* H^+ iont, a ténylegesen jelenlévő komplex hidroxóniumion helyett mégis többnyire „hidrogénion"-t mondunk, s a vizes oldatok H_3O^+ koncentrációja helyett „hidrogénion-koncentráció"-ról beszélünk. Ezt az indokolja, hogy a H_3O^+ ionok keletkezése valóban a pH-értékkel kifejezett *protonaktivitás* következménye.

Az oldatok *a* aktivitása (az oldatba ment ionok „hatékony koncentráció"-ja) általában kisebb, mint azok *c* koncentrációja. Ezt az *„ionaktivitási szorzat"* (IAP):

$$a = fc \qquad (2.2)$$

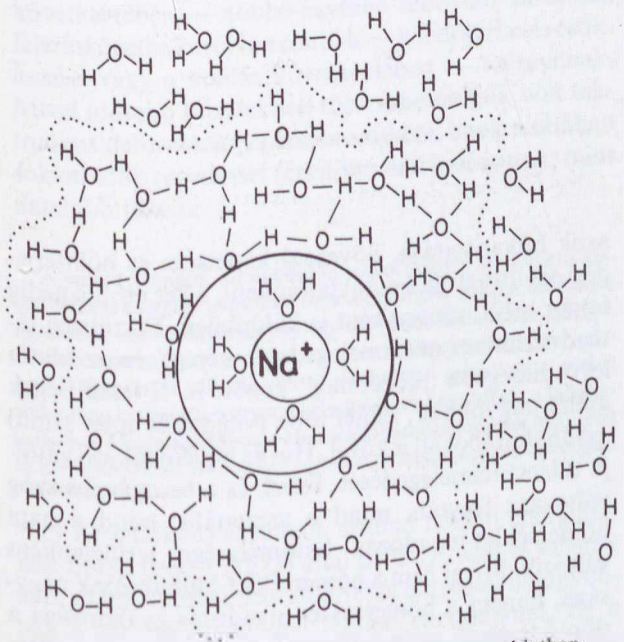
fejezi ki, ahol az *f* aktivitási együttható anyagonként és koncentrációnként is változó, de 1-nél kisebb szám. (A tengervíz néhány fontos ionjának *f*-értéke: Cl^-: 0,63; Mg^{2+}: 0,25; SO_4^{2-}: 0,069; CO_3^{2-}: 0,021.) Az *f* értéke csak *tiszta* vízben 1, mert az ennek minden hőmérsékleten és nyomáson bekövetkező, de igen kisfokú *disszociációjakor* képződő H_3O^+ és OH^- ionok számára kis koncentrációjuk ideális mozgékonyságot biztosít:

$$H_2O + H_2O = H_3O^+ + OH^-. \qquad (2.3)$$

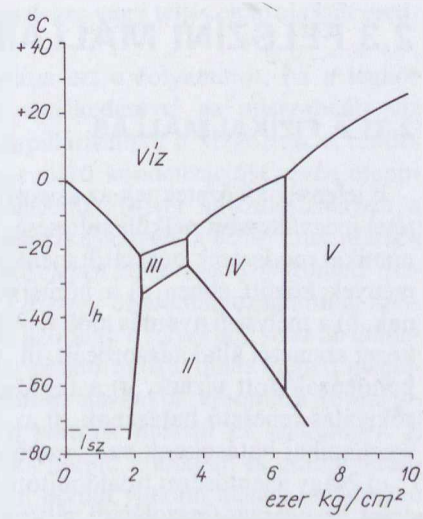
A víz ionjainak aktivitása egyenlő lévén azok koncentrációjával, a tömeghatás törvényéből levezethetően, a képződő H_3O^+ és OH^- ionok koncentrációjának szorzata adott hőmérsékleten és nyomáson állandó szám, mégpedig 20°C-on és 1 atm (kb. 10^5 Pa) nyomáson:

$$K_{víz} = [H_3O^+] \cdot [OH^-] = 1{,}01 \times 10^{-14}. \qquad (2.4)$$

Tiszta vízben és semleges vizes oldatokban a két ion koncentrációja egyenlő: $[H_3O^+] = [OH^-] = 1{,}01 \times 10^{-7}$ g ion/l. Savanyú közegben a H_3O^+, lúgos közegben pedig az OH^- ionok koncentrációja nő meg a másiké rovására. Mivel bármely oldat OH^- koncentrációja kiszámítható a H_3O^+ ionokéból, az OH^- koncentráció helyett is a „hidrogénion-koncentráció"-t, ill. — a számítások egyszerűsítése

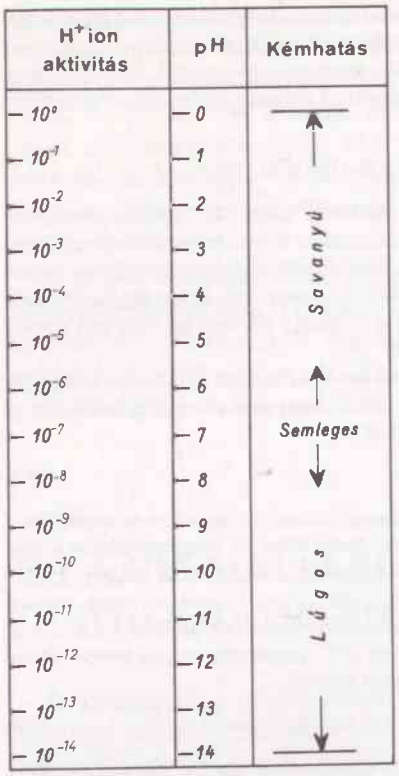


2.5 ábra. A dipoláris vízmolekulák elhelyezkedése az oldatban lévő Na^+ ion körül



2.6 ábra. A víz–jég rendszer állapotdiagramja

I_h = hexagonális jég. — I_{sz} = szabályos rendszerbeli jég. — SCHWARZBACH (1974) nyomán.



2.7 ábra. A H^+ ion aktivitás nagysága, a pH-értékek és a kémhatás megnevezése

céljából — annak negatív logaritmusát, a pH-értéket szokás megadni:

$$pH = -\log H_3O^+. \qquad (2.5)$$

A pH-értékeknek különböző oldatokban való megoszlását a *2.7 ábra* szemlélteti.

A pH-érték emelkedését vagy csökkenését a vizes oldatban végbemenő reakciók H_3O^+, ill. OH^- termelése okozza. A H^+ ionok szaporodására vezet pl. a CO_2 gáznak a vízben való oldódása; az OH^- ionok számát gyarapítja az égetett mész oltott mésszé alakulása:

$$2H_2O + CO_2 = H_2CO_3 + H_2O \rightarrow HCO_3^- + H_3O^+, \qquad (2.6)$$

$$3H_2O + CaO = Ca[OH]_2 + 2H_2O \rightarrow Ca^{2+} + 3OH^- + H_3O^+. \qquad (2.7)$$

A természetes vizek pH-ját leginkább befolyásoló reakciók a CO_2, $CaCO_3$ és a H_2S oldódásához kapcsolódnak. A (2.6) reakción kívül csökkenti a víz pH-ját a hidrogénkarbonát-ion disszociációja vagy a kénhidrogén oldódása is:

$$HCO_3^- + H_2O \rightarrow H_3O^+ + CO_3^{2-}, \qquad (2.8)$$

$$H_2S + H_2O \rightarrow HS^- + H_3O^+. \qquad (2.9)$$

Ezzel szemben növeli a pH-t a $CaCO_3$ oldódása:

$$CaCO_3 + H_2O \rightarrow Ca^{2+} + OH^- + HCO_3^-. \qquad (2.10)$$

A talaj-, karszt- és folyóvizek pH-ja általában a gyengén lúgostól a közepesen savanyúig változik (pH = 9—3). A tengervíz felszínének pH-ja viszont 8,3 körül van. A fenti intervallumon kívüli pH értékek mindig különleges körülményekre utalnak. Kőszénösszletek talajvizének 0,5—2,0 pH értékeit pl. a rétegek pirittartalmának bomlásakor keletkezett H_2SO_4, szolonyec típusú szikes területek talajvizének > 10 pH-ját pedig az altalaj finom eloszlású $CaCO_3$-jából keletkező $Ca[OH]_2$-nak az alkáli-szilikátokra gyakorolt feltáró hatása idézi elő (Bárdossy—Bod 1961; Széky-Fux—Szepesi 1959).

6. A víz kicsiny, de erős pozitív töltésű H^+ ionjainak a kristályok fémes kationjait helyettesítő képessége idézi elő a szilikátásványok *hidrolízis* néven ismert lebomlását. Ennek során a kristályrácsból „kiűzött" fémionok a jelenlevő OH^-, vagy HCO_3^- ionokkal oldatokat vagy csapadékokat alkotnak. A hidrolízis az ásvány vagy kőzet palássági felületei, kristályhatárai, hasadási és réteglapjai vagy repedései mentén halad előre (l. a *34.* oldalt). Mivel a hidrolízis a víz kb. 10°C-onként emelkedő disszociációsebességétől függ, erőssége a hőmérséklet emelkedését követi.

2.3 FELSZÍNI MÁLLÁS

2.31 A FIZIKAI MÁLLÁS

E jelenség a kőzeteknek az ásványos és vegyi összetétel megváltozása nélküli szétesése. A földfelszíni dinamikai rendszerek hatásától mentes, nyugodt körülmények között ebben *a*) a hőmérséklet ingadozásának, *b*) a mélységi nyomás alóli felszabadulásnak, *c*) a kőzet szemcsei által adszorbeált, ill. a kapillárisokban kondenzálódott víznek, *d*) a fagyási mállásnak, *e*) a sókiválás repesztő hatásának, *f*) az élőlények okozta mechanikai hatásoknak van vezető szerepe.

a) Nagy jelentőséget tulajdonítottak régebben *a kőzetek* besugárzás (inszoláció) változásokkal kapcsolatos *hőmérséklet-ingadozásai*nak. A nappali erős felmelegedést követő erős éjszakai lehűlés valóban feszültségeket támaszt a kőzet ásványszemcsei között, mivel azok hőkapacitása, hővezető képessége és hőkiterjedési együtthatója ásványfajtánként, a két utóbbi pedig fajtán belül irányonként is különböző. Feszültség támad azonban az átmelegedett „kéreg" és az alatta levő, hidegebb „kőzetmag" között is. E feszültségek annál nagyobbak, minél több (világos és sötét színű) ásványfajtából áll a kőzet. Hó- és növénytakaró gátolja túlzott felmelegedését. Ezért, és a besugárzási szög változása folytán, mind a szezonális, mind a napi hőmérséklet-ingadozás hatómélysége területenként változik. Mivel nem a hőmérséklet-különbségek nagysága, hanem a hőmérséklet-ingadozás gyakorisága a döntő tényező, az inszolációs hatás legnagyobb mértékére a forró sivatagokban lehet számítani.

A hőmérséklet-ingadozás döntő szerepébe vetett hit azonban már fél évszázada megrendült, mert sem BLACKWELDERnek (1933), sem GRIGGSnek (1936) nem sikerült azt kísérletileg is alátámasztania. GRIGGS még a természetes viszonyokat leginkább megközelítő, 30—140°C közötti 89 400-szoros felhevítés és lehűtés után, a polikristályos grániton sem észlelt elváltozást, ha a kísérletet a víz teljes kizárásával hajtották végre. Ha ellenben lehűtéskor a mintát vízzel permetezték, ásványainak felülete — a rajta támadt mikroszkópi repedések következtében — már a 900. lehűtés után érdessé vált. A hőfokingadozás okozta feszültségek 800 kp/cm² [=7,845 MPa] alatti értékei tehát *egymagukban* aligha képesek a kőzet felaprítására. Nagy kőzettömbök szétrepesztésében és azok felszíni részeinek lepattogzásában a főszerepet ma egyéb fizikai (és kémiai) folyamatoknak tulajdonítják.

b) Megfontolandó pl., hogy a fizikai mállást azoknak a feszültségeknek a kioldódása vezeti be, amelyeket a mélységi magmás és metamorf kőzetek felszínre került részeiben a nyomás csökkenése, vulkáni kőzetekben pedig a láva kihűlése idéz elő. Ezek ui. nemcsak olyan alaki torzulásokat eredményeznek, amilyenek az eredeti összefüggésükből szabályosan kimetszett márványlapokon észlelhetők, hanem olyan makro- és mikroszkópos repedéseket is létrehozhatnak, amelyek megkönnyítik a kőzet későbbi pikkelyes lehámlását (*deszkvamációját*), széthullását vagy „pergés"-ét. Ehhez járulnak a különböző hegységszerkezeti formákat kísérő törések, üledékes kőzetekben ezenfelül még a réteglap menti elválások is, amelyek nagyobb mélységekben — részint a terhelési (litosztatikus) nyomás, részint a hézagokat kitöltő diagenetikus kicsapódás következtében — többé-kevésbé szorosan zárulnak, felszínközelbe kerülve azonban — a fedőterhelés csökkenése vagy a mállás következtében — szétnyílnak. Mivel idősebb kőzeteknek több lehetőségük volt tektonikus deformáció(k) elszenvedésére, azok általában sokkal több repedéssel (érkitöltéssel) hálózottak, mint fiatalabb társaik.

A szilárd anyagok törésfelületeit μJ/cm²-ekben kifejezhető szabad felületi energiák jellemzik. Ezek az energiák azzal a munkával egyenlőek, amit e felületek egy-egy cm²-ének kialakulása igényel. Értékük nemcsak anyagonként, hanem e felületek kristálytani helyzetétől függően is változik. Mivel mechanikai igénybevétel esetén elsősorban kis felületi energiájú törésfelületek képződnek, a fedőterhelés és a tektonikai nyomás alóli felszabadulás felületei nagyrészt az ásványszemcsék felületeivel és hasadási lapjaival párhuzamosak.

c) Kőzetalkotó ásványok szabad felületi energiájának ENGELHARDT (1973) által néhány tucat és néhány száz μJ/cm² között becsült értékei lényegesen nagyobbak a víz 7,6 μJ/cm²-nyi felületi energiájánál. *Ez a nagy különbség a vízmolekuláknak az ásványok friss törési felületein való megtapadását okozza.* Az adszorbeált víz pedig a még szabad felületek mentén feszítő nyomással előrehaladva, ékszerűen tágítja a szemcsék közötti vagy azokon belüli finom réseket. *Nagy belső felületű szilárd testek* (pl. kötött homokok) ily módon *nemcsak a cseppfolyós, hanem a gőz állapotú víz hatására is jelentékeny alak- és térfogatváltozást szenvedhetnek.*

Az adszorbeált vízréteg és az ásványfelszín közötti határvonal 1 cm-ére vonatkozó feszítő nyomás (π) nagysága ui. a tiszta szemcsefelszín szabad energiájának (σ_{sz}) és az adszorbeált vízréteg felületi energiájának (σ_a) din/cm-ekben kifejezett különbségével egyenlő ($\pi = \sigma_{sz} - \sigma_a$). Ebből a szemcseközi vagy szemcsebelseji hasadékok alján valóban fellépő p nyomást a $p = \pi/\delta$ képlettel nyerjük, ahol δ az adszorpciós vízréteg Å-ökben (0,1 nm-ekben) mért vastagsága. Szilikátok és 1 nm-nyi vastagságú adszorpciós vízréteg esetén — feltételezve, hogy $\sigma_{sz} = 100$ μJ/cm², σ_a pedig 20 μJ/cm² — kb. 784,5 MPa feszítő nyomással számolhatunk, ami a meglévő hasadékok továbbszakítására már elegendőnek látszik (ENGELHARDT 1973).

Erősödik a repesztő hatás, ha az anyag duzzadó agyagásványokat is tartalmaz, amelyek a vizet nemcsak határfelületeiken adszorbeálják, hanem kristályrácsuk rétegei közé veszik fel. A *duzzadási nyomás* a vízmentes montmorillonitba épülő első vízréteg felvételekor kb. 529,56 MPa, a második vízréteg felvételekor pedig további 245,17 MPa.

Meggyorsítja a kőzet szétesését, ha a víz(gőz) adszorpciója gyakran váltakozik teljes kiszáradással. Ez elsősorban arid klímában valósul meg, ahol a napszakok közötti nagy hőmérséklet-különbségek a légkör vízgőzzel való telítettségének sűrű váltakozását idézik elő. A levegő relatív nedvességének az erős éjszakai lehűlést kísérő emelkedésekor a kőzet által adszorbeált víz feszítő hatást fejt ki; a páratartalomnak a nappali erős felmelegedéssel járó csökkenése viszont az adszorbeált víz részleges vagy teljes elpárolgását eredményezi.

Tovább bonyolítja ezt a folyamatot, ha a légkör páratartalmának emelkedésével az adszorbeált víz mellett a kőzet kapillárisaiban a vízgőznek a rendes telítettségi nyomás alatti kondenzációja révén cseppfolyós víz is megjelenik. Mivel hajszálcsövekben a víznek konkáv meniszkusza van, a *vízzel csak részben telt kapillárisok belsejében keletkező nyomáshiány összehúzólag hat a kőzetre*, és akadályozza annak széthullását. Másfelől azonban *a folyékony vizet tartalmazó kapillárisokban* az adott gőznyomás mellett *megindúló vegyi reakciók* az ásványok elbontása révén *tovább növelhetik a pórusok hosszát és szélességét*. E folyamat hatásfoka humid klímában és polimineráliKus, vagy könnyen bomló vulkáni üveget tartalmazó kőzetek esetében a legnagyobb. Arid területen pedig a kőzetfelületek árnyékos részeire koncentrálódik, ahol a felszíni nedvességnek az ásványokra gyakorolt hatásai a legnagyobbak, és leghosszabb időtartamúak.

d) A *fagyási mállást* részint a kőzetrepedésekben megfagyó víz rendkívüli (9–11%-os) térfogatnövekedése és sűrűségcsökkenése, részint a repedésfelületre merőlegesen növekedő jégkristályoknak az egyszerű tágulás tízszeresét is elérő repesztő hatása okozza. Vízzel kitöltött repedésekben a kristálynövekedés okozta feszültségeket csak a víz térfogatnövekedése korlátozza, amely a kapilláris vízfilmek molekuláit a növekvő kristályvégekre nyomja.

A *víz–jég rendszer* állapotdiagramja *(2.6 ábra)* szerint a térfogatnövekedési feszültség akkor éri el legnagyobb (2110 kp/cm^2-nyi) értékét, ha a víz −22°C-on szilárdul meg. Ezt azonban csak a vízzel >91%-ig megtöltött, de még a víz teljes megfagyása előtt lezárult rések és pórusok vize éri el. *A zárt pórusok* vize ui. (a lehűlés okozta nyomásnövekedést kísérő fagyáspont-csökkenés következtében) csak −22°C-on szilárdul jéggé. A −22°C-hoz tartozó 2100 kp/cm^2 nyomáson azonban a víz a zárt pórus falát megrepeszti. Az ekkor fellépő hirtelen nyomáscsökkenés pedig az addig cseppfolyós víznek a jég hexagonális I_h módosulatába való átmenetét eredményezi.

Közlekedő pórusokkal hálózott kőzetben viszont a jég már −5°C-on kiválik, s a kőzettömb cseppfolyós vízzel telt magját jeges kéreg burkolja be. További lehűlés esetén ez a kéreg a jég térfogat-növekedése folytán összerepedezik és lehámlik *(2.8 ábra)*. *A jelenség hatásfoka annál nagyobb, minél többször váltogatja egymást a fagyás és felmelegedés, és minél több a vízzel átitatott pórus és hasadék*. Mindez nagy kőzettömbök éleinek és sarkainak a lehámlását (gránit esetében annak matracos vagy gyapjúzsákszerű mállási formáit) eredményezi *(2.9 ábra)*. A lepattogzott törmelék további aprózódása (a mállás más formáival karöltve) végül is a durvaszemű kőzetek murvává és kőzetdarává való széteséséhez vezet. A sziklák lassan elmerülnek saját törmelékük durvább–finomabb kőtengerében *(2.10 ábra)*. A finomabb szemű, tömör kőzetrészek azonban ellenállóbbak, és gyakran egészen üde állapotban emelkednek ki murvává szétesett környezetükből.

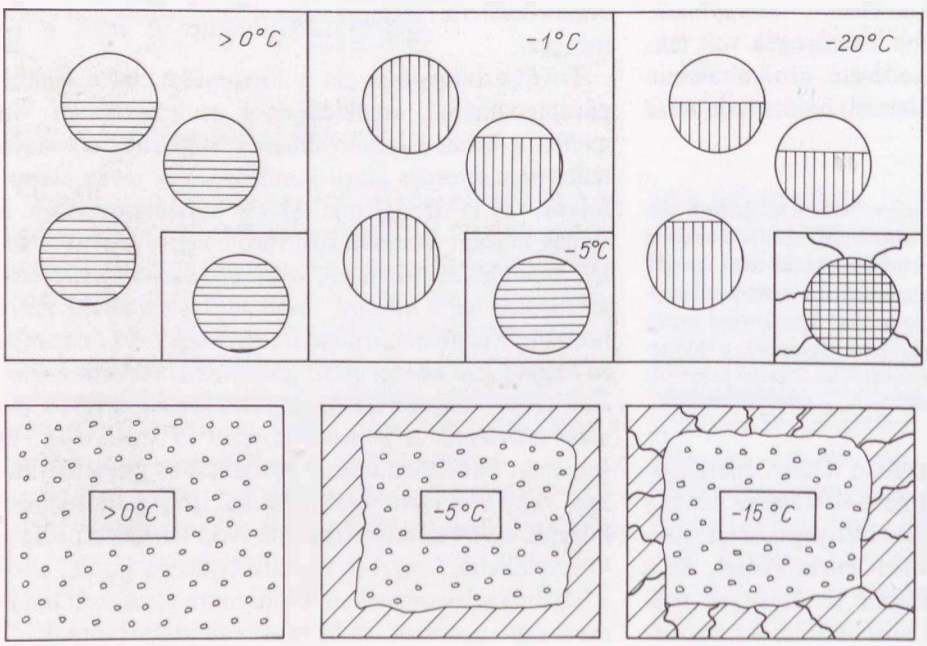
A fagyási mállás a mérsékelt övtől a szubarktikusig terjedő klímaterületeken s a magashegységekben, főleg a szabálytalan alakú, kicsiny repedések mentén a leghatékonyabb. Az erős éjszakai lehűléssel jellemzett forró sivatagokban feltételezett megjelenése azonban — ahol a szükséges nedvességet a harmat és a téli esők biztosítják — máig sem tisztázott.

e) A fagy szerepét az állandóan vagy időszakosan száraz–meleg területeken a *sók repesztő hatása* veszi át. Ennek három formája van:

(1) A párolgási veszteség pótlására a réteg (talaj) pórusvizei felszínközelbe emelkedve besűrűsödnek. A túltelített oldat térfogata kisebb lévén a kivált kristályok és a velük egyensúlyban levő oldószer együttes térfogatánál, a pórus kijáratának az első sókristályokkal való elzáródása esetén jelentékeny feszítő nyomás jöhet létre. A kétszeresen túltelített timsóoldat kristályosodása pl. csaknem 0,6%-os térfogatnövekedést és 12,45 MPa nyomást eredményez. Hasonlóan viselkedik azonban a szóda, a kősó, a glaubersó és a kalciumklorid is.

(2) Növeli a sókiválás feszítő hatását a kőzet (talaj) felhevülésének és lehűlésének sokszoros ismétlődése. Az előbbi a párolgás, az utóbbi a sűrűség növelésével könnyíti meg a túltelítettség elérését és a kristályosodás megindulását.

(3) Tetézheti a sók repesztő hatását azok *vízfelvétele* (hidratációja). A termonátritnak ($Na_2CO_3 \cdot H_2O$) szódává ($Na_2CO_3 \cdot 10\,H_2O$) való átalakulása pl. kb. 29,42 MPa nyomásnövekedéssel jár. A sivatagi hidratációt az éjjeli lehűlés következtében képződő harmat és köd teszi lehetővé. A hidratációt nappal dehidratáció váltja fel, s a két jelenség ütemes váltakozása fokozza hatásukat.



2.8 ábra. A fagyhatás vázlata zárt, ill. közlekedő pórusú kőzetekben. — Moos és Quervain (1948) nyomán

Felső sor: Kőzetminta 50, 60, 91 és 100%-os víztelítettségű, zárt pórusokkal. Repedések 100%-os víztelítettség esetén is csak −20 °C-on mutatkoznak. A vízszintes vonalkázás a vizet, a függőleges a jeget jelképezi.

Alsó sor: Közlekedő pórusú, vízzel átitatott kőzet −5 °C-on képződő s a lehűlés folytatódásával szétrepedező jégpáncélja.

Hidratáció azonban állandóan vagy időszakosan nedves éghajlaton is bekövetkezik, ha a talajvíz fosszilis sókkal kerül érintkezésbe. Az anhidrit ($CaSO_4$) ily módon történő gipsszé ($CaSO_4 \cdot 2\ H_2O$) alakulását pl. 62%-os térfogat-növekedés kíséri. A feszítő hatás természetesen csak akkor jelentkezik, ha a víz porózus rétegeken át anélkül jut az anhidrithez, hogy a képződött gipsz a víz helyét elfoglalhatná. Ez — kellő vastagságú fedőtakaró esetén — az eredetileg sík réteg erős meggyűrődését eredményezi. Ha azonban a fedőtakaró nem bírja ellensúlyozni a gipsz nyomását, akkor az utóbbi felboltozza, sőt diapírként átdöfi fedőjét *(2.11 ábra)*.

A só okozta mállás jelentőségét gyakran lebecsülik, pedig az minden földrajzi szélességen előfordulhat, ahol a sók koncentrálódhatnak, s ahol a harmat, parti ködképződés, tengeri permetek vagy rendes esőzés gondoskodik a szükséges folyékony fázisról. A sókristályok növekedési nyomása elsősorban a kőzetporozitástól függvén, a mechanizmus porózus kőzetekben a leghatékonyabb. Különösen nagy a Na- és Mg-szulfátok repesztő hatása. Felszínig nyitott pórusrendszerek esetén azonban csak felszíni sókérgek keletkeznek, a fizikai mállás háttérbe szorul.

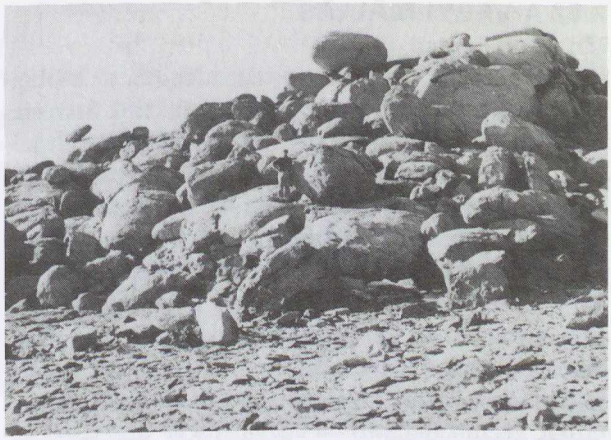
f) Jelentős lazító hatást fejthetnek ki a *növények*nek a legfinomabb kőzethasadékokba is behatoló és ott megvastagodó *gyökerei*. Ez a hatás az ozmózison alapuló turgornyomásból ered, s átlagban 980,7 kPa ($=98{,}07\ N/cm^2$) értéket képvisel. Egy 10 cm átmérőjű és 1 m hosszú gyökér kb. 30 t súlyú kőzettömeget képes megemelni.

Elősegíti a kőzetek mállását az *állatvilág* ásó–fúró szervezeteinek járat-építő tevékenysége (vakondok, ürge, hörcsög, vándorpatkány, pocok, üreginyúl, borz, róka, partifecske, gyurgyalag, hangyák, bizonyos darazsak). A rágcsálók komoly károkat okozhatnak az árvíz elleni gátak megrongálásával. Talajképződési szempontból viszont a földigiliszták tevékenysége látszik legfontosabbnak, amelyek bélcsatornáján évente és példányonként 2,7 kg föld megy keresztül. Mivel pedig egy 40×100 m-nyi területen 50 ezer giliszta is élhet, az ezek megmozgatta föld mennyisége évi 13 tonnát is kitehet.

Hasonló a tavak és tengerek fenékiszapjában furkáló férgek, kagylók, rákok, tüskésbőrűek stb. tevékenysége. Ezek teljesen eltüntethetik a vízfenéki üledékek eredeti rétegzettségét (bioturbáció). Más fúrószervezetek viszont nemcsak mechanikailag, hanem az általuk kiválasztott vegyi anyagokkal is mállasztják az aljzat kőzeteit.

Az *ember* főleg mezőgazdasági tevékenységével, valamint bányászati, út-, vasút-, víz- és mélyépítő műveleteivel befolyásolja a fizikai mállás természetes folyamatait.

A földfelszín mozgó közegeinek hatókörében a kőzetek mechanikai aprózódása természetesen felgyorsul. A fizikai mállás e fajtájával a szállító erők működésének áttekintésekor foglalkozunk (3.1., 5.1., 6.4., 7.5., 8.511., 9.3. fejezet).



2.9 ábra. Gránit gyapjúzsákszerű mállása, Ahaggar-hegység, Szahara. — Foto: DR. VECSERNYÉS GY.



2.10 ábra. Saját törmelékükből kiemelkedő sziklák. — Francia Alpok, Col d'Izoard (2360 m) a La Casse déserte-ben



2.11 ábra. Vízfelvétel következtében meggyüredezett, gipszesedett anhidrit. — Abu Dhabi szebkha; Perzsa- (Arab-) öböl. — Foto: SHINN, E. A.

2.32 A VEGYI MÁLLÁS

Ez a kőzet és a beszivárgó csapadék (ill. az utóbbiban oldott anyagok) közötti kémiai reakciók összessége. Lényege a felszínre vagy felszínközelbe került kőzeteknek a termodinamikai egyensúly irányában ható vegyi és ásványtani átalakulása. A legnagyobb fokú változást a felszíntől merőben eltérő *p/t* viszonyok között kialakult szilikátos kőzeteknek kell elszenvedniük. Ezek nagy hőmérsékleten és nyomáson képződött ásványai ui. a kis hőmérsékletű és nyomású, amellett vízben, oxigénben és élőlényekben gazdag földfelszínen instabilissá válva, olyan — részint oldhatatlan, részint oldható — vegyületekké bomlanak el, amelyek viszonylagos stabilitása, a felszín folytonos, de aránylag szűk *p/t*-határok közé szorított változásai ellenére is biztosítva van. A vegyi mállásnak a szilikátok hidrolízisével kezdődő, s az alkáli és mészalkáli fémek kilúgzódására, valamint az Al-, Fe- és Si-tartalmú vegyületek elkülönülésére vezető folyamatait az oxidáció és redukció, továbbá a sók vándorlásának és kicsapódásának jelenségei követik. A vegyi mállás fizikai aprózódással, sőt élő szervezetek közreműködésével összefonódó folyamatainak ez az elvi sorrendje nagyjából az üledékes kőzetek törmelékes, sziallitos, allitos, vegyi és biológiai üledékekre osztásával is összhangban van. A vegyi mállás intenzitását a következő tényezők befolyásolják:

a) a kiindulási kőzetanyag összetétele, tulajdonságai, *b*) a domborzat, *c*) az éghajlat jellege (különösen a hőmérséklet, a levegő páratartalma, a csapadék fajtája, mennyisége és megoszlása), *d*) a talajvíztükör elhelyezkedése, a talajvíz összetétele és áramlása, *e*) a felszín és a talaj élővilága.

A vegyi mállás egyik legfontosabb terméke a *talaj*, ami nélkül a szárazföld felszíne a Holdéhoz hasonló pusztaság lenne, s az élet jelenlegi alakjában nem létezhetne. A fizikai mállás kizárólagossága esetén csak törmelékes kőzetek keletkeznének, egyéb üledékes kőzetfajták (agyagok, bauxitok, karbonátok és más vegyi, valamint szerves kőzetek) azonban nem jönnének létre.

2.321 A szilikátok mállása. Valamennyi szilikátásvány $(SiO_4)^{4-}$ koordinációs tetraéderekből áll, amelyekben az egymással érintkező, nagy méretű O^{2-} anionok között erősen polarizáló, négy vegyértékű, de kicsiny Si^{4+} kation helyezkedik el. Ezt a Si-ot más, tetraéderen belüli (tehát *elsőrendű*) kation (főleg Al^{3+}, ez utóbbit pedig Fe^{3+}) is helyettesítheti, oxigénre vonatkoztatott 4-es koordinációban. A tetraéderek *vagy* közös (kapcsolt) oxigéneken, *vagy* különböző másodrendű kationokon keresztül kapcsolódnak egymáshoz. A legfontosabb *másodrendű kation* a 6-os koordinációjú Al^{3+}, valamint a Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Na^{+}, K^{+}; s ezek gyakran egymást is helyettesítik. A szilikátoknak a koordinációs tetraéderek kapcsolódása szerint megkülönböztetett öt alosztályában *(2.1 táblázat)* az azokat jellemző gyökök közös oxigénjeinek száma a szigetszilikátoktól (pl. olivin) a vázszilikátokig (pl. földpátok, kvarc) nulláról 4-re, Si:O aránya pedig 1:4-ről 1:2-re emelkedik. A csoportszilikátoktól eltekintve, általában ebben az irányban nő a kötéserősség, tehát a felszíni viszonyok közötti stabilitás mértéke. Könnyen oxidálható voltánál fogva azonban az ásvány vastartalma is erősen befolyásolja annak mállási ellenállását. A Fe mennyiségének a *biotit→amfibol→piroxén→fayalit* sorban balról jobbra való növekedése az ásvány fokozottabb mállékonyságát eredményezi. Növeli továbbá az átalakulás esélyeit az ásvány kilúgozható vagy kicserélhető, másodrendű kationokban való gazdagsága, mert ezek víz jelenlétében semlegesíteni igyekeznek a H_2O dipoláris molekuláit.

2.1. táblázat. A szilikátásványok kristálykémiai osztályozása*

Az alosztály neve	A közös (kapcsolt) O^{2-} ionok száma	Si:O arány	Jellemző gyök
1. Szigetszilikátok	0	1:4	$(SiO_4)^{4-}$
2. Csoportszilikátok	1	1:3,5	$(Si_2O_7)^{6-}$
	2	1:3	$(Si_3O_9)^{6-}$
	2	1:3	$(Si_4O_{12})^{8-}$
	2	1:3	$(Si_6O_{18})^{12-}$
3. Láncszilikátok			
Piroxének	2	1:3	$(Si_2O_6)^{4-}$
Amfibolok	2—3	1:2,75	$(Si_4O_{11})^{6-}$
4. Rétegszilikátok	3	1:2,5	$(Si_4O_{10})^{4-}$
5. Vázszilikátok	4	1:2	$(SiO_2)^0$ $[(Al_xSi_{n-x})O_{2n}]^{x-}$

* Székyné (1982) és Sztrókay (1967) szerint.

2.2. táblázat. A gyakoribb szilikátásványok Reiche-féle *átlagos* WPI-indexe

Olivin	54
Augit	39
Közönséges amfibol	36
Biotit	22
Labradorit	20
Andezin	14
Oligoklász	15
Albit	13
Muszkovit	10
Kvarc	1

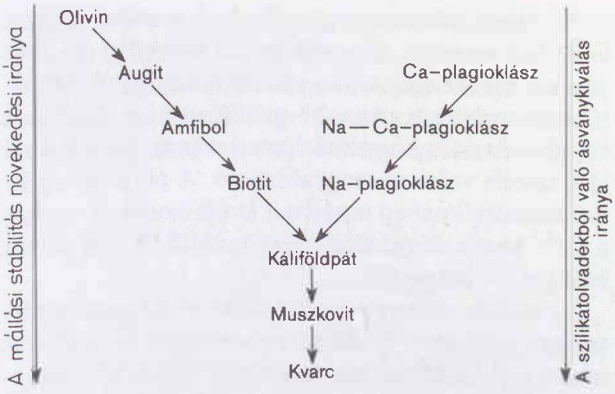
Az alkáli és a mészalkáli fémek gyönge mállási ellenállásán alapuló REICHE-féle mállási potenciál index *(WPI)*, amely az összes alkáli- és mészalkáli oxid mólnyi mennyiségének összegét az ásvány (vagy kőzet) valamennyi oxidjának mól%-ában úgy fejezi ki, hogy nagysága fordítva arányos a stabilitással *(2.2. táblázat)*, a mállásnak csupán egy részjelenségét ragadja meg; ezért értékei nem megbízhatóak:

$$WPI = \frac{100\,\mathrm{mol}(K_2O + Na_2O + CaO + MgO - H_2O)}{\mathrm{mol}(SiO_2 + Al_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO - H_2O)} \qquad (2.11)$$

Lényegesen jobb eredményekre vezettek KELLER (1954) számításai. Szerinte a szilikátásványok magmából való képződésének BOWEN-féle sorrendjét *(2.12 ábra)* — amit GOLDICH (1938) ezen ásványok mállási sorrendjével azonosított — *a különböző kationok oxigénhez való kötődésének egymáshoz viszonyított erőssége szabja meg.* Ezt — mint láttuk — a kristálykémia úgy fejezi ki, hogy azok az ásványok, amelyek több erős Si—O kötést (több *közös oxigént*) tartalmaznak, a kevesebb Si—O kötéssel rendelkezőknél ellenállóbbak.

Dioktaéderes jellege magyarázza a fehér csillámnak a flogopitét és a biotitét jóval felülmúló mállási ellenállását (l. a 2.3221. fejezetrészt). Az oktaéderpozíciók hiányos (2/3-os) betöltése következtében ui. a muszkovit OH^- ionjain belül az O^{2-} és a H^+ messzebb vannak egymástól, mint az összes oktaéderpozíciót betöltő, trioktaéderes csillámokban. Ennélfogva a muszkovit oktaéderrétegeinek OH^- ionjai erősebben kötődnek a rétegkomplexumait összetartó K^+ ionokhoz, mint a trioktaéderes flogopitban és biotitban.

Az egyes ásványok stabilitási fokának pontos számértékei *termodinamikai* számításokkal állapíthatók meg. *A természetes reakciók mindig a szabadenergia csökkenése irányában következnek be.* A reakciók ΔF_f^0-nyi standard szabadenergia-változását pedig úgy kapjuk, ha az összes reakciótermék képződéséhez szükséges szabadenergiák összegéből kivonjuk a reagensek



2.12 ábra. A gyakoribb szilikátásványok GOLDICH-féle mállékonysági sora

szabadenergiáinak összegét. A reakció akkor következik be önmagától, ha a ΔF_f^0 számított értéke negatív előjelű. Minél negatívabb ez az érték, annál valószínűbb a reakció végbemenetele. CURTIS (1976) a szilikátásványokon spontánul bekövetkező és kellő vízcirkuláció esetén teljesen végbemenő folyamatok *kJ/mol*-ban kifejezett standard szabadenergiáit azok *kJ/atom* értékekre való átszámításával (a szabadenergia-értékeknek a termékatomok számával való osztása útján) tette összehasonlíthatókká. Az így kapott értékek ui. — amelyek az energiának a bomlástermékek egy-egy atomjára eső mennyiségeit adják meg — kiküszöbölik a molekulák méretkülönbségeinek a ΔF_f^0 értékeket befolyásoló hatását. Az erre alapított ásványstabilitási sorrend valóban jól megegyezik a terepi megfigyelés adta sorrenddel *(2.3 táblázat)*.

Magmás és metamorf kőzetek mállásakor tehát azok eredeti ásványai közül a kvarcnak, a muszkovitnak és a káliföldpátnak kellene dúsulnia. A kvarc valóban dúsul; a két utóbbi mennyisége azonban az eredeti kőzethez képest csökken, mert tetraédereik központi Si^{4+}-át részben Al^{3+} helyettesíti. A többi ásvány gyakorisága egy sor más tényező (a klíma, a mállási típus, a származási terület kőzeteiben való

2.3. táblázat. A fontosabb szilikátásványok mállási egyenletei és az azokhoz tartozó szabadenergia-értékek CURTIS (1976) szerint

Ásvány	A mállási egyenlet vizes közegben	A reakció szabadenergiája (ΔG_f^0)	
		kJ/mol	kJ/atom
Fayalit	$Fe_2SiO_4 + 1/2\,O_2 \rightarrow Fe_2O_3 + SiO_2$	−220,64	−27,58
Forsterit	$Mg_2SiO_4 + 4H^+ \rightarrow 2Mg^{2+} + 2H_2O + SiO_2$	−184,22	−18,42
Klinoensztatit	$MgSiO_3 + 2H^+ \rightarrow Mg^{2+} + H_2O + SiO_2$	−87,50	−12,50
Diopszid	$CaMg(SiO_3)_2 + 4H^+ \rightarrow Mg^{2+} + Ca^{2+} + H_2O + 2SiO_2$	−159,52	−11,39
Antofillit	$Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2 + 14H^+ \rightarrow 7Mg^{2+} + 8H_2O + 8SiO_2$	−574,43	−10,44
Tremolit	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 14H^+ \rightarrow 5Mg^{2+} + 2Ca^{2+} + 8H_2O + 8SiO_2$	−515,81	−9,38
Anortit	$CaAl_2Si_2O_8 + 2H^+ + H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + Ca^{2+}$	−100,06	−5,59
Albit	$2NaAlSi_3O_8 + 2H^+ + H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SiO_2 + 2Na^+$	−96,71	−3.12
Mikroklin	$2KAlSi_3O_8 + 2H^+ + H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SiO_2 + 2K^+$	−72,43	−1,37
Muszkovit	$2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 2H^+ + 3H_2O \rightarrow 2K^+ + 3Al_2Si_2O_5(OH)_4$	−72,43	−1,37

gyakoriság, a keménység, az eredeti szemcseméret, a lehordási távolság, ill. az ülepedési sebesség) együttesének a függvénye. A plagioklászoknak a káliföldpátéhoz viszonyított nagyobb mállékonysága feltehetően a Na és a Ca koordinációs számának (6) a K-énál (10) kisebb voltával magyarázható. A plagioklászoknak száraz klímában tapasztalt fennmaradását viszont a Ca^{2+} ionok eltávozását megkönnyítő CO_2-tartalom csökkenése indokolja.

Az enyhén savanyú vízzel érintkező magmás és metamorf szilikátok bomlása az alkáli és mészalkáliionok kioldódásával járó *hidrolízis*. Ennek az a lényege, hogy a víz disszociációjával képződött H^+ és OH^- ionok reakcióba lépnek az ásványok felületén elhelyezkedő, gyönge kötésű atomokkal és ionokkal. Az OH^- ionok az ásvány támadásnak kitett kationjaihoz, a H^+ ionok pedig a kiemelkedő oxigénhez és más anionokhoz kötődnek. A felszíni kationok tehát mintegy kilökődnek az ásványból, és helyüket protonok foglalják el. A hidrolízis erősségét a hőmérséklet, az oldószer mennyisége és minősége (pH-ja), a reakciótermékek mennyisége, minősége és elszállításának mérve határozza meg. Érthető tehát, hogy *a kémiai mállás földtanilag a klímatörténet és a hegységszerkezeti vezérlésű domborzatalakulás függvénye.*

A hidrolízis során a káliföldpát rácsának O-atomjai a víz H^+ ionjaival OH^- ionokat alkotnak; az OH^- ionokkal reagáló K^+ ionok helyét pedig H^+ ion foglalja el. Az Al, amely eredetileg tetraéderes koordinációban volt az O-nel, az OH^- ionnal a stabilisabb oktaéderes koordinációba lép *(2.13 ábra)*. Az ortoklász bomlásának alumokovasav és kálilúg képződésével járó, és ezért a kísérletek szerint 15 nap után már 9—10-es pH-t eredményező, első, ionos fázisa a következő egyenlettel írható le:

$$KAlSi_3O_8 + H^+ + OH^- \rightarrow HAlSi_3O_8 + KOH. \quad (2.12)$$

Az alumokovasav a hidrolízis folytatódásával, a rendelkezésre álló víz mennyisége szerint, a pH függvényében, kétféleképpen bomolhat tovább:

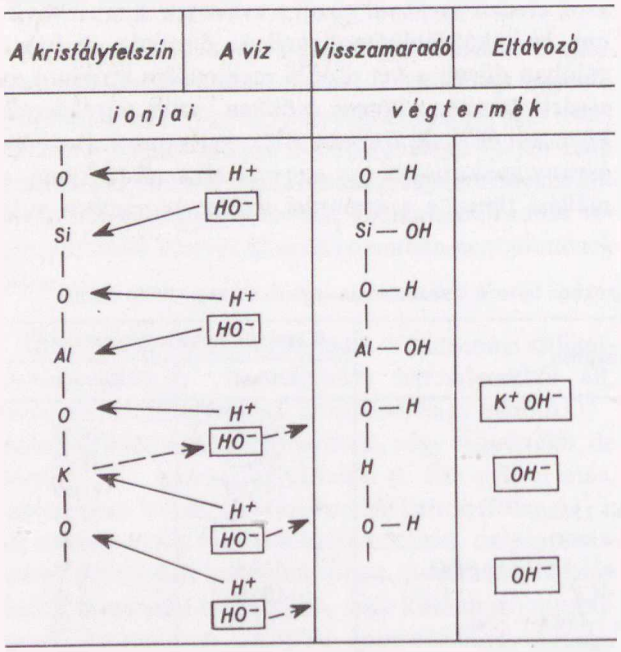
$$HAlSi_3O_8 + 4HOH \rightarrow Al(OH)_3 + 3H_2SiO_3, \quad (2.13)$$

$$2HAlSi_3O_8 + 5HOH \rightarrow Al_2(Si_2O_5)(OH)_4 + 4H_2SiO_3. \quad (2.14)$$

140 mg/l koncentráció felett mindkét reakcióval molekulakolloidok keletkeznek. A (2.13) egyenlet szerint képződő Al-hidroxid lúgos kémhatásnál visszamarad, a *metakovasav* pedig kioldódik. Kissé savanyúbb kémhatásnál viszont amorf *allofán* válik ki, s a keletkező metakovasavnak is csupán egy része távozik. Ha az allofánhoz a (2.12) reakció K^+ ionjain kívül más ionok is kapcsolódnak, a végtermék hidrocsillám (illit):

$$(Si, Al)_8O_{20}(OH)_4(Al, Ti, Mg, Fe)_4(Ca, Na, K, H_3O^+)_2. \quad (2.15)$$

A K^+ ionok kioldódása esetén savanyúvá váló kémhatáson, mindaddig, amíg az Al és a Si egyenlő mennyisége válik szabaddá, a kaolinit: $Al_4(OH)_8(Si_4O_{10})$ képződése kerül előtérbe. A káliföldpát felületét tehát hamarosan néhány molekula vastagságú *agyagásványhártya* burkolja be, amelynek rácsszerkezete a kimosódás erősségétől függ. Ez a bomlástermékek gyors kimosódását akadályozó hártya *lefékezi a további mállást*, ezért a földpátszemcse közepe még sokáig épségben maradhat. *Meggyorsíthatják ellenben a mállást* a nehezen oldható *mállástermékekkel komplexeket alkotó szerves anyagok.*



2.13 ábra. A káliföldpát kristályfelületén meginduló hidrolízis elvi vázlata (FRIEDMAN—SANDERS 1978 nyomán)

A mállástermékek minőségét és mennyiségét nemcsak a káliföldpát, hanem minden más szilikát esetében is a jelenlévő ionok töménysége és a mállási oldatok kémhatása szabja meg. Erős kilúgozás és savas kémhatás a *kaolincsoport* (a kanditok), gyengén lúgos, sok Mg-ot tartalmazó közeg a *montmorillonit-csoport* (a szmektitek), mérsékelt savanyúság és kilúgzás, valamint K jelenléte pedig a *hidrocsillámok* (illitek) képződését segíti elő.

A *csillámok* mállása annyiban tér el a többi szilikátokétól, hogy ezek rétegrácsos szerkezete eleve hasonló a mállástermékek szerkezetéhez. A rácskötegeiket összetartó K^+ ionok szerepét — azok kioldódása után — víz és hidratált kationok veszik át. A csillámok mállásakor azok rácselemeit mintegy megöröklik a képződő agyagásványok, sőt igen gyakran még e folyamat közbülső termékei is fennmaradnak kevert

szerkezetű agyagásványok alakjában. E K-vesztéssel járó folyamat elvi vázlata:

$$\text{Csillám} \rightarrow \text{Illit} \rightarrow \text{Közberétegzett agyagásványok} \begin{cases} \text{Montmorillonit} \\ \text{Vermikulit} \\ \text{Klorit} \end{cases}$$

A szilikátásványok oxidációs és hidrolitikus mállását megindító H^+ ionoknak a CO_2 vizes oldatában képződő H_2CO_3 disszociációja a főforrása [l. a (2.6) reakciót]. Ezért a felszabaduló alkáli- és mészalkáli-ionokat többnyire karbonátok vagy hidrogénkarbonátok kötik le. Például az ortoklász bomlása savanyú pH-n kálium-karbonát, kaolinit és kova képződését eredményezi:

$$4KAlSi_3O_8 + 2H_2CO_3 + 2H_2O = \\ = 2K_2CO_3 + Al_4(SiO_{10})(OH)_8 + 8SiO_2. \quad (2.16)$$

Még bonyolultabb a biotit savanyú pH melletti bomlása, amely a kaolinit és a kova mellett a vegyületek egész sorának képződésével jár:

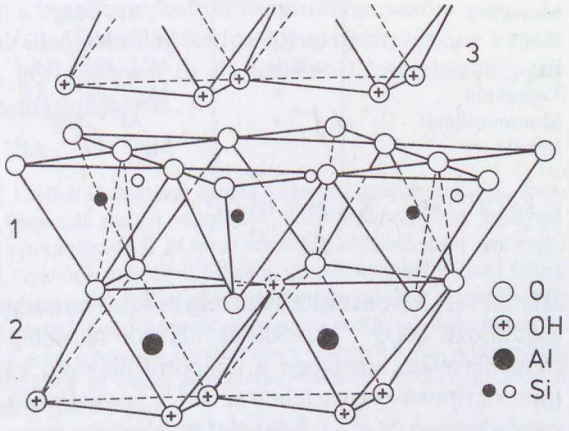
$$4K(Mg_2Fe)(OH)_2AlSiO_3O_{10} + 12H_2CO_3 + H_2O \rightarrow \\ \rightarrow 4KHCO_3 + 8Mg(HCO_3)_2 + Fe_2O_3 \cdot H_2O + \\ + 2Al_2(Si_2O_5)(OH)_4 + 8SiO_2 + H_2O. \quad (2.17)$$

Növelheti azonban a savasságot a növényzet életműködése és elbomlása nyomán képződő szerves savak oldódása, valamint hidróniumionok (H_3O^+) felszabadulása is. A növényzet termelte komplexképző anyagok (citromsav, tejsav, borkősav, egyes aminosavak és a kis molekulájú humuszsavak) a mállás kor képződő Al- és vas-oxidok oldatba vitelével gyorsítják a mállás ütemét. Vasszulfidtartalmú kőzetek mállásakor a kén is oxidálódik, s a képződő kénsav részint könnyen oldódó szulfátok létrehozása útján fokozza a mállás sebességét.

2.322 A mállási öv új ásványai közül az agyagásványok, a vas és alumínium oxidjai és hidroxidjai, vulkáni területeken és azok környékén pedig ezeken kívül a zeolitok és a velük genetikai összefüggésbe hozható autigén földpátok érdemelnek megkülönböztetett figyelmet.

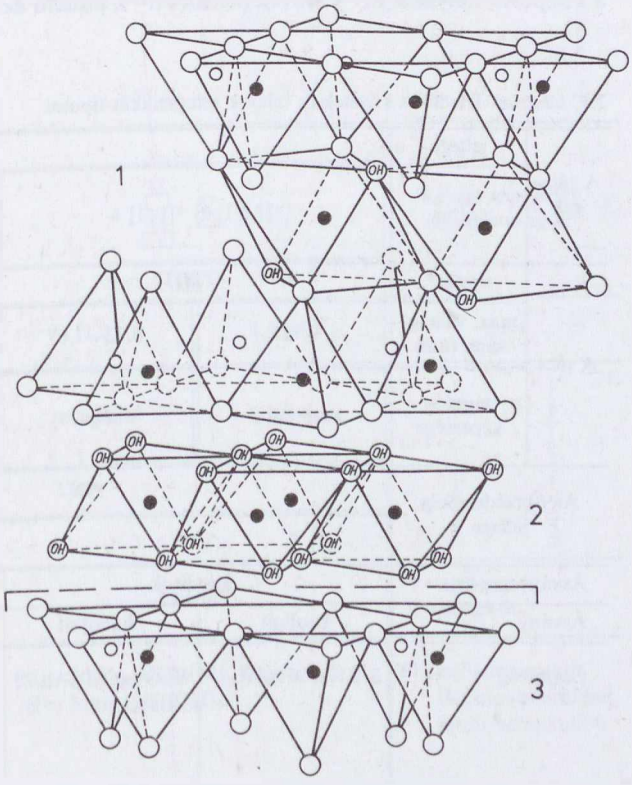
2.3221 Az agyagásványok a mállási öv legnagyobb mennyiségben termelődő, legáltalánosabb elterjedésű új képződményei, amelyek — a vízben oldva távozó sókkal ellentétben — többnyire hosszabb ideig képződési helyükön maradnak, és csak lebegtetve szállítódnak tovább. Amennyiben képződésük, ill. ülepedésük után nem szenvednek lényeges elváltozásokat, kielégítően tájékoztathatnak a mállás feltételeiről. Áthalmozódva minden más üledékhez hozzáelegyedhetnek, s a tiszta és keverékkőzetek igen változatos sorát építhetik fel. Rendkívül fontos alkotórészei a talajnak, s az ennek tápanyag- és vízgazdálkodását megszabó szerepüknél fogva az egész élővilág fejlődésének is nélkülözhetetlen tényezői.

Az agyagásványok nagy többsége réteg-, kisebb része láncszerkezetű vagy amorf alumínium-szilikát. A rétegszilikátok két alapvető egység váltakozásából



2.14 ábra. A kaolinit TO [1:1] típusú dioktaéderes térrácsának vázlata GRIM (1968) *in* FRIEDMAN—SANDERS (1978) nyomán

1. Az $n(Si_2O_5)$ réteg lefelé néző csúcsú $(SiO_4)^{4-}$ tetraéderei. — *2.* Az oktaéderes „gibbsit"-réteg O^{2-} és OH^- ionokkal körülvett Al^{3+} ionjai. — *3.* A következő kettős réteg oktaéderrétege.



2.15 ábra. A klorit TOTO [2:1 + 1] típusú térrácsának vázlata GRIM (1968) *in* FRIEDMAN—SANDERS (1978) nyomán, némileg módosítva

1. Tetraéder–oktaéder–tetraéder síkokból álló „talkréteg". — *2.* A trioktaéderes brucitréteg. — *3.* A következő klorit-egység tetraéderlemeze. További jelmagyarázat a *2.14 ábrán.*

2.4. táblázat. A leggyakoribb rétegszilikátok elemeinek megoszlása STEFANOVITS (1981) és NEMECZ (1973) nyomán

Rétegszilikát	Rácsközi kationok	Az oktaéderréteg központi atomjai	A tetraéderréteg központi atomjai	A központi atomot körülvevő rácselemek
Kaolinit		Al^{3+}	Si	O, $(OH)^-$
Halloysit		Al^{3+}	Si	O, $(OH)^-$, $2H_2O$
Muszkovit	K^+	Al^{3+}, Mg^{2+}	Si, Al	$(OH)^-$
Biotit	K^+	Al^{3+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}	Si, Al	$(OH)^-$
Illit	K és *	Al^{3+}, Fe^{3+}, Mg^{2+}	Si, Al	O, $(OH)^-$, nH_2O
Vermikulit	*	Mg^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}	Si, Al	O, $(OH)^-$, nH_2O
Montmorillonit	*	Al^{3+}, Mg^{2+}	Si, Al	O, $(OH)^-$, nH_2O
Klorit		Mg^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}	Si, Al	O, $(OH)^-$

* = Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, $(H_3O)^+$.

állanak: (1) három csúcsukkal egymáshoz hatszögesen csatlakozó SiO_4^{4-} tetraéderek alkotta rácsréteg; (2) oktaéderréteg, amelyben a központi helyzetű kation (*gibbsit* típusú rács esetében az Al^{3+}, *brucit* típusú rács esetén pedig a Mg^{2+}) síkja alatt és felett egy-egy olyan sík van, amelyen oktaéderesen koordinált OH^- ionok helyezkednek el. A tetra- és oktaéderréteg egymáshoz való kötődését a $(Si_2O_5)^{2-}$ gyökökhöz tartozó két „csúcsoxigén" biztosítja (*2.14* és *2.15 ábra*). Az agyagásványok rendkívüli változatosságát az okozza, hogy a központi helyzetű Si^{4+} iont nemcsak Al^{3+}, hanem az utóbbit Fe^{3+}, esetenként Fe^{2+}, Mg^{2+}, sőt más ionok is helyettesíthetik, az oktaéderrács O^{2-} ionjainak helyét OH^- ionok foglalhatják el, a rácssíkok közé pedig *szerkezeti víz* rétegződhet *(2.4 táblázat)*. Az ennek következtében létrejött negatív töltésfeleslegeket nagyobb vegyértékű atom(ok) beépülése, vagy kationoknak, sőt egész oktaédersíknak a rácssíkok közé ékelődése egyenlíti ki. A rétegszilikátokat alkotó tetra- és oktaéderrétegek számát tehát azok töltéseinek lekötöttsége, ill. negatív töltésfeleslegük tört vagy egész kationokkal (Mg, Ca, Na, K) való kiegyenlítődése

2.5. táblázat. Üledékes kőzetek és talajok rétegszilikát-típusai

A rétegek	jellege	Tetraéderes: ▽				
	száma	2 ▽□ [1:1]		3 ▽□△ [2:1]		
A rács	típusa*	TO		TOTI		
	max. vastagsága (nm)	0,715	0,72—1,07	1,00—1,02		1,0—1,2
	tágulóképessége	nem tágul	tágul	nem tágul		
Az oktaéderréteg jellege		DI-			TRI-	DI-
		OKTAÉDERES				
Ásványcsoport		kanditok		csillámok		hidrocsillámok**
Ásvány		kaolinit	halloysit	muszkovit	flogopit+	illit
Összetétel		$Si_4O_{10}(OH)_8Al_4$	$Si_4O_{10}(OH)_8Al_4 \cdot 4H_2O$	$[(Si_3Al)O_{10}(OH, F)_2 \cdot Al_2]K$	$[Si_3AlO_{10}(OH, F)_2 \cdot Mg_3]K$	$[(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot (Al, Fe, Mg, Ti)_{\sim 2}] \cdot (K, Na, Ca)_{<1}$

* *T* = tetraéderréteg; *O* = oktaéderréteg; *I* = rétegközi inaktív kation; A_t = nagy negatív töltésfeleslegű rétegkötegeket összekapcsoló víz; *C* = nagy negatív töltésfeleslegű rétegkötegeket összekapcsoló cserélhető kation.

** Ide sorolható a glaukonit is: $[(Si, Al)_8O_{20}(OH)_4(Fe, Al, Mg)_{4-x}][K, Na, Ca]_x$.

+ Elterjedtebb a biotit: $K(Mg, Fe^{2+})_3[(OH)_2 \cdot (Al, Fe^{3+})Si_3O_{10}]$.

határozza meg. A *trioktaéderes* agyagásványoknál az oktaédersík központi kationjai minden rendelkezésre álló oktaédert elfoglalnak, a *dioktaéderes* ásványoknál viszont minden harmadik oktaéder központi helye betöltetlen. A két-, három- és négyrétegű agyagásványokon kívül azonban még olyan, *kevert szerkezetű agyagásványok* is vannak, amelyekben a *2.5 táblázat*-ban feltüntetett agyagásványtípusok szabályosan vagy rendszertelenül váltakoznak egymással. E váltakozás lehetőségeit a *2.6 táblázat* szemlélteti (l. a II. kötet 22.311. fejezetét és a *22.2 ábrát* is).

Agyagásványnak számít továbbá az *attapulgit*nak is nevezett *paligorszkit*: $Si_8O_{20}(OH)_2(H_2O)(Mg_{5-3x}, Al_{2x})(H_2O)n$ (ahol $n \leq 4$) és a *szepiolit*: $Si_{12}O_{30}(OH)_4(H_2O)_4Mg_8(H_2O)n$ (ahol $n \leq 8$). Bár ezek tetraédereik kapcsolódása alapján még szalagszilikátok, amelyek számára a szalagokban maradt üregek teszik lehetővé a vizen és OH^- ionokon kívül különböző kationok felvételét, Si:O = 1:2,5 arányuk már a rétegszilikátokéval azonos.

Számos agyagásvány, de elsősorban a vermikulitok és a szmektitek, kristályon belüli *duzzadóképességük*kel tűnnek ki, mert hármas rétegeik változó nagyságú negatív töltésfeleslegeinek kiegyenlítésére — ugyanezen irányban ható, cserélhető kationjaik jelenléte ellenére — rétegeik közé vizet és sok más (részint szerves) poláris molekulát képesek adszorbeálni. A rácsrétegek közé hatoló molekulák viszonylag nagyobb méretüknél fogva szétfeszíteni, az interlamináris térben levő kationok pedig, vonzásuknál fogva, összehúzni igyekszenek a negatív töltésű szilikátrétegeket. A kristályon belüli duzzadás mértékét tehát az adszorbeált folyadék, a cserélhető kationok minősége szabja meg.

Az üledéktanilag fontos *agyagásványtípusok* képződési körülményeit és elterjedését a következőképpen foglalhatjuk össze.

A *kaolinit* földpátban gazdag kőzetek humid éghajlaton, savanyú kémhatás mellett végbement mállásának terméke, amelynek egyszerű szerkezete *(2.14 ábra)* semmiféle közberétegzést nem enged meg. Gyakori a mérsékelt övben is; Al-oxihidrátoktól kísért felhalmozódásai azonban különösen a nedves trópusokon nagyméretűek, ahol a talaj kilúgzódása erős, kémhatása pedig — a bőséges szerves anyag gyors lebomlása következtében — erősen savas. A mai óceáni üledékekben az összes agyagásvány-tartalom 8—20%-át teszi ki (LEEDER 1982).

Az *illit*, a víztartalmú K–Al-szilikát [l. a (2.15) képletet], a muszkovittól főleg abban különbözik, hogy több Si-ot, de kevesebb K-ot tartalmaz. A K^+ ionoknak az a szerepük, hogy a tetraéderréteg Si^{4+} ionjainak Al^{3+} ionokkal való helyettesítődése folytán létrejött, határozott negatív töltést kiegyenlítve, a rács két szilikátrétegét összetartsák. Nagy kötőerejük erős kilúgzás esetén is csak kismértékű ioncserét tesz lehetővé; az ioncserével létrejött *degradált illitek* K-felvevőképességét a műtrágyagyártásban hasznosítják.

<table>
<tr><td colspan="5">Oktaéderes: □</td><td rowspan="2">Kevert szerkezetű agyagásványok</td></tr>
<tr><td colspan="3">3 ▽□△ [2:1]</td><td colspan="2">4 ▽□△□ [2:1+1]</td></tr>
<tr><td colspan="3">TOTA_iC</td><td colspan="2">TOTO</td><td></td></tr>
<tr><td>1,0—1,4</td><td colspan="2">1,0—1,7</td><td>1,4</td><td>1,4—1,7</td><td>≤2,4</td></tr>
<tr><td colspan="3">tágul</td><td>nem tágul</td><td>tágul</td><td>$\frac{1}{1}\frac{1}{1}$ $\frac{2}{1}\frac{1}{2}$ $\frac{1}{2}\frac{2}{1}$ $\frac{1}{1}\frac{2}{2}$</td></tr>
<tr><td>TRI-</td><td>DI-</td><td colspan="3">TRI-</td><td></td></tr>
<tr><td colspan="5">OKTAÉDERES</td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="2">vermikulitok</td><td colspan="2">szmektitek</td><td colspan="2" rowspan="2">kloritok</td><td rowspan="2">1 = csillám
2 = szmektit</td></tr>
<tr><td>montmorillonit</td><td>cardenit</td></tr>
<tr><td>***</td><td>$(Si, Al)_8O_{20}(OH)_4 \cdot (Al, Mg)_4 \downarrow M^+_{0,67}$</td><td>$(Si, Al)_8O_{20}(OH)_4 \cdot (Al, Fe, Mg, Ca)_y \downarrow M_x$</td><td colspan="2">$[Si_{4-x}Al_xO_{10}(OH)_2(Mg, Fe)_{3-y}Al_y] \cdot (Fe, Mg)_{3-z}Al_z(OH)_6$</td><td>Pl.: csillám/szmektit, illit/montmorillonit, klorit/vermikulit</td></tr>
</table>

*** Szerkezetük a kloritokéra emlékeztet, mert kezdő rétegük szintén „talkréteg"; a kloritok közbülső brucitrétegét $[Mg(OH)_2]$ azonban a vermikulitokban a Mg^{2+} ionok köré (hiányos hatos koordinációban) csoportosult H_2O molekulák helyettesítik. E „vízréteg"-től eltekintve, összetételük formailag a trioktaéderes szmektitekével azonos.

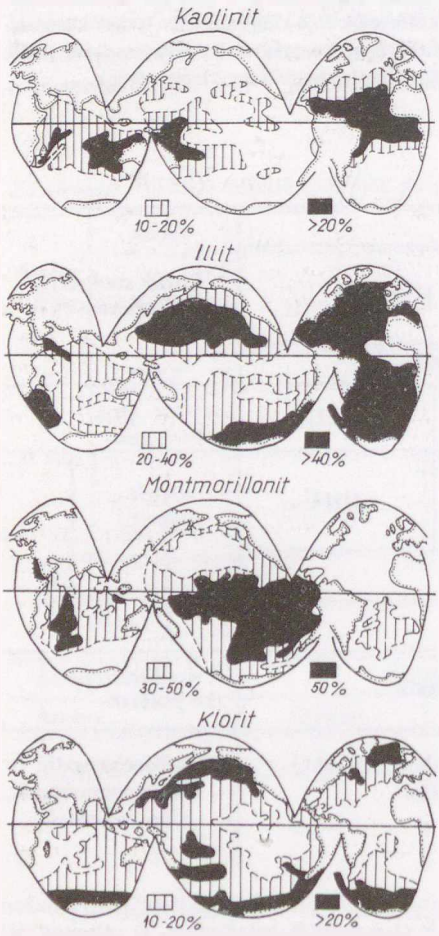
2.6. táblázat. Két komponensű agyagásványok ismert kombinációi STEFANOVITS (1981) szerint

Agyagásványok	Szmektit		Vermikulit		Duzzadó klorit	
	szabályos	szabálytalan	szabályos	szabálytalan	szabályos	szabálytalan
Kandit		+				
Csillám, hidrocsillám	+ +	+ +	+ +	+ +		
Klorit	+	+	+	+	+	+

\+ gyakori, + + igen gyakori.

Az illit földpátok és csillámok *lúgos* kémhatású mállásának terméke, melynek során a viszonylag magasabb pH-érték megakadályozza a mobilis (K^+) ionok eltávozását. Az illit a mai óceáni üledékekben az agyagásványok 26—55%-át teszi ki, s a kontinensek mérsékelt övi, valamint szemiarid térségeiben leggyakoribb. Nagyon gyakori az Atlanti-óceában, míg a Csendes-óceán nagy részén háttérbe szorul *(2.16 ábra)*.

A *szmektiteknél* a tetraéderrétegekben lehetséges Al^{3+}-, és az oktaéderrétegben fellépő Mg^{2+}-, valamint Fe^{2+}-helyettesítések miatti negatív töltéstöbbletet rendesen interlamináris Na^+ és Ca^{2+} ionok ellensúlyozzák; a vízadszorpcióval fölvett 1—3 vízréteg pedig



2.16 ábra. A kaolinit, illit, montmorillonit és klorit elterjedése a mai óceáni üledékekben GRIFFIN *et al.* (1968) nyomán, egyszerűsítve

csaknem kétszeresére növelheti a rács vastagságát. 100—200°C-on minden szmektit reverzibilisen elveszíti közberétegzett vizét. Rétegei töltésének kiegyensúlyozatlansága következtében *minden szmektit képes kationcserére*; de a Ca^{2+} ionok nagyobb adszorpcióképessége folytán a Ca-szmektitek a gyakoribbak. A szmektitek legfontosabb képviselője, a *montmorillonit*, bázisos és intermedier magmatitok lúgos pH melletti, és K-vesztéssel járó légköri vagy tenger alatti mállásának az eredménye. Mennyisége a mai óceánokban az összes agyagásvány 15—53%-át alkotja. A Csendes-óceán D-i részén, s az indiai-óceáni hátság környékén a leggyakoribb *(2.16 ábra)*.

Úgy tűnik, mintha a mélytengeri üledékek agyagásványos összetétele — a szárazföldről az óceánok felé irányuló behordódás következtében — *nagy vonalakban a szomszédos szárazulatokon uralkodó agyagásvány-eloszlást tükrözné.* Az Atlanti-óceán trópusi övének kaolinit-gazdagsága a trópusi Afrika és Dél-Amerika felszínén jelenleg folyó mállás kaolinit-túlsúlyával magyarázható. A mérsékelt és boreális övek felé viszont az illit és a montmorillonit válik uralkodóvá, mivel Európa és Észak-Amerika ezen övbeli részén is főleg ezek az ásványok keletkeznek. A forrásterület hatása a sekélytengeri üledékek agyagtartalmában is kifejeződik. Jelentkezik azonban a tengervíz átalakító hatása is, mert több helyütt a nyílt tenger felé haladva a kaolinitnek a klorittal és illittel szembeni háttérbe szorulását észlelték. A Mexikói-öböl parttávoli részein viszont az illit részaránya csökken a montmorillonit javára. Másutt az illitet klorit, montmorillonitot pedig klorit vagy illit helyettesíti. Lehetséges, hogy az általános kép e módosulásaiban nyomás- és hőmérsékletváltozások is szerepet játszanak.

A *csillámok* és a *kloritok* szerkezetileg ugyan rétegszilikátok, és számos üledéknek is alkotórészei, de nem oly egyértelmű képviselői a mállási öv új képződményeinek, mint a szorosabban vett agyagásványok. Az üledékek muszkovit- (szericit-) és biotittartalmának zöme ui. magmás és metamorf, klorittartalmának jelentős hányada pedig metamorf kőzetekből *áthalmozott anyag*, amelynek jelenlétéből — korlátozott mértékben — a származási kőzetre (ill. területre) is következtetni lehet. A közepesen metamorf csillámpalákban a muszkovit és a biotit együtt van jelen. A metamorfózis csökkentebb fokán a muszkovitot és a biotitot már kisebb mennyiségű klorit is kíséri. Az „epimetamorf" zöldpalákat pedig a szericit és a klorit bősége jellemzi. A szericitet és kloritot együttesen tartalmazó törmelékes üledék anyakőzetét tehát — minden más feltétel teljesülése esetén — zöldpalának lehetne minősíteni. Megnehezíti azonban a döntést, hogy a muszkovit, de különösen a klorit, magmás eredetű biotit mállása révén is keletkezhet. A klorit, bonyolult szerkezetének *(2.15 ábra)* Fe^{2+} ionokban való gazdagsága folytán mégis inkább csak ott jelenhet meg nagyobb mennyiségben, ahol a kémiai mállás nagyon csekély. Ezt látszik megerősíteni, hogy a klorit a mai óceánok glaciálisan befolyásolt, sark környéki üledékeiben a

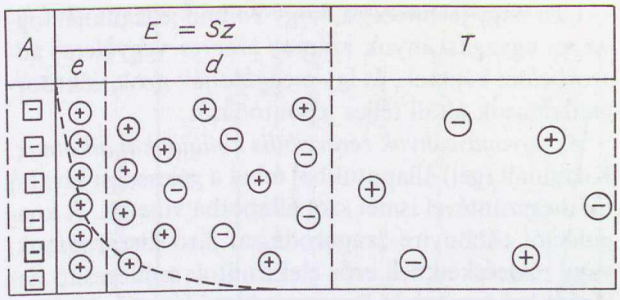
leggyakoribb; mennyisége az összes agyagásványának 10—18%-a *(2.16 ábra)*.

A *kevert szerkezetű agyagásványok* szabályos vagy rendszer nélküli „közberétegzései" a betemetődéssel együttjáró hőmérséklet-emelkedés hatására, fokozatosan átalakulnak. DYPVIK (1983) szerint az Északi-tenger harmadidőszaki és mezozóos üledékei 65—75°C-nak megfelelő mélységében az addig jelenlevő szmektit teljesen eltűnik, ill. azt már 45°C-tól kezdve olyan *illit/szmektit* keverékásványok kezdik felváltani, amelyek kezdetben kb. 30%-os illittartalma a 80—100°C-nak megfelelő mélységekben >70%-ra emelkedett.

A *Pannóniai-medence* fiatal üledéksorának ugyan az illit és a klorit a két uralkodó agyagásványa, de a 2 μm alatti szemcsefrakcióban a pleisztocénen belül a kevés klorit közberétegzést is tartalmazó *illit/szmektit*, a neogénen belül pedig a három komponensű (szabálytalan rétegsorrendű) *illit/montmorillonit/klorit* összetételű agyagásvány is feldúsul. ÁRKAI—VICZIÁN (1975) és VICZIÁN (1982, 1983a, b) szerint ez utóbbiban a montmorillonit részaránya a mélységgel fokozatosan csökken, úgy, hogy 5,5—6 km mélységben már csak minimális szmektittartalmú *illit/klorit* szerkezet található. A külföldi előfordulásoktól csupán annyi az eltérés, hogy a Pannóniai-medencében — különleges geotermikus viszonyainak megfelelően — ez az átalakulás az átlagosnál jóval kisebb mélységben megkezdődik. Összhangban áll ezzel az a tapasztalat, mely szerint, míg a posztpaleozóos agyagkőzetekben a közönséges agyagásványok bármelyike előfordulhat, a mélységből felszínre került felső-paleozóos, ill. ennél fiatalabb, de már mélyen eltemetett agyagpalák csak kloritot és illitet tartalmaznak. Ez tehát az a két stabilis ásványcsoport, amelybe a többi agyagásvány a betemetődési mélység fokozódásával vagy az idő múlásával átalakul.

A szmektitnek illitté való átalakulását általában a kőzetben levő földpát és törmelékes illit bomlásával felszabaduló K^+ adszorpciójával, valamint a Si^{4+} ionok Al^{3+} ionokkal való helyettesítődésével magyarázzák; a K-csillám folyamatzáró megjelenésének hőmérsékletét pedig kb. 230 °C-ra becsülik. Az átalakulás másik útja Mg^{2+}-adszorpció révén a klorit felé mutat. *Mindkét folyamatban a hőmérséklet hatása a döntő tényező.* Mindez azért fontos, mert az üledék szmektit-mennyisége katalizálja a szénhidrogénnek zsírsavakból való képződését, és tapasztalat szerint a K^+-megkötés kezdete nagyjából egybecsik a szénhidrogén-képződés megindulásával. DYPVIK (1983) adatai is azt tanúsítják, hogy az agyagásvány-átalakulás java része abba a „mezodiagenetikus öv"-be esik, amelyben a szénhidrogének zöme is létrejött.

Az agyagok számos tulajdonságát az determinálja, hogy alkotó ásványaiknak egy, két vagy mindhárom dimenziója 1—500 nm közé esik. Ezért vízzel érintkezve igen nagy fajlagos felületű kolloid rendszereket alkotnak, amelyek a vizes oldatnak a micellamagul



2.17 ábra. Agyagásvány felszíni ionjai (*A*) és a talajoldat (*T*) határán kialakult elektromos kettős réteg (*E*) = szolvátburok (*Sz*) vázlata (STEFANOVITS 1981)

e = Erősen kötött STERN-réteg. — *d* = Lazábban kötött, diffúz GOUY-réteg. — A szaggatott vonal a kötéserősség növekedését jelzi.

szolgáló agyagásvány felszíni ionjaival ellentétes töltésű ionjait és poláris molekuláit felületükön, a szolvátburok elektromos kettős rétegében, többé-kevésbé erősen megkötik *(2.17 ábra)*. Az *adszorpcióra való hajlam* viszonylagos mértékét (csökkenő sorrendben) a *liotróp sor* fejezi ki; ez a szervetlen kationokra nézve:

$$H^+, Fe^{3+}, Al^{3+}, Ba^{2+}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, NH_4^+, Na^+, Li^+, \quad (2.18)$$

a szervetlen anionokra pedig:

$$OH^-, HPO_4^{2-}, H_2PO_4^-, SO_4^{2-}, Cl^-, NO_3^-. \quad (2.19)$$

Az ionadszorpció jellegét az oldat pH-ja szabja meg. Lúgos kémhatású ásványfelületeken kationok, ellenkező esetben anionok kötődnek meg. Agyagásványok ≡AlOH és ≡FeOH gyökei savas közegből protont vesznek föl, s az így létrejött —$AlOH_2^+$, ill. —$FeOH_2^+$ gyökök kicserélhető módon kötik meg a savak anionjait. Nő viszont a kationmegkötő képesség lúgos közegben, ha ez utóbbi OH^- ionjai az agyagkolloidokból vonnak el protont, mert ez megnöveli az utóbbiak negatív töltésű helyeinek számát. Ugyanezen irányban hat a lúgosság akkor is, ha a kolloid Al-ja OH^- ionokat von el az oldatból, mert a pozitív töltésű helyek számának csökkenése az anionmegkötés lehetőségét csökkenti.

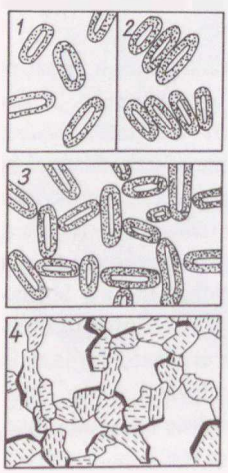
A víz mind gőz-, mind folyadékállapotban adszorbeálódhat a kolloid agyagrészecskék felületén. *A folyékony víz adszorpcióját többnyire duzzadás kíséri*, ami a környezetre gyakorolt nyomás növekedésével és hőfejlődéssel jár. A duzzadóképesség az agyagásvány elektromos töltéseinek és az adszorbeált ionoknak a függvénye. A liotróp sor megfordítva érvényes reá: a duzzadás a Na^+ és Cl^- ionok jelenlétében a legnagyobb, K^+ és Ca^{2+} jelenléte viszont fokozatosan mérsékli azt. S minthogy a kationcserére való hajlam is lényegében ezt a fordított sorrendet követi, a Na^+-nak K^+ vagy Ca^{2+} ionra való kicserélődése az agyag duzzadóképességét is csökkenti.

Igen nagy jelentőségű, hogy kolloid jellegüknél fogva az agyagásványok számos szerves vegyületet adszorbeálni képesek, és így meggátolják azok mikroorganizmusok általi teljes lebontódását.

Az agyagásványok reverzibilis kolloidokat alkotnak. Koagulált (gél) állapotukból tehát a gélesedést kiváltó ok megszűntével ismét szol állapotba vihetők. A koagulációt többnyire zsugorodással járó kiszáradásuk, vagy részecskéiknek erős elektrolitok semlegesítő hatására bekövetkezett összetapadása idézi elő. Nedvesség hatására, amely egyúttal a koagulációt okozó ionok távozását, vagy megfelelő elektrolit-koncentráció esetén a liofil sor végén levőkkel való kicserélődését is elősegíti, a kiszáradt agyag újra szol állapotúvá válik. Eközben az agyagásványok *adhéziója* (vagyis a felületeik egységesítése irányában ható erő) és *kohéziója* (amely a rájuk tapadt folyadékhártyák felületi feszültségéből származik), a részecskék sugarának vízfelvétel következtében történt erős megnövekedése folytán lecsökken, s az agyag folyósodni kezd. Kismértékű vízfelvétel azonban növeli a kohéziót. Ezt a folyamatot az teszi lehetővé, hogy részecskéinek a koaguláció során történt összetapadása nem csökkenti lényegesen az agyag fajlagos felületét; a szol állapotot jellemző felületi jelenségek tehát a gél állapotú agyagon is létrejöhetnek. Az agyagok egyébként is a hidrofil (vizet vonzó), s ezért a vízelvonásra érzékeny kolloidok közé tartoznak. E sajátságuk természetesen uralkodó agyagásványaik minőségének függvénye.

A *hidrofilitás* mértéke nagy vonalakban a szmektitektől és vermikulitoktól az illiteken át a kanditok felé haladva csökken, de a Na^+-tartalom mindig megemeli azt. Ezzel összefüggésben a hidrofil agyagásványok mindig nehezebben csapódnak ki elektrolit-hatás következtében, mint a vizet taszító, hidrofób kolloidok (pl. a kristályos vas- és Al-oxidok).

Már a koagulálódó, de vízburokkal körülvett agyagásvány-lemezkék is változatos módon kapcsolódhatnak egymáshoz *(2.18 ábra)*, s az agyagrészecskéknek más üledékekkel való keveredése további aggregátumképződésre nyújt lehetőséget. Az ezek közötti hézagok a szol állapotban megduzzadt, és ennek következtében gyakorlatilag vízrekesztő agyagot mégis gyengén vízátbocsátóvá tehetik. Ennek óriási jelentősége van nemcsak a talajok vízháztartása, hanem a föld alatti (vadózus) vizek utánpótlódása, az ezekben oldott anyagok forgalma (tehát a diagenezis), valamint a szénhidrogén-képződés és -vándorlás szempontjából is (III. kötet, 31.25., 31.26. fejezet).



2.18 ábra. Agyagásványlemezek kapcsolódási lehetőségeinek vázlata

1. Peptizált állapot. — *2.* Aggregátumképződés lapmenti érintkezéssel. — *3.* Kártyavár szerkezet. — *4.* Átmeneti típusú lemezcsatlakozás.

2.3222 Allitok és vasoxid-hidrátok. A szilikátásványok, ill. -kőzetek mállásának a kontinensek mérsékelt övi részeit jellemző típusát, amely — erősen savanyú közegben történt kilúgzás mellett — a SiO_2, a könnyen oldódó sók (pl. a karbonátok) és az amorf vasvegyületek (sziderogél: FeOOH + aq) felszabadulásán kívül főleg az [1:1] szerkezetű kanditok és a [2:1] szerkezetű expandáló és közberétegzett szmektitek (illit/montmorillonit) képződését eredményezi [l. a (33) reakciót], HARRASSOWITZ (1926) nyomán — a „végtermék" két főeleme (a Si és Al) szerint — *sziallitos*nak nevezzük.

2.7. táblázat. Terrigén sziallitok és allitok jellemző ásványcsoportjai (NEMECZ 1973 után)

Sziallitok	Allitok
Kanditok	Kanditok
Illitek és illit/szmektitek	Szabad Al-oxidok és -hidroxidok
SiO_2	Kristályos Fe-ásványok
Karbonátok	
Amorf Fe-ásványok	

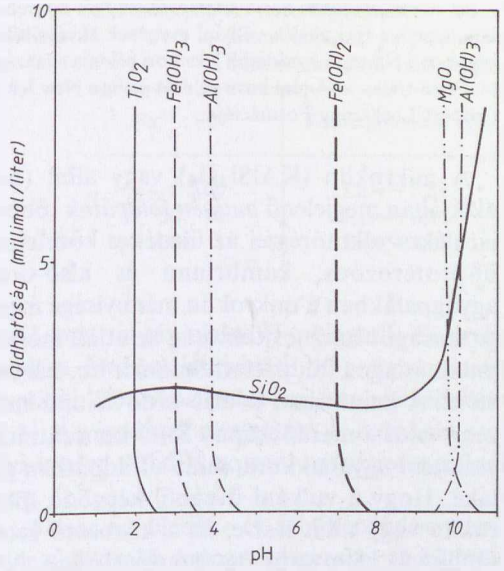
A trópusok nagymértékű kilúgzódással jellemzett mállási övében azonban — alkalmas körülmények között — az összes szilikátásvány alkotóira hullik szét. Az így felszabaduló SiO_2 túlnyomó részének, továbbá az alkáli és mészalkáli sók teljességének kioldódása után visszamaradó anyagot az Al-oxidok és -hidroxidok, valamint a kristályos Fe-ásványok dúsulása tünteti ki *(2.7 táblázat)*. E folyamat során az Al és a Si elválik egymástól. A mállásnak ezt a típusát az Al-ásványok [a miocénnél fiatalabb üledékekben található alumogél (AlOOH + aq.); a diaszpor (α-AlOOH); a böhmit (γ-AlOOH); a korábban hidrargillitnek is nevezett gibbsit (γ-$Al(OH)_3$), valamint a két utóbbi vastartalmú változatai, és más, jóval ritkább ásványok] uralma esetén *allitos*nak, a kristályos Fe-ásványok [főleg a hematit (α-Fe_2O_3), a goethit (α-FeOOH), és csak a legfiatalabb bauxitokban található sziderogél (FeOOH + aq.)] uralma esetén *alferrites*nek, a kétféle termék egyensúlya esetén pedig *ferralli-*

2.8. táblázat. A sziallitok és allitok molekulaszázalékok szerinti elkülönítése (HARRASSOWITZ 1926)

A mállás típusa	$SiO_2 : Al_2O_3$	$Al_2O_3 : Fe_2O_3$
	molekulaszázalékainak	
	hányadosa	viszonylagos nagysága
Sziallitos	≥2	
Allitos	2—0	$Al_2O_3 > Fe_2O_3$
Ferrallitos		$Al_2O_3 = Fe_2O_3$
Alferrites		$Al_2O_3 < Fe_2O_3$

*tos*nak mondjuk *(2.8 táblázat)*. (A limonitot újabban a goethit és a lepidokrokit szubmikroszkópos elegyének tartják.) A sziallitos mállásnak az agyagok, az allitos mállásnak a bauxitok, a ferrallitosnak a lateritek, az alferritesnek pedig a lateritszelvény vasban dús „páncél"-jai a jellemző új képződményei. A trópusi mállás e három főtípusának igen változatos termékei, amelyek részletesebb ismertetését a III. kötet 27.611., 30.9., 30.10. fejezeteiben adjuk, a felsorolt főásványokon kívül Ti-, Mn-, Ni-oxidokat és -hidroxidokat, bomlásnak ellenállóbb szilikátokat, bizonyos mennyiségű agyagásványt, kvarcot, többnyire igen kis mennyiségű reliktum-földpátot és -zeolitot, általában epigén karbonátokat, szulfidokat, olykor ritkaelem dúsulásokat és igen kevés szerves anyagot is tartalmazhatnak. Ezúttal a képződési folyamatnak csak a fő vonásaira térünk ki.

Az, hogy a mállás sziallitos avagy allitos jellegű lesz-e, részint a mállási oldat pH-jának, részint redoxpotenciáljának a függvénye. A *2.19 ábra* szerint az Fe^{2+} ionok enyhén redukáló közegben 0—8 pH között stabilisak; oxidációs viszonyok között azonban oldódásuk rohamosan csökken. A szilikátokból $Si(OH)_4$ kolloid alakjában kilépő Si-nak a savanyú pH-tartományban még kismértékű oldhatósága csak lúgos pH-nál kezd előbb lassan, majd pH = 8-tól rohamosan emelkedni. Ezzel szemben a 0—4,5 pH között Al^{3+} kationként oldódó alumínium 4,5—9 pH között gyakorlatilag oldhatatlanná válik, és csak 9-es pH fölött megy ismét oldatba AlO_2^- anion képében *(2.19 ábra)*. Ilyenkor a Si-mal együtt távozik; de ha ennél savanyúbb és erősen oxidáló közegbe kerülnek, kaolinitként, kevésbé kilúgzott, Ca- vagy Mg-tartalmánál fogva lúgosabb és gyengébben oxidáló közegben pedig szmektitként csapják ki egymást *(reszilifikáció)*. Ezért a pH = 4-nél savanyúbb mállási öveket a Fe^{2+} és az Al^{3+} ionok kioldódásával (és lefelé szivárgásával) szemben a SiO_2 viszonylagos dúsulása jellemzi *(podzolosodás, szilifikáció)*, 4,8-as pH feletti kémhatású, oxidatív környezetben viszont a $Si(OH)_4$ kioldódásával szemben az Al- és a Fe-oxihidrátok halmozódnak fel *(deszilifikáció)*.



2.19 ábra. A Ti, Fe, Al, Mg és SiO_2 oldhatósága szobahőmérsékleten a pH függvényében — BÁRDOSSY (1961) nyomán

2.3223 A zeolitok és az autigén földpátok az üledék lerakódását követő, helyben történt, részben talán már diagenetikus folyamatok gyakori termékei (II. kötet, 22.325. fejezetrész).

A papír- és cementiparban, talajjavításban, takarmányozásban, víztisztításban és gázok vízmentesítésében nélkülözhetetlen *zeolitok* a földpátokra emlékeztető, Ca-, Na- és K-tartalmú, de vizet is tartalmazó vázszilikátok. (Ez a rácsüregekben elhelyezkedő víz azonban más ionokkal könnyen kicserélhető, megfelelő melegítéssel pedig a rács összeomlása nélkül kiűzhető.) Üledékes kőzetekben előforduló legközönségesebb fajtáik a *klinoptilolit*: Ca, $(Na, K)_2$ $(Al_2SiO_7O_{18})$ $6H_2O$, a *phillipsit*: K $Ca(Al_3Si_5O_{16})6H_2O$, a *laumontit*: $Ca(Al_2Si_4O_{12})4H_2O$ és az *analcim*: $Na(AlSi_2O_6)H_2O$. A paleozóikum közepétől a holocénig minden földtani kor üledékeiben megtalálhatók; a prekambriumi és ópaleozóos üledékekből azonban hiányzanak. Eredetük szerint kétfélék:

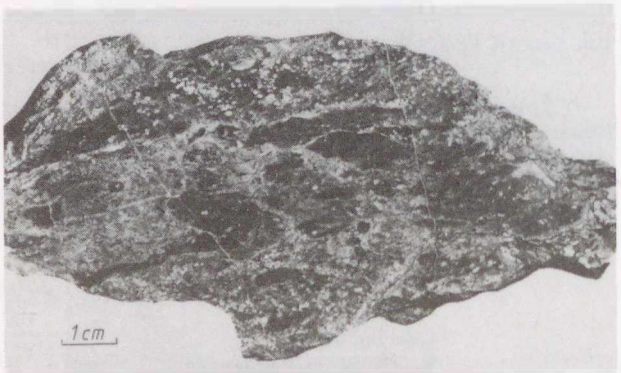
a) A piroklasztos eredetű zeolitok a vulkáni üvegnek különböző (sóstavi, tengeri és édes-) vizekkel, valamint sós pórusoldatokkal való reakciójából képződnek. Vulkáni tufák betemetődésekor (valószínűleg a hőmérséklet-növekedés hatására) felülről lefelé a következő övek alakulnak ki:

Ép vulkáni üveg
Klinoptilolit öv
Analcim öv
Laumontit öv
Káliföldpát öv (végtermék).

Bőséges analcimtartalmával tűnik ki pl. a wyomingi triász Chugwater Formációjának egyik tagozata. A Csendes-óceán fenekének vulkáni üvegjéből viszont phillipsit keletkezik. Nálunk a Tokaji-hegységben vannak zeolit-telepek.

b) A sós–alkálikus tavak analcimolitja nem közvetlenül a tefrából, hanem a tavi üledék vulkáni üvegének akvatolitikus bomlásából veszi a Na-ot. Képződésük jelenkori példája a tanzániai Nátron-tó. Felső-triász–alsó-jura korú példája pedig a New Jersey-i Newark Csoport Locketong Formációja.

A mikroklín ($KAlSi_3O_8$) vagy albit ($NaAlSi_3O_8$) alakjában megjelenő *autigén földpátok* többnyire csak járulékos alkotórészei az üledékes kőzeteknek, de az új-proterozóos, kambriumi és alsó-ordovíciumi agyagpalákban a mikroklín mennyisége megközelíti a gazdaságos hasznosíthatóság szintjét, mert az agyagpalák átlagos földpáttartalmának kb. háromszorosát éri el. A kambriumi és alsó-ordovíciumi karbonátkőzetek oldási maradékának K_2O-koncentrációja pedig csaknem ugyanakkora, mint a földpátban gazdag paláké. Hogy a vulkáni üvegből képződő földpát mikroklín vagy albit lesz-e, az a közbeeső zeolit-elődök rendkívül változatos összetételétől függ. A tanzániai negyedidőszaki tavak szegélyén levő tefra általában phillipsitté és klinoptilolittá, a tóközépen pedig káliföldpáttá és phillipsitté alakul. A zeolitok prekambriumi és ópaleozóikumi hiánya az autigén földpát egyidejű feldúsulásával szemben, az összes e korbeli zeolit földpáttá való átalakulását valószínűsíti. A K_2O-ban gazdag kambriumi és ordovíciumi kőzetek némelyikében viszont még felismerhető a piroklasztikus anyag. A K_2O-ban dús mészkövek tehát az óceánperemi sekély vizekben, vulkáni porhullás közben képződhettek. Azok a kambro–ordovíciumi dolomitok pedig, amelyek földpáttartalma néhány tized mm-es réteglemezekben hirtelen fel-feldúsul, valószínűleg olyan sósparti algaszőnyegeken keletkeztek, amelyek anyagához időnként szélhordta tefra keveredett. A földpátdús agyagpala-csíkok és a 30—50%-nyi oldási maradékot tartalmazó karbonátkőzetek nagy földpáttartalma is hasonló eredetű lehet. Nálunk pl. a Bükk hegységi triász Fehérkői Mészkövének a Szentistvánhegyi Porfirit Formációból kifejlődő, s a hozzákeveredett finom vulkáni portól zöldes-, kékes- vagy szürkére festett kezdőrétegei tartalmaznak tengeri kitörések vulkáni üvegének mállásából származtatható, saját alakú földpátszemcséket *(2.20 ábra)*.



2.20 ábra. Tengerbe hullott vulkáni por átalakulása nyomán képződött autigén földpátkristályok a Fehérkői Mészkő Formáció legalsó rétegeinek felületi csiszolatában. — Miskolc–Ómassa, Vadász-völgy. — BALOGH gyűjtése, 1958. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

2.323 Oxidáció és redukció. Az oxidáció lényege két elem elektronjainak az eredeti töltésszámok megváltozását eredményező cseréje. Az elektront vesztő elemet oxidáltnak, az elektront fölvevőt pedig redukáltnak tekintjük.

Az oxidáció kifejezést eredetileg valamely (az elektronvesztés következtében kationná vált) fémes elemnek az (elektronfelvétel következtében anionná vált) oxigénnel való egyesülésére (2.20. reakció), a redukció szót pedig az oxigéntartalmú vegyület oxigénvesztésére alkalmazták (2.21 reakció); ennek során az oxigénből kilépő elektron(ok) a kation vegyértékének csökkenését idézi(k) elő. Ezért az ásvány vagy kőzet oxidáltsági fokát legegyszerűbben annak súly%-ban megadott oxigéntartalmával szokás kifejezni. Mivel az elektronjait leadó és így H^+ ionná (protonná) vált H-atom a fémionokhoz hasonlóan „oxidált", az elemeknek a hidrogénnel való egyesülése is azok (oxigénkilépés nélküli) redukcióját okozza (2.22. reakció).

$$\underset{\text{ox.}}{2\,Fe^0 + O_2} = \underset{\text{red.}}{2\,Fe^{2+} + 2\,O + 2\,e^-} = 2\,FeO. \qquad (2.20)$$

$$\underset{\text{red.}}{2\,FeO} = \underset{\text{ox.}}{2\,Fe^{2+} + 2\,e^- + 2\,O} = 2\,Fe^0 + O_2. \qquad (2.21)$$

$$\underset{\text{red.}}{S^0 + H_2} = \underset{\text{ox.}}{S^0 + 2\,e^- + 2\,H^+} = H_2S. \qquad (2.22)$$

Az üledékes folyamatok során mindig vizes közegben végbemenő oxidáció és redukció egyetlen *redoxrendszert* alkot, hiszen az egyik elem oxidálódását a másik elem redukciója teszi lehetővé. Az oxidálószerek hatásfoka annál nagyobb, minél erősebben képesek önmaguk redukálódni. A folyamat megfordíthatóságát a reakcióegyenlet két oldala közötti ellentétes irányú nyilakkal jelezzük:

$$Fe^0 \rightleftharpoons Fe^{2+} + 2\,e^-;\quad Fe^{2+} \rightleftharpoons Fe^{3+} + e^-. \qquad (2.23)$$

Az elektron(ok) egyik elemről a másikra való átviteléhez szükséges munkát a rendszer elektromos energiaszintjének megváltozása fejezi ki. A voltokban (V, mV) mért redoxpotenciál értéke nemcsak elemenként változik, hanem még ugyanazon elem eltérő oxidációs fokú ionjaira nézve sem egyforma. Egy redoxrendszer folyamatai a munkavégzésre fordítható szabadenergia csökkenése irányában, az oxidáló és redukáló ionok aktivitásának (híg oldatban ezek koncentrációjának) egyensúlyba kerüléséig haladnak előre. *A redoxpotenciál az egyensúly beállta utáni, oldatbeli elektron-*

koncentrációnak a hidrogénelektród $H_2 \rightleftharpoons 2H^+ + 2e^-$ *rendszerére, mint a mérés önkényesen választott nullpontjára vonatkoztatott mérőszáma.*

A redoxpotenciál értéke 25 °C-on és 1 atm (= 10^5 Pa) nyomáson, 10-es alapú logaritmus használata mellett az

$$Eh = E_0 + 0{,}059 \log \frac{a_{H^+}}{p_{H_2}} \qquad (2.24)$$

képlettel számítható, ahol E_0 a vizsgálni kívánt elem fajlagos normálpotenciálja, p_{H_2} a hidrogénelektród körül buborékoltatott H_2 gáz nyomása, a_{H^+} pedig az ugyanitt fejlődő H^+ ionok aktivitása (ami híg oldatban 25 °C-on kb. a H^+ ionok koncentrációjával egyenlő). Mivel a standard hidrogénelektródot úgy kalibrálják, hogy 25 °C-on a belebocsátott H_2 gáz nyomása 1 atm, a képződő H^+ ionok aktivitása 1 (ennek logaritmusa, a pH, tehát zérus) legyen, a mérni kívánt redoxrendszer és a standard hidrogénelektród közötti *viszonylagos* Eh érték egyenlő lesz a vizsgálni óhajtott elem oxidált és redukált ionjainak egyenlő koncentrációja esetén fennálló, *fajlagos* E_0-al. Ez pedig azt jelenti, hogy az E_0 — amelynek abszolút értéke nem állapítható meg — a standard hidrogénelektród alkalmazásával minden elemre nézve jól összehasonlítható *viszonylagos* értékek alakjában jelentkezik. Így az E_0-t az oxidációs–redukciós reakciónak a standard hidrogénelektród potenciáljához viszonyított egyensúlyi potenciáljaként lehet definiálni (BÁRDOSSY—BOD 1961).

A kémiai elemek normál redoxpotenciálja +3,03 V és −3,02 V között mozog. Pozitív E_0 érték annyit jelent, hogy a redoxrendszer oxidált ionja erősebben oxidál, mint a H^+ ion; redukált ionja viszont gyengébben redukál, mint a gáz alakú H_2. Negatív E_0 érték pedig ennek a fordítottját jelenti. *A redoxpotenciál tehát az oxidáló, ill. redukáló képesség számértékeként is felfogható.* A vegyészek az oxidáló és redukáló szerek közötti határt +0,5 V normál redoxpotenciálnál vonják meg.

2.9. táblázat. Az üledékes és talajképző folyamatok néhány fontos redoxrendszerének E_0 értékei voltokban

$O_2 + H_2O \rightleftharpoons O_3 + 2H^+ + 2e^-$	+2,07
$MnO_4^- + 3e^- + 4H^+ \rightleftharpoons MnO_2 + 2H_2O$	+1,67
$MnO_2 + 2e^- + 4H^+ \rightleftharpoons Mn^{2+} + 2H_2O$	+1,28
$2H_2O \rightleftharpoons 4H^+ + 4e^- + O_2$	+1,23
$NO_3^- + 3e^- + 4H^+ \rightleftharpoons NO + 2H_2O$	+0,96
$NH_4^+ + 3H_2O \rightleftharpoons NO_3^- + 10H^+ + 8e^-$	+0,84
$NO_3^- + e^- + 2H^+ \rightleftharpoons NO_2 + H_2O$	+0,81
$Fe^{2+} \rightleftharpoons Fe^{3+} + e^-$	+0,77
$MnO_2 + 4OH^- \rightleftharpoons MnO_4^- + 3e^- + 2H_2O$	+0,57
$4OH^- \rightleftharpoons O_2 + H_2O + 4e^-$	+0,40
$Cu^0 \rightleftharpoons Cu^{2+} + 2e^-$	+0,34
$PbO + 2OH^- \rightleftharpoons PbO_2 + H_2O + 2e^-$	+0,25
$SO_4^{2-} + 2e^- + 2H^+ \rightleftharpoons SO_3^{2-} + H_2O$	+0,20
$Cu^+ \rightleftharpoons Cu^{2+} + e^-$	+0,17
$H_2S \rightleftharpoons S + 2H^+ + 2e^-$	+0,14
$H_2 \rightleftharpoons 2H^+ + 2e^-$	±0,00
$NH_3 + 9OH^- \rightleftharpoons NO_3^- + 8e^- + 6H_2O$	−0,12
$Mn(OH)_2 + OH^- \rightleftharpoons Mn(OH)_3 + e^-$	−0.40
$Fe^0 \rightleftharpoons Fe^{2+} + 2e^-$	−0,44
$Fe(OH)_2 + OH^- \rightleftharpoons Fe(OH)_3 + e^-$	−0,56
$Mn^0 \rightleftharpoons Mn^{2+} + 2e^-$	−1,65
$Al^0 \rightleftharpoons Al^{3+} + 3e^-$	−1,67
$Mg^0 \rightleftharpoons Mg^{2+} + 2e^-$	−2,34
$Na^0 \rightleftharpoons Na^+ + e^-$	−2,77
$Ca^0 \rightleftharpoons Ca^{2+} + 2e^-$	−2,87
$K^0 \rightleftharpoons K^+ + e^-$	−2,92

2.10. táblázat. A ferro/ferri-rendszer redoxpotenciáljának a vasionok koncentrációjától való függése

$Fe^{2+} : Fe^{3+}$	Redoxpotenciál (V)
1 : 100	Eh = +0,89
50 : 50	E_0 = +0,77
100 : 1	Eh = +0,65

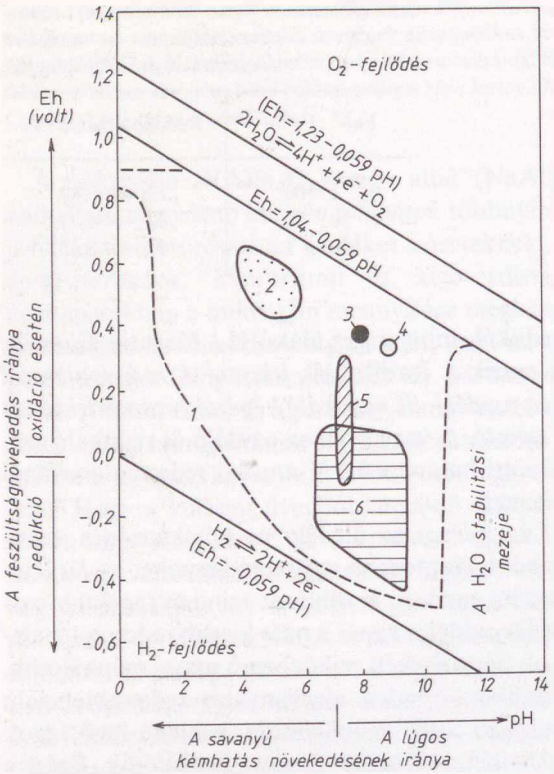
A *2.9 táblázat* az üledék- és talajképződés szempontjából legfontosabb redoxrendszereket az E_0 értékek szerint rendezi. E táblázat minden tagjának oxidált ionja oxidálni képes a nála kisebb redoxpotenciálú tagok bármelyikét, miközben ő maga redukálódik. Megfordítva: minden alacsonyabb redoxpotenciálú tag redukált ionja redukálhatja a felette levő tagok akármelyikét, miközben ő maga oxidálódik. Ezért a táblázat felső részén a redukált, alsó részén viszont az oxidált ionok a stabilisabbak. Ennek az a magyarázata, hogy *az önként lejátszódó folyamatok mindig a rendszer szabadenergiájának csökkenése irányában haladnak.*

A kémiai folyamatok során munkává alakítható szabadenergiaváltozás (ΔF_t^0) előjelét a

$$\Delta F_t^0 = nFE_0 \qquad (2.25)$$

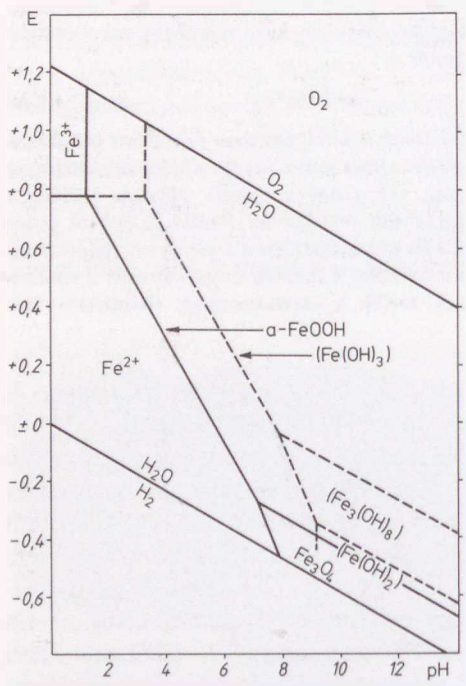
összefüggés szerint (ahol n a folyamatban részt vevő elektronok számát, F a FARADAY-számot jelenti) az E_0 előjele határozza meg. Ha ez negatív szám, akkor ΔF_t^0 is negatív, tehát az oxidáció a szabadenergia csökkenését eredményezi. Pozitív E_0 értékek esetén az oxidáció növeli a szabadenergiát; ezért a pozitív normálpotenciálú rendszerekben a redukció a spontán folyamat, mert a rendszer redukált alakjának kisebb a szabadenergiája (BÁRDOSSY—BOD 1961).

A redoxrendszerek Eh-ját azonban *az oxidált és redukált ionok* 50—50%-át feltételező E_0-on kívül ezen ionok *tényleges koncentrációja, valamint az oldat pH-ja is befolyásolja.* (A hőmérséklet hatása üledékes folyamatoknál elhanyagolhatóan kicsiny.) Az oxidált ion koncentrációjának a redukált ionéval szembeni emelkedése az Eh-nak az E_0-val szembeni növekedését, az ionarány ellenkezőre fordulása pedig az Eh érték csökkenését eredményezi *(2.10 táblázat)*. Ezzel szemben a pH növekedése (az oldat lúgosabbá válása) csökkenti a redoxpotenciált, a pH csökkenése (az oldat savanyodása) pedig növeli azt. Az Eh és pH értékek kölcsönös függését az magyarázza, hogy a negatív töltésű elektronok semlegesítik a H^+ ionokat (a pro-



2.21 ábra. Különböző természetes vizek Eh/pH diagramja, FRIEDMAN—SANDERS (1978) nyomán

1. Az üledékes környezetekben észlelt értékek határvonala. — *2.* Esővíz. — *3.* Rendes tengervíz. — *4.* Zátony környéki tengervíz. — *5.* Tengeri üledékek pórusvize. — *6.* Szulfátredukáló baktériumok hatása alatt álló víz.



2.22 ábra. Ferri- és ferrovegyületek stabilitásmezői a redoxpotenciál (E) és a pH függvényében, 10^{-5} mol/l ionaktivitás, 1 atm (= 10^5 Pa) nyomás és 25 °C hőmérséklet mellett, STEFANOVITS (1981) szerint

tonokat). Ezért a nagy Eh értékeket képviselő kis elektrontartalmak általában nagy protontartalmat jelentő kis pH értékekkel társulnak *(2.21 ábra)*.

A redoxfolyamatok mindig víz jelenlétében, a természetben tehát az üledékes folyamatokhoz kötve, de csak a víz stabilitási határai között zajlanak le.

E stabilitás felső határa a $2H_2O \rightleftharpoons 4H^+ + 4e^- + O_2$ rendszernél vonható meg, mert az ennek redoxpotenciáljánál ($Eh = E_0 - 0{,}059\ pH = 1{,}23 - 0{,}059\ pH$) nagyobb potenciálú rendszerek a vizet O_2 felszabadulása közben elbontják, miközben őmaguk redukálódnak; pl.:

$$Mn^{2+} + 4H_2O = MnO_2 + 8H^+ + 8e^- + O_2. \qquad (2.26)$$

Az alsó határt pedig a $H_2 \rightleftharpoons 2H^+ + 2e^-$ rendszer jelzi, mert az ennek Eh-jánál ($= -0{,}059\ pH$) negatívabb potenciálú rendszerek a H^+ ionokat H_2 gáz fejlesztésével redukálják, miközben őmaguk oxidálódnak; pl.:

$$NO_3^- + 6H_2O + 2H^+ + 10e^- = NH_3 + 9OH^- + H_2. \qquad (2.27a)$$

Üledékes környezetben tehát a légköri O_2 a legerősebb oxidáló és a H_2 a legerősebb redukáló tényező. Az Eh-nak a két redoxrendszer megszabta felső és alsó határa az Eh/pH diagramban — a fentieknek megfelelően — a pH növekedése irányában lejt *(2.17 ábra)*. Az üledékes tartománybeli vizek pH-jának felső határa kb. 11, de ekkora érték csak fotoszintézis vagy bakteriális reakciók révén, továbbá alkáli és mészalkáli vegyületeknek sós tavakban vagy szikeseken való hidrolízise útján jön létre. A természetes vizek pH-jának alsó határa 1—2 között van; ennél kisebb pH-k erős savak helyi hozzákeveredésére utalnak (ennek egyik példája az euxin üledékekben gyakori piritnek H_2SO_4-gyé való oxidálódása). Édesvizű mocsarak és lápok 4 körüli pH-ját általában gyönge savak (főleg szénsav és szerves savak) okozzák.

A redoxpotenciálnak az üledékes folyamatokra nézve alapvető jelentősége abban van, hogy az elemek oxidációs fokán keresztül szabályozza az ionjaik oldhatóságát megszabó ionpotenciált (az ionok töltésének és sugarának a hányadosát) és annak SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1955) által a komplex ionokra és vegyületekre kiterjesztett változatait, tehát az egész üledékes elemvándorlást. A reakciók széles skálájára szerkesztett Eh/pH *diagramok* értékesen járulnak hozzá a mállási, szinszedimentációs és kőzettéválási reakciók értelmezéséhez. Ez teszi érthetővé, hogy nagy pH-n még kisebb redoxpotenciál esetén is a ferrihidroxidok az állandóbbak; a ferroásványok képződéséhez viszont vagy savanyú, vagy kis redoxpotenciálú közeg szükséges *(2.22 ábra)*.

Redoxpotenciál-különbségek idézik elő a magmás kőzetekben gyakran együtt előforduló *ferro- és mangano-vegyületeknek az üledékes folyamatok során észlelt elkülönülését*. A mállás közben feloxidálódott ferro-vas ui. limonitként korán kicsapódik. A Mn^{2+} ion

ellenben jóval tovább maradván redukált állapotban, vízfolyások útján a tengerbe szállítódik (III. kötet, 28.2., 28.31., 28.32. fejezet).

A redoxfolyamatok sebessége azonban *független a redoxpotenciáltól.* Míg a gélhidrátok igen gyorsan reagálnak a redoxpotenciál-változásokra, a szénhidrogének és a kőszén évmilliókon át tartó fennmaradását éppen redoxfolyamataik lassúsága biztosítja. Igaz, hogy a létrejöttükhöz szükséges redukció részben már inkább biokémiai (tehát nem szervetlen) folyamat (III. kötet, 31.114. fejezetrész).

A pH terepi meghatározásának igen pontos módszereivel szemben az Eh terepi meghatározása általában csak félkvantitatív értékű. Mivel a nehezen oldható szilárd testek Eh-ja nem is mérhető, közvetítő megoldásként merült fel, hogy a kőszénfajták genetikai főcsoportjait az oxigéntartalom %-os mennyisége alapján válasszák el. *Ez azonban nem a kőzet oxidációs fokát, hanem csak oxidáltságának mértékét fejezi ki.*

Mivel a változó vegyértékű elemek közül a földkéregben a vas a leggyakoribb, GOLDSCHMIDT (1926) a kőzetek oxidációs állapotát a Fe_2O_3 és az FeO molekula-százalékainak hányadosával jellemezte. Azonban mind ez, mind a SZÁDECZKY-KARDOSS (1955) indítványozta O_{Fe} érték, amely a $2Fe_2O_3/FeO$ hányadost ezen alkotórészek súly%-os mennyiségei alapján állapítja meg, *csak tájékoztató jellegű*, és nem tekinthető a redoxpotenciállal azonos értékű mérőszámnak (BÁRDOSSY—BOD 1961).

Korlátozzák a „kész" kőzeten *ma* mérhető Eh és pH értékeknek a kőzet ülepedésekor uralkodó viszonyokra való visszavetítését annak másodlagos (dia-, kata- és epigén) elváltozásai. Ezek a változások csupán tengeri üledékek esetében és főleg az euxin fáciesekben kicsinyek. Célszerű tehát a *mérési eredmények kiértékelésekor* a kőzet szingenetikus, ill. dia-, kata- és epigenetikus ásványainak arányát is figyelembe venni. Az utóbbiak túlsúlya esetén ui. a mért pH és oxidációs értékek inkább ezeket, és nem az ülepedési folyamatokat jellemzik.

Az *oxidáció* jelentős térfogatnövekedéssel jár, és az ásványok, ill. kőzetek felületének fellazulását eredményezi. Ezáltal — a fizikai málláshoz hasonlóan — egyre újabb ásványi anyagot tesz hozzáférhetővé a kémiai mállás számára. A szilikátásványok oxidációja általában ferrovastartalmuk feloxidálódásával kezdődik. A létrejött ferrioxidok és hidroxidok kicsapódásával azonban a folyamat egyre inkább a tulajdonképpeni szilikátrész bomlása felé tolódik el. Ezért *az oxidáció minden olyan szilikát mállását gyorsítja, amely kétértékű vasat* (és rendszerint ezzel társult Mn-t) *tartalmaz.*

2.324 A sókőzetek oldódása. A vegyi mállás legegyszerűbb formája a vízzel érintkező sókőzetek (evaporitok: K-, Na- és Mg-kloridok, -szulfátok, nitrátok, alkáli-karbonátok) ionokra történő disszociációja, amit áramló vízben a képződött ionok kimosódása követ. Pl.:

$$KCl + 2H_2O \rightleftharpoons K^+ + OH^- + H_3O^+ + Cl^-. \quad (2.27b)$$

$$NaCl + 2H_2O \rightleftharpoons Na^+ + OH^- + H_3O^+ + Cl^-. \quad (2.28)$$

$$MgCl_2 + 4H_2O \rightleftharpoons Mg^{2+} + 2OH^- + 2H_3O + 2Cl^-. \quad (2.29)$$

$$Na_2CO_3 + 4H_2O \rightleftharpoons 2Na^+ + 2OH^- + 2H_3O^+ + CO_3^{2-}. \quad (2.30)$$

Az oldódást az teszi lehetővé, hogy a sók kationjai nagyobb energiával kötődnek a víz poláris molekuláihoz, mint saját anionjaikhoz (lásd *2.5 ábra*). Ez elsősorban a kis kötésenergiájú (ionpotenciálú), tehát nagy ionsugarukkal szemben csak egy vegyértékkel rendelkező alkáli-fémionokat jellemzi. Ennélfogva azok az üledékes ciklus egész folyamán oldatban maradni törekszenek, és csak a víz bepárolgásakor csapódnak ki sók alakjában. A túlnyomóan kétértékű, leggyakoribb kationok (Ca, Mg, Fe) 1,5—3,0 közötti ionpotenciálja viszont valamivel nagyobb kötéserőt jelezvén, azok kisebb oldhatóságát és korábbi kicsapódását okozza.

Az evaporitok disszociációja egyébként csak viszonylag savanyú közegben megy végbe a fenti egyenletek szerint. A közeg pH-jának növekedésével azonban előbb hidroxidot, majd ennek disszociációja útján RO^- aniont és H_3O^+ iont képeznek. Pl.:

$$Na^+ + 2H_2O \rightleftharpoons NaOH + H_3O^+. \quad (2.31)$$

$$NaOH + H_2O \rightleftharpoons NaO^- + H_3O^+. \quad (2.32)$$

Az oldódás felszínközelbe emelkedett, nagy tömegű kő- és kálisó telepeken földtanilag is jelentőssé válhat. Ha pedig elegendő idő áll rendelkezésre, még a nehezen disszociálódó anhidrit ($CaSO_4$) és gipsz ($CaSO_4 2H_2O$) oldódása is nagy méreteket ölthet. Ezért a vízzáró fedő nélküli kősó, kálisó és gipsz–anhidrit telepek könnyen kilúgzódnak, bennük *sókarszt* alakul ki (karrfelületekkel, víznyelőkkel, töbrökkel, barlangokkal és sósforrásokkal). A föld színén tehát csak száraz éghajlaton maradnak fenn hosszabb időn át. Eltűnésük sorrendjét oldhatóságuk szabja meg: a gipszsziklák élettartama sokszorosa a sósziklákénak. A higroszkópos kő- és kálisók még a harmatból és a ködből is vizet vonnak el, és agyagos–agyagmárgás közbetelepüléseiket is elfolyósítva, elegendő térszínkülönbség esetén, több száz méter hosszúságú *sógleccsereket* formálhatnak. A sók fedőtakaró alatti kilúgzódása (szubrózió) után visszamaradt sófelszín *(sótükör)* mélységét a só oldhatósága és a talajvíz helyzete szabja meg. A többféle sóból álló telepek sótükör feletti részének a nehezen vagy egyáltalán nem oldódó anhidrit-, gipsz-, dolomit- és agyagbetelepülések keverékéből összetett, breccsás szerkezetű maradéka a *gipszkalap*ban halmozódik fel. A kilúgzás nyomán támadt felszíni mélyedéseket tavak tölthetik ki. Ezek ellaposodása és a kioldódás folyamatossága esetén pedig igen vastag tőzeg- és barnakőszéntelepek halmozódnak fel (Geiseltal, Halle mellett: III. kötet, 31.1. fejezet).

2.325 A karbonátok oldódása tiszta vízben igen csekély fokú. Értéke a víz hőfokának és a karbonát kristályszerkezetének függvénye *(2.11 táblázat)*. A

2.11. táblázat. $CaCO_3$ módosulatainak tiszta vízben oldható mennyiségei

Hőfok °C	1 l vízben oldható mennyiség (mg)		
	kalcit	aragonit	amorf $CaCO_3$
8,7	10,00		
25,0	14,33	15,28	14,45
100,0	17,79	19,02	18,16

2.12. táblázat. A légköri és talajlevegő, valamint az esővízben oldott levegő térfogatszázalékos összetétele

Gáz		N_2	O_2	CO_2
Légkör		79,01	20,96	0,03
Esővíz	0 °C	63,20	33,88	2,92
	5 °C	63,35	33,97	2,68
	10 °C	63,49	34,05	2,46
	15 °C	63,62	34,12	2,26
	20 °C	63,69	34,17	2,14
Talajlevegő		79,2	20,6	0,2—0,7

természeti víz azonban számos olyan anyagot tartalmazhat, amely jelentősen megnöveli oldóképességét. Már az esővíz magával ragadja a levegő gázait *(2.12 táblázat)*, majd elfolyása és beszivárgása közben ammóniát, salétrom- és kénsavat, klórvegyületeket és humuszanyagokat vesz föl a talajból. Az általuk létrehozott reakciók sorából is kiemelkedik *a karbonátos kőzetek* (mészkő, dolomit, magnezit) *széndioxidos oldódása.*

A CO_2-tartalom részint közvetlenül, részint a pH-érték módosításával befolyásolja a karbonátoldódást.

A víz pH-ját elsősorban a HCO_3^- és a szabad CO_2-tartalom határozza meg. A szabad CO_2 és a CO_3^{2-} ion kölcsönösen kizárják egymást, mert a vízben azonnal HCO_3^- ionná egyesülnek:

$$CO_3^{2-} + CO_2 + H_2O \rightleftharpoons 2HCO_3^- . \qquad (2.33)$$

Az esővíz átlagosan 2,4 térfogatszázaléknyi CO_2-tartalmát a talaj szerves anyagainak bakteriális bomlásából származó CO_2 3,7 térf.%-ra növeli. Ennek java része ugyan gáz alakban marad, kb. 1/3-a azonban a vízzel szénsavat alkot, amely a (2.6) reakció szerint

2.13. táblázat. A vízben oldott CO_2 mennyisége mg/l-ben a levegő leggyakoribb hőfok- és p_{CO_2} értékeinél

Levegőbeli p_{CO_2} \ °C	0	5	10	15	20	25	30
0,0003	1,01	0,84	0,70	0,60	0,52	0,45	0,39
0,03	101	83,9	70,4	60,0	51,7	45,1	39,2

HCO_3^- és H_3O^+ ionokra disszociál. A vízben oldható CO_2 g/l-ben kifejezett mennyisége az $x = 1{,}9634 L p_{CO_2}$ képlettel számítható, ahol 1,9634 a CO_2 sűrűsége, L a CO_2 gázra jellemző, de a hőmérséklet emelkedésével csökkenő oldhatósági együttható (amelynek nagysága 0 °C-on 1,713, 15 °C-on 1,019, de 30 °C-on már csak 0,665), p pedig a vízzel érintkező légtér parciális CO_2-nyomása. A szabad levegőből elnyelődő CO_2 gáznak a szokásos parciális nyomáshoz tartozó mg/l mennyiségeit különböző hőmérsékleteken a *2.13 táblázat* mutatja. Mivel a korrodáló karsztvizek gyakran 100 mg/l-nél is több oldott CO_2-t tartalmaznak, világos, hogy CO_2-többletük nem az atmoszférából, hanem a talaj mikrobiológiai és talajfejlődési folyamataiból származik.

A vízben disszociálódó szénsav mennyisége a csak adszorbeált CO_2 gáz mennyiségével egyensúlyt tart, vagyis a disszociált H_2CO_3-ban foglalt CO_2 minden mennyiségéhez meghatározott mennyiségű *szabad* CO_2 tartozik. Ezért több szabad CO_2 jelenlétében több szénsav (ill. HCO_3^- ion) képződik, az oldat pedig (a H^+ ionok számának emelkedése miatt) savanyúbb lesz. A rendszer CO_2-tartalmának csökkenése viszont a HCO_3^- ionok disszociációját, s az OH^- ionok számának növekedése folytán a víz enyhén lúgossá válását eredményezi:

$$HCO_3^- + H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3 + OH^- . \qquad (2.34)$$

A lúgosság azonban nem emelkedhet sokkal pH = 8,5 fölé, mert e határérték átlépése után a túlsúlyba került H_2CO_3 a jelenlevő Ca^{2+} ionokkal egyesülve, $CaCO_3$ kicsapódást indít meg. A víz pH-ja viszont 4 alá sem süllyedhet, mert a $CaCO_3$ ekkor meginduló oldódásával kapcsolatos pH-növekedés mérsékli az oldat savanyúságát.

Mindenesetre a karbonátos kőzetek CO_2-mentes vízben tapasztalt igen gyönge oldódása CO_2-tartalmú vízben ugrásszerűen javul. Ekkor ui. a karbonátok a képződő HCO_3^- ionokkal viszonylag könnyen oldódó hidrogén-karbonátokká alakulnak. Pl. kalcit (mészkő) esetében:

$$CaCO_3 + H_3O^+ + HCO_3^- = Ca^{2+} + 2HCO_3^- + H_2O = \\ = Ca(HCO_3)_2 + H_2O. \qquad (2.35)$$

A reakció jobbra tolódásának mértékét az szabja meg, hogy a víz a hidrogén-karbonátban lekötött CO_2-n kívül mennyi *szabad* CO_2-t tartalmaz.

Ha pedig a hidrogén-karbonátos oldatból akár a hőmérséklet emelkedése, a légnyomás csökkenése, a víznek rohanókban és zuhatagokban történő átszellőzése és porlódása, akár a vízinövények fotoszintézise a szabad CO_2-t kivonja, akkor — a (2.35) reakció balra tolódásának megfelelően — karbonát válik ki belőle. Ezért van a mészkő- és dolomithegységekből fakadó karsztforrásoknak *mésztufa* lerakódásuk (II. kötet, 24. fejezet), a barlangok belsejét pedig az átszivárgó vizekből kicsapódó cseppkövek, bekérgezések és „mésztufa"-gátak díszítik *(2.23 ábra)*.

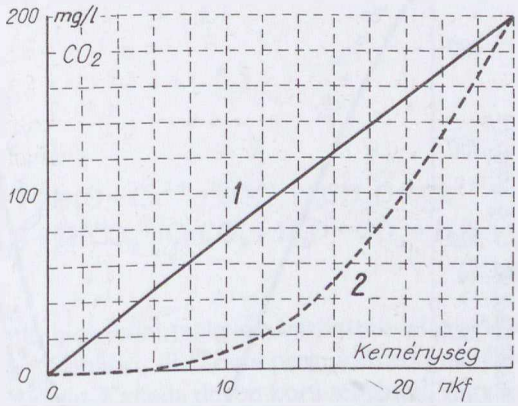


2.23 ábra. Cseppkőoszlop az Aggteleki-barlangból. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

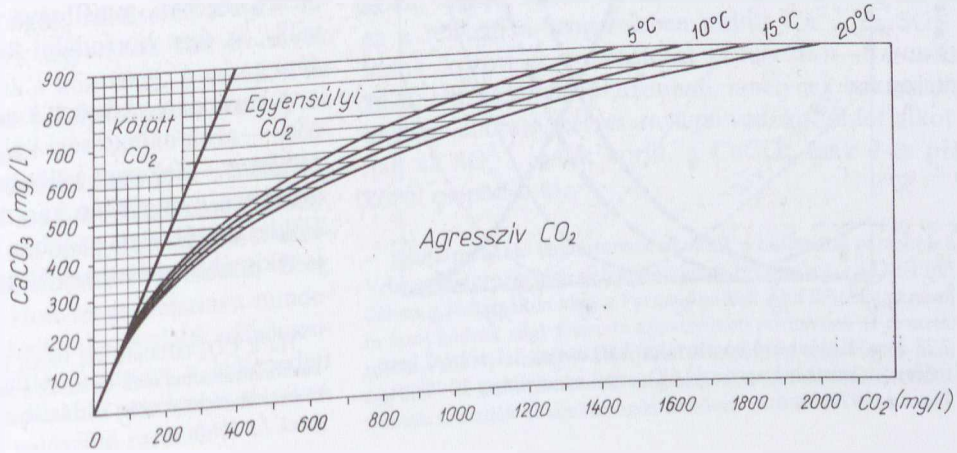
A HCO_3-os oldatok koncentrációját német keménységi fokokban (nk°) fejezzük ki: 1 nk°-ú a víz, ha az annak 1 literében oldott HCO_3-mennyiség 10 mg CaO-nak (ill. 18 mg $CaCO_3$-nak) felel meg. A HCO_3-ban lekötött CO_2 mennyisége a víz keménységi fokával lineárisan növekszik. A HCO_3 oldatban tartásához minimálisan szükséges *tartozékos* CO_2 mennyisége viszont a keménységi fok emelkedését mértani haladvány szerint követi *(2.24 ábra)*. A keménységi fok fenntartásához szükséges összes CO_2-igény növekedését a *2.25 ábra* fejezi ki, amely a *kötött* CO_2 vonalán kívül a kötött és tartozékos CO_2 *összegének* görbéjét tünteti fel, és így a kötött és egyensúlyi CO_2 értékmezőit is körülhatárolja.

Ha a vízbe a keménységi fok fenntartásához szükségesnél több CO_2 kerül, annak egy része újabb karbonátmennyiség feloldására fordítódik, más része pedig az új vízkeménységnek megfelelő tartozékos CO_2-vé válik. Ezt a CO_2-többletet, amely *a)* a mészkő és dolomit karsztosodását, *b)* más kőzetek karbonátos (kötő)anyagának kioldódását okozza, *agresszív* CO_2-nek nevezzük.

Az üde mészkő és dolomit szemcséi általában hézagtalanul kapcsolódnak egymáshoz, a vizet többnyire csak (tektonikus) hasadékaik és réteglapjaik mentén vezetik. Ezért *karsztjelenségeik* e hasadékoknak mély barázdákká való kiszélesedésével kezdődnek, majd föld alatti vízjáratok és barlangok kialakulásához vezetnek. A kőzet berogyásával töbrök és a felszíni vízfolyásokat maguk felé irányító víznyelők keletkeznek. A vízjáratok szélesítéséhez a karsztos felszínt borító talaj növényzete és mikroorganizmusai által termelt CO_2 korróziós hatásán kívül nagy szerepe lehet a barlangi patakokba a külszínről bemosott, kemény kőzettörmelék (pl. kvarckavics) erózió tevékenységének is. A tengerpartra nyíló barlangüregeket gyakran a hullámverés tágítja ki.



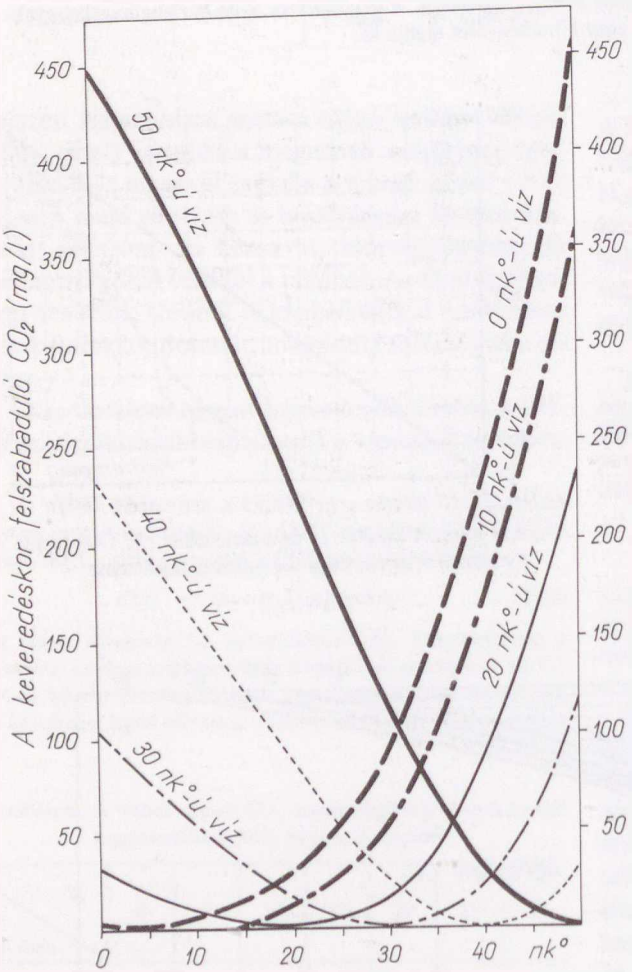
2.24 ábra. A kötött *(1)* és a tartozékos *(2)* CO_2-mennyiségnek a keménységi fok szerinti emelkedése



2.25 ábra. A $CaCO_3$ vízben való oldódásához szükséges CO_2 kötött, egyensúlyi és agresszív értékmezői különböző hőmérsékleteken, JAKUCS (1971) nyomán



2.26 ábra. Az úrkúti Csárda-hegy hierlatzi típusú alsó-liász mészkövének az üregeket kitöltő oxidos mangánérctörmelék kitermelése után láthatóvá vált kréta–eocén paleokarsztja. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ



2.27 ábra. Különböző keménységű karsztvizek 1:1 arányú keveredésekor keletkező agresszív CO_2 mg/l mennyiségei 10 °C-on, JAKUCS (1971) szerint

A hőfok emelkedése gátolja a CO_2 oldódását. A *karsztosodás* mégsem a mérsékelt és a hűvös–nedves éghajlati övekben, hanem *a nedves trópusokon a legerőteljesebb*. Itt ui. a talajlevegőnek a magas hőmérséklet okozta CO_2-veszteségét a buja növénytakaró bomlása gyorsan pótolja. A folyamat intenzitását a trópusi *kúp- és toronykarsztok* tanúsítják, amelyek sűrűn egymás mellett álló, néha 100 m-nél is magasabb, kúpos vagy hegyes mészkősziklákból állanak. Ezeknek szerényebb hazai mását az úrkúti Csárda-hegy egykori mangánérc-, vagy Iharkút bauxitkülfejtéseiben láthatjuk *(2.26 ábra)*.

A karsztosodási folyamat a *leszálló karsztvíz* övéhez van kötve, és az összefüggő karsztvíz felső határán, amely alatt már minden üreget stagnáló vagy lassan áramló *mélykarsztvíz* tölt ki, többnyire megszűnik, az oldódás és kicsapódás egyensúlyba kerül.

Kopár mészkő- és dolomitfelszíneink láttán azt hihetnők, hogy azok karrmezői felszíni mállással keletkeztek, és mindig csupaszok voltak. Ezzel szemben azoknak növényi vegetációban és mikroorganizmusokban dús talajtakaró alatt, s a mainál csapadékosabb klímában kellett létrejönniük, mert a beszivárgó csapadék CO_2-agresszivitását csak ezek életműködése biztosíthatta kellő mértékben. *A mai karrmezők tehát csak a fedett karszt talajtakarójának lepusztulása révén váltak láthatókká.*

Az 1930-as évekig azt hitték, hogy a karsztvíz agresszivitása — a CO_2-tartalom lekötődése folytán — a mélység felé csökken. Érthetetlennek tűnt tehát, miért találhatók nagyobb mélységben és olyan helyeken is széles barlangüregek, ahol az erodálni képes kavics hiányzik. LAPTYEV (1939) fedezte föl, hogy a karbonátoldódás e különös felfokozódását *különböző koncentrációjú karsztvizek keveredése* okozza. Ennek következtében a kémiailag kötött CO_2 mennyiségének az összegződött víztérfogathoz való aránya csökken ugyan, de éppen a keverék keménységi fokának megfelelő lesz. Felesleg áll elő viszont a tartozékos CO_2 mennyiségében, minélfogva a vízkeverék agresszívvé válik, és újra korrodálni kezd *(2.14 táblázat; 2.27 ábra)*.

A karbonátos kőzetek karsztosodási sebességei között — azok oldhatósági különbségei miatt (lásd *2.11 táblázat*) — fokozati különbségek vannak. A dolomit általában gyengébben karsztosodik, mint a mészkő. Földtani idők alatt azonban a dolomit karsztosodása is tekintélyes méreteket ölthet.

Ha a CO_2-tartalmú víz olyan kőzetekkel érintkezik, amelyek karbonáttartalma csak töredéke a teljes anyagnak, akkor az oldható rész eltávozása után hátramaradó részleg lyukacsos kérget kap (lásd *2.1 ábra*).

2.14. táblázat. Különböző keménységű, 10 °C-ú egyensúlyi vizek 1 : 1 arányú keveredésekor képződő agresszív CO_2 mg/l mennyiségei JAKUCS (1971) szerint

	0 nk°	5 nk°	10 nk°	15 nk°	20 nk°	25 nk°	30 nk°	35 nk°	40 nk°	45 nk°	50 nk°
0 nk°	0										
5 nk°	0,5	0									
10 nk°	3,7	1,3	0								
15 nk°	12,4	7,3	2,4	0							
20 nk°	29,2	20,6	10,8	3,1	0						
25 nk°	57,4	43,9	28,8	14,9	2,7	0					
30 nk°	98,8	80,0	58,8	35,8	18,1	4,7	0				
35 nk°	157	132	102	73,5	45,2	22,3	6,0	0			
40 nk°	234	200	164	126	87,6	64,1	24,8	5,8	0		
45 nk°	333	293	247	198	149	102	61,4	30,3	7,7	0	
50 nk°	448	407	351	292	230	169	117	70,1	32,4	7,8	0

2.33 A BIOKÉMIAI MÁLLÁS

Az álló- és folyóvizekben, a talaj és a kőzetösszletek pórusvizében végbemenő szervetlen reakciók sebessége és hatásfoka kétségkívül sokkal kisebb lenne, ha nem sokszoroznák meg azt az ezen vizekben élő, alsórendű szervezetek. A *gombák* és (az energiaszükségletüket a szerves anyag oxidációjából fedező) *heterotróf baktériumok* termelte oxál-, ecet-, tej- és ketoglukonsav még a szilikátásványokat is elbontja. A szervetlen anyagokat oxidáló *autotróf baktériumok* előállította szén-, kén- és salétromsav főként a karbonátkőzeteket oldja. *Fúrószervezetek* (algák, szivacsok, tengeri sünök), a *növényi gyökerek* ugyancsak szerves savak kiválasztásával rombolják a kőzeteket. A savak a víz pH-jának csökkentésével befolyásolják a mállási és kicsapódási folyamatokat.

Igen fontos a H_2S, a terméskén, a pirit s a $CaCO_3$ képződésében részt vevő *szulfátredukáló baktériumok* szerepe, amelyek a saját anyaguk elégetéséhez szükséges oxigént a szulfátgyök elbontásából fedezik. Ezek hatására alakul át pl. a Holt-tenger felszínén mindenütt kicsapódó $CaSO_4$ a hullámbázis alatti, oxigénszegény mélységekben kalcittá, úgyhogy a leülepedett gipsz csak az oxigénben dúsabb, sekélyebb részeken marad meg. E folyamat valószínű menete:

$$CaSO_4 + 2H_2O = Ca^{2+} + SO_4^{2-} + 2CH_2O = Ca^{2+} + \\ + H_2S + 2HCO_3 = CaCO_3 + H_2O + CO_2 + H_2S. \quad (2.36)$$

Hasonló biokémiai reakciók hozhatták létre a Vörös-tenger jelenkori, ill. Texas perm időszaki mélyvizeinek, Nyugat-Kanada devon korú selfjének, vagy az USA-beli Gulf Coast sódómjai fedőjének a karbonátjait, valamint szénhidrogén-tárolókban a kőolaj/víz határra eső kőzetek kalcit-cementjét is. A *Desulfovibrió*val végzett kísérletek szerint, szilárd $CaSO_4$ híján, ez a reakció a tengervízben oldott Ca^{2+} és SO_4^{2-} ionok között is végbemehet (FRIEDMAN—SANDERS 1978). Az óceánvízből azonban, amelynek bakteriális hatásra lebomló szerves anyagai védőkolloidot alkotnak az SO_4^{2-} ionok körül, a $CaCO_3$ csak 7-es pH körül csapódik ki.

Szulfátredukáló baktériumok okozzák a hollandiai partokon és Velence csatornáin nyár derekán terjengő H_2S szagot, s a Dél-Floridában, a Bahamákon vagy a Perzsa-öbölbeli Abu Dhabi algamezőin ásott gödrök vagy felszínre szivattyúzott pórusvizek H_2S-tartalmát is. A DNy-afrikai Walwis-öböl környékét a tengerfenék mintegy 320 × 40 km-es szakaszán megtelepedett szulfátredukáló baktériumok árasztják el kénhidrogén-felhővel.

A gipsz és anhidrit bakteriális redukciója sós tavakban, playákon vagy sótelepek fedőkőzetében *természetes* kiválást eredményezhet: erre a Páty környéki szarmatában találunk hazai példát. — Tavakban, sekély- és mélytengerekben (pl. a Fekete-tengerben) a baktériumok a szulfátokat fekete, finom szemű vasmonoszulfidokká redukálják, amely a víz/üledék határ alatt később *pirittté* (FeS_2) alakul át. Bizonyos baktériumok oldják a kvarcot és a szilikátásványokat, mások viszont amorf SiO_2-kicsapódást hoznak létre.

Tisztán fizikokémiai reakciók tehát inkább a már betemetődött üledék részecskéinek és a pórusvíznek a kölcsönhatását jellemzik, ahol a baktériumok mennyisége lecsökken. Mégis minden olyan esetben, ahol a pH-változásnak valami szerepe van, közvetve vagy közvetlenül az alsórendű szervezetek ezt befolyásoló működésével — még nagy mélységekben is — számolnunk kell. Ezért tisztán anorganikus folyamatnak csak az evaporitok képződése és oldódása, valamint a zeolitok és a földpátok kicsapódása látszik, amelyek képződési területén csak kevés primitív szervezet él. A korábban teljesen anorganikus eredetűnek vélt mélytengeri mangángumók azonban, amelyek bakteriális vagy sztromatolitos képződésmódja csak a közelmúltban vált bizonyítottá, e tekintetben is óvatosságra intenek (FRIEDMAN—SANDERS 1978).

2.4 TALAJKÉPZŐDÉS

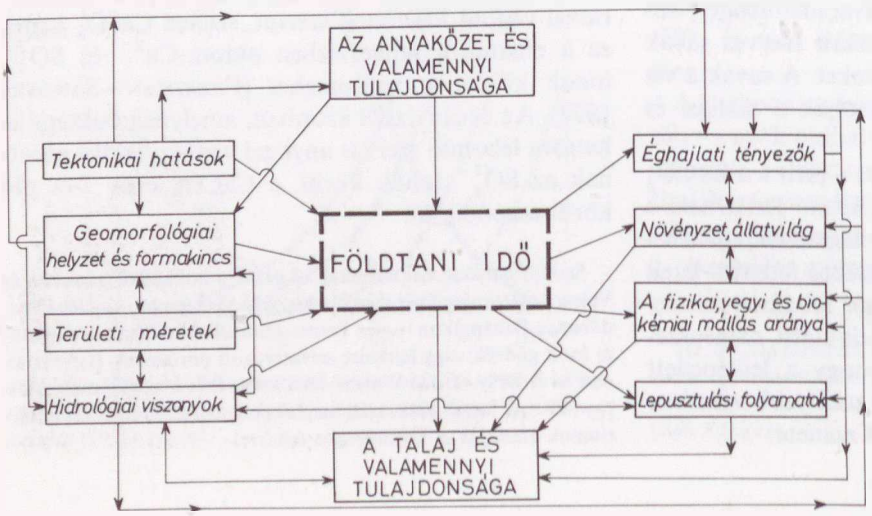
A mállási kéregnek azt a legkülső, kőzet- és ásványtöredékek, valamint bomló vagy már elbomlott szerves anyagok keverékéből álló részét nevezzük talajnak, amely a növények termőhelyéül szolgál, s a rajta megtelepedett vegetációt vízzel és tápanyagokkal látja el. A talajképződés tulajdonképpen az agyagásványokat termelő kémiai mállás előrehaladott stádiumának tekinthető. Ezért a fő talajformáló tényezők — a klíma, az anyakőzet, a felszíni és felszín alatti vízelvezetés, a domborzat, a talajon, ill. a talajban élő lények fizikai és biokémiai tevékenysége, valamint az idő — ugyanazok, mint amelyek az agyagásványok mennyiségét és típusát is megszabják. Legfontosabb ezek közül a klíma és az idő *(2.28 ábra)*.

A talajképző folyamatok egymással dinamikus egyensúlyban lévő, dialektikus ellenpárokat alkotnak. Közülük STEFANOVITS (1981) szerint legjelentősebbek:

1. a szerves anyag felhalmozódása	–elbomlása,
2. a talaj átnedvesedése	–kiszáradása,
3. a sók kilúgzódása	–felhalmozódása,
4. az agyagásványok képződése	–szétesése,
5. az agyagásványok vándorlása	–kicsapódása,
6. az oxidáció	–redukció,
7. a talaj savanyodása	–lúgosodása,
8. a szerkezetképződés	–szerkezetrombolás,
9. a talajpusztulás	–talajborítás.

E folyamatok okozati összefüggésben követik ugyan egymást, társulásuk módja és sorrendje azonban a talajképződés poligenetikus jellege miatt nem mereven meghatározott.

A talajképző tényezők és folyamatok változatos

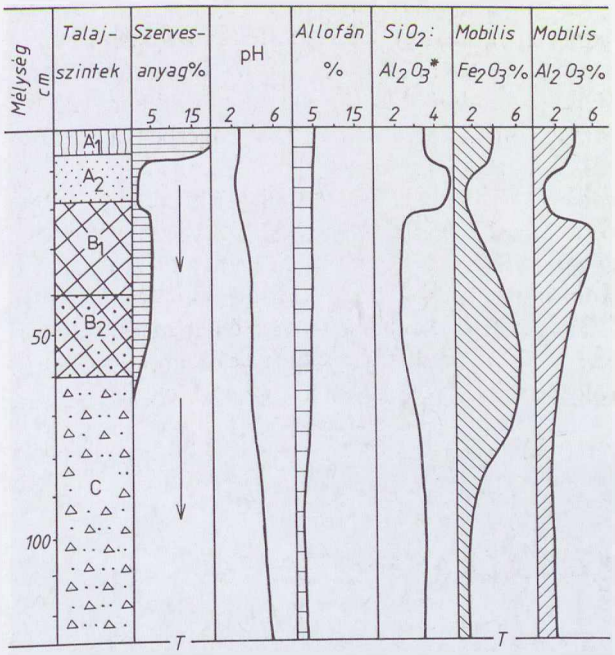


2.28 ábra. A talajképződést befolyásoló legfontosabb tényezők összefüggésének vázlata

összetevődése folytán az emberi beavatkozás vagy erózió által még meg nem zavart talajokban — azok folytonos anyagvándorlásban megnyilvánuló dinamikus fejlődése során — egymástól többé-kevésbé élesen elkülönült szintek alakulnak ki, nagyjából a felszíni domborzattal párhuzamosan. A legfelső (többnyire humuszos) szintet, amelyet az elsődleges ásványok elbomlása éa feloldódása jellemez, *A* szintnek, az alsó, még bontatlan kőzetből állót pedig *C* szintnek nevezik. Számos talajszelvényben e kettő között — az *A* szintben mobilizálódott anyagok egy részének felhalmozódása révén még egy *B*-vel jelölt harmadik szint is felismerhető *(2.29 ábra)*.

Minden talaj hosszan tartó folyamatok pillanatnyi állapotát jelzi, amit a klíma és a vegetáció fejlődése könnyen új irányba terel. Ráadásul a talajtakaró a földfelszín pusztulásnak leginkább kitett része, ezért viszonylag ritkán, csak gyors betemetődés esetén fosszilizálódik. Ennek ellenére a szárazföldi rétegsorok belsejére vagy ingressziós összletek közvetlen fekvőjére korlátozódó fosszilis talajok felismerésének — az összefüggő növénytakaró kialakulási idejétől a jelenkorig terjedő, kereken 400 millió év üledékeire nézve — mind rétegtani, mind őskörnyezettani és őséghajlattani szempontból igen nagy a jelentősége. Hazai példaként említhetjük pleisztocén löszlepleink barna színnel kitűnő, és klímaenyhülésre utaló „erdőtalajait" *(2.30 ábra)*, a bükki triász Hámori Dolomitja feletti, áthalmozott vörösbarna agyagot *(2.31 ábra)*, sőt — bizonyos áttétellel — a dunántúli kréta üledékeket tagoló és meleg övi laterittalajok áthalmozódott anyagának diagenezisével képződött bauxitszinteket is. Azok a fosszilis talajok, amelyek egykori, összefüggőbb talajtakarók reliktumaiként fedik felszínre került idősebb kőzetek lepusztulási térszíneit, lassan a jelenkori éghajlatnak megfelelő talajok részeivé válnak.

Bár az agyagásványok igen lényeges elemei a talajnak, nem mindig tekinthetők a talajok elsődleges (tehát helyben képződött) alkotóinak. Az üledékes és metaszediment kőzetek mállásával kialakult talajok ui.



2.29 ábra. Homokos rétegeken kialakult podzolszelvény GLAZOVSZKAJA (1970) nyomán, egyszerűsítve

A_1 = Nyers humusz. — A_2 = Kilúgzási szint. — B_1 = Bemosódási szint humusz- és Al-felhalmozódással. — B_2 = Bemosódási szint humusz- és Fe-felhalmozódással. — C = Anyakőzet. — *T* = A talajvíz szintje. — A nyilak a bemosódás irányát jelzik.

*az agyagfrakcióban

mintegy megöröklik anyakőzetük agyagásványait; így ezek — amennyiben új környezetük hatásainak képesek ellenállni — képződésük eredeti környezetének mutatóivá válhatnak. Ha viszont új környezetük viszonyai nagyon elütnek keletkezésük körülményeitől, akkor ennek megfelelően alakulnak át: pl. a szmektittartalmú üledékes kőzeten kialakult talajok uralkodó agyagásványa — erős kilúgzás esetén — kaolinitté változik. Ezzel szemben az illites agyagpalákon képződött talajok általában sok illitet tartalmaznak. A mészkő és dolomit aljzaton kifejlődő talajok kevés kaolinit mellett viszonylag sok illitet látszanak örökölni alapkőzetüktől. Valószínűbb azonban, hogy az illit azért szaporodik fel bennük, mert a talajbeli Ca meg-



2.30 ábra. Fosszilis talajszintek (sötét csíkok) a középső-triász dolomit meredek állású rétegeinek letarolt térszínére települt löszben. — Mecsek hegység: Tolnaváralja, É-i nagy kőfejtő. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1955



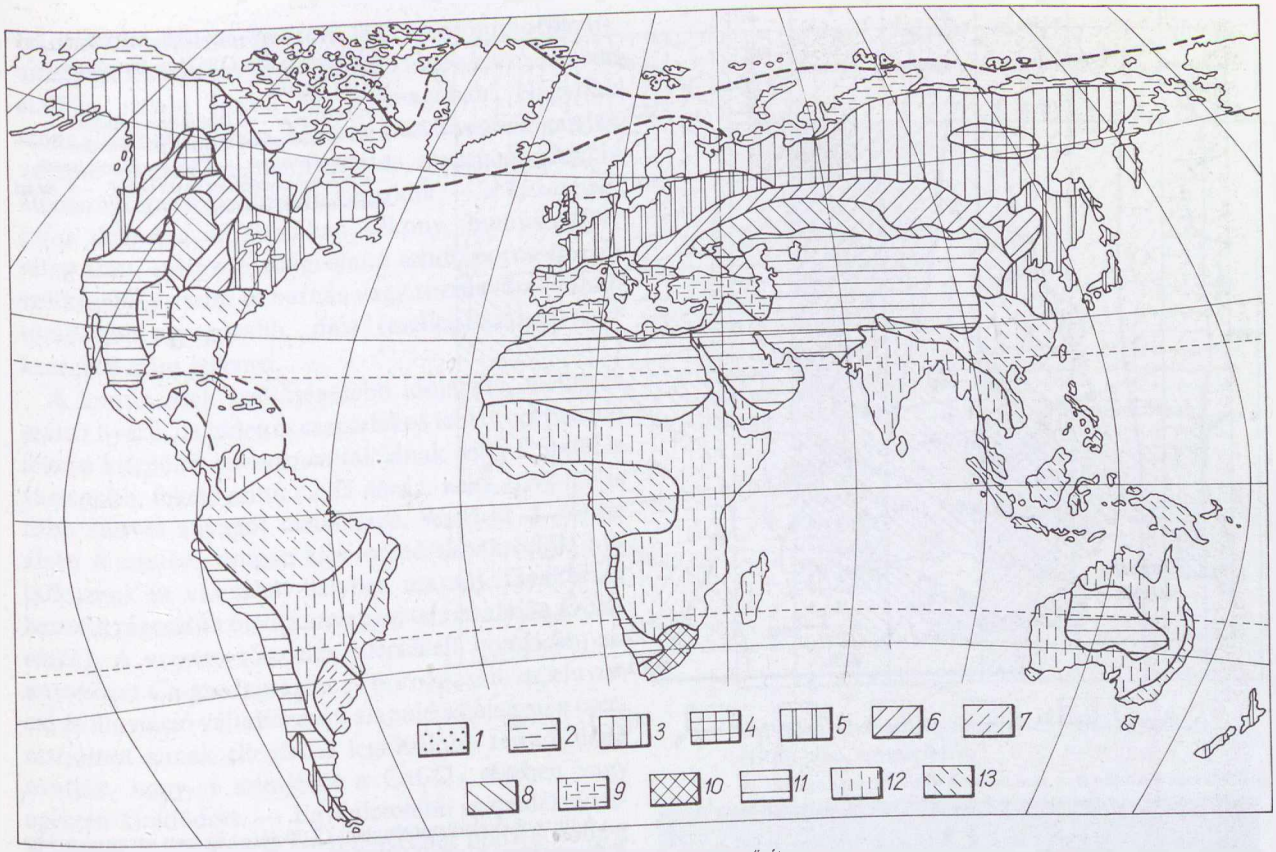
2.31 ábra. Vörösagyag kötésű betelepülés az alsó-anisusi korú Hámori Dolomit Formáció fölötti terresztrikus dolomitkonglomerátumban. — Bükk hegység: a Sebesvíz-völgytől K-re levő felső erdészeti úton. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1980

gátolja a kaolinit kifejlődését. Egyébként a talajokban levő kaolinitet és szmektitet általában mállási terméknek, az illitet és a kloritot ellenben túlnyomórészt az anyakőzettől öröklöttnek tartják. Az agyagásványok öröklődése különösen az arid és a hideg vidékek talajaiban gyakori, ahol a fizikai aprózódás fölényben van a kémiai mállással szemben.

A szerves anyag talajbeli felhalmozódása — bomlásának felgyorsulása miatt — nedves–meleg klímában sem tart lépést a hőmérséklet emelkedésével. Vastagabb, sötét színű humuszréteg ezért inkább a mérsékelt övi talajokban általános. *Humusz*nak a még teljesen le nem bomlott (C-, H-, O-, N-tartalmú) szerves vegyületeknek, valamint ezek növekvő molekulasúlyú származékainak (a fulvo-, humolignin- és huminsavaknak, a huminnak és humuszszénnek) sötét színű keverékét nevezzük, amely részint tisztán kémiai úton, részint mikroorganizmusok vagy gyűrűsférgek útján, korlátozott mennyiségű levegő (oxigén) jelenlétében keletkezik. A *huminsavak és azok sói* a talaj agyagásványaival együtt sok vizet és cserélhető iont képesek adszorbeálni, hidrofil jellegüknél fogva a hidrofób vagy gyengén hidrofil alkotókat védőkolloidok gyanánt beburkolva, csökkentik a növények tápanyagainak kilúgzódását. Elősegítik továbbá a velük szerves komplexeket alkotó vasvegyületek talajbeli vándorlását. A fulvo- és humoligninsavak főleg nedves–hűvös éghajlatú fenyőerdők és ericaceás fenyérek savanyú (pl. homokos) talajain képződnek, amelyeket a mikróbaszegénység következtében nehezebben bomló növényi anyagok (pl. a lignin) igen savanyú és oxigénszegény „nyers humusz"-ként való felszaporodása jellemez.

Genetikai szempontból — a sokténye zős hatások következtében a teljesség igénye nélkül — *a*) zonális, *b*) intrazonális, *c*) azonális és *d*) nyers talajokat különböztetünk meg.

a) A *zonális talajok* elterjedését az anyakőzet minősége és a talajvíznek a talajréteghez viszonyított elhelyezkedése mellett az éghajlati övek hőmérsékletének, valamint csapadékának nagysága és éven belüli eloszlása szabályozza. A talajövezetek részint a szélességi köröket követik, részint azonban — az óceánok közelségének és áramlásainak a klímára tett hatásai folytán — É–D-i irányúak *(2.32. ábra)*. Tovább módosítja eloszlásukat a magas hegységek és síkságok vertikális zonalitása. — Általában évi 500—600 mm az a csapadékmennyiség, amely az Al-nak és a Fe-nak a talajszelvény egyes részeiben való koncentrálódása miatt összefoglalóan *pedalfer*nek nevezett, humid övi talajok területét a Ca-sók koncentrációjáról *pedocal*nak elnevezett, arid zónabeli talajokétól elválasztja. További különbségek a pedalfer talajok körében a hőmérséklet, a pedocal típusúaknál pedig a csapadék nagysága szerint mutatkoznak. A nedves–meleg klíma latoszoljait pl. a legegyszerűbb szerkezetű, legtökéletesebben lebomlott mállástermékek, az [1:1] típusú kanditok (kaolinit, halloysit), valamint a gibbsit és a hematit dúsulása jellemzi. A nedves–mérsékelt éghajlat viszont a szerkezetileg bonyolultabb, [2:1] és [2:2] típusú agyagásványok (az illit, vermikulit, szmektit, ill. klorit) képződését mozdítja elő. Az agyagásvány-képződés a talajnedvesség növekedésével fokozódik ugyan, a mállás hatékonysága mégis a csapadék egyenletes időbeli eloszlása esetén a legnagyobb, mert leginkább ez biztosítja a talaj oldható alkotói lefelé irányuló mozgásának a folytonosságát. A talajhőmérséklet emelkedése csak bizonyos mértékig gyorsítja a mállást; azontúl azonban — a szerves anyag párhuzamosan folyó elbomlása következtében, különösen víz hiányában — már fékező hatású. Esővíz és hólé lefelé irányuló mozgása a felső talajszintekben kilúgzódást *(eluviációt)*, a talajvíznek szárazság idején bekövetkező kapilláris felemelkedése viszont (a felsőbb talajszintekbe történő) anyagbemosódást *(illuviációt)* idéz elő, szélsőséges esetben pedig felszíni vagy felszín közeli



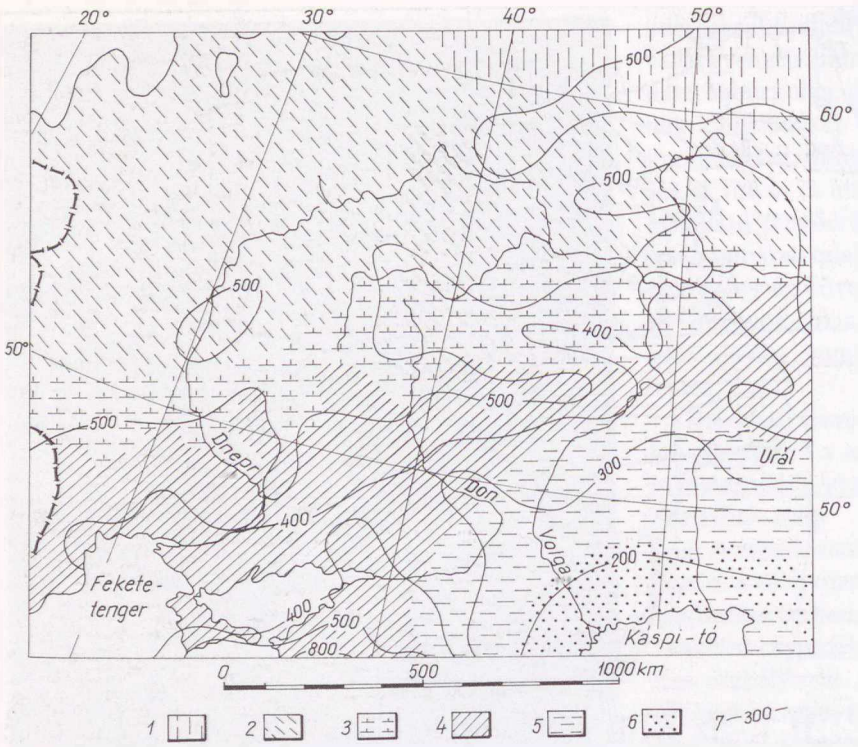
2.32 ábra. A Föld talajföldrajzi övezetei GLAZOVSZKAJA (1970) nyomán, egyszerűsítve

1. Sarkvidéki sivatagok. — *2.* A tundrák glejes és Al–Fe–humuszos talajai. — *3.* A boreális tajgaöv podzoljai; Al–Fe–humuszos, savanyú, glejes–eluviális és tőzeges–glejes talajok. — *4.* A tajgaövet megszakító rétek és füves puszták helyenként szikesedett (szolonyec- és szology-) talajai. — *5.* A szubboreális erdőöv eluviális–podzolos, savanyú glejes-eluviális, Al–Fe–humuszos és podzolos, barna hegyi talajai. — *6.* Az erdős–rétes füves puszták eluviális–meszes–humuszos, alkáli glejes–eluviális (szologyosodott) talajai; Al–Fe–humuszos és savanyú füves, barna hegységi talajok. — *7.* A dél-amerikai rétek és füves puszták füves–meszes–humuszos, meszes–humuszos és tömött talajai. — *8.* Meszes–humuszos sztyeptalajok. — *9.* Hegyközi medencék szárazságtűrő erdőinek és bozótosainak meszes–humuszos agyagos, ill. tömött, továbbá száraz–meszes talajai. — *10.* Dél-afrikai talajok. — *11.* Forró sivatagok, félsivatagok száraz–meszes és száraz–szolonyeces talajai; sókérgek; meszes–humuszos hegységi sztyeptalajok és meszes–humuszos agyagtalajok, barna hegyi talajok. — *12.* Szavannák, valamint xerofil erdők és cserjések vaskérgei; száraz–szolonyeces talajok, lateritmaradványok és laterites talajok; vörösbarna ferrallitos hegyi talajok; magashegységekben savanyú Al–Fe–humuszos savanyú gyeptalajok. — *13.* Szubtrópusi és trópusi esőerdők vörösbarna–ferrallitos és vörösbarna–vasszíallitos, vasszíallitos, glejes-eluviális és laterites talajai; vaskérgek és tömött talajok maradványai; Al–Fe–humuszos hegyi talajok és savanyú gyeptalajok.

só- vagy vaskérgek képződéséhez vezet. *A talajszintek közötti anyagvándorlás* tehát a nedves, ill. arid területek talajaiban *többnyire ellentétes* (*2.28* és *2.29 ábra*). Erősen csapadékos klímában a feltalaj könnyen oldható sói, sőt hidrolitikusan mállott szilikátjai is kilúgzódnak, és a pH–Eh változás következtében gyakran a *B* szintben halmozódnak fel. Ezért hűvös–nedves éghajlaton, a bőséges nyers humusz alatti *A* szint a színező vas-hidroxidok kioldódása következtében hamuszürkévé változik. A csapadék csökkenésével növekvő, fölfelé irányuló illuviáció viszont előbb az *A* szint fokozódó feketedését, majd barnulását, végül sós talajokba való átmenetét eredményezi. A különböző színű és termékenységű talajoknak ez a klímaövek szerinti zonális megoszlása legtisztábban az Oroszt-táblán figyelhető meg (*2.33 ábra*).

A *sark környéki* (arktikus) *övezetben*, ahol az év két legmelegebb hónapjának napi hőmérséklet-maximuma 6—10°C alatt van, mind a kőzetek, mind a főleg mohok és zuzmók szolgáltatta (csekély) humusz lebomlása lassú. Az altalaj állandó fagyottsága mellett a sekély feltalajban fellépő fagyváltozékonyság miatt rossz vízelvezetésű, megörökölt ásványokban és illitekben gazdag *tundratalajok* alakulnak ki. Ezek szigorúbb hőmérsékleti viszonyok között képződött fajtáit a felszínükön támadt repedéshálózat mentén állandó körmozgásban levő, sokszögű kőfelhalmozódások (*2.34 ábra;* 7.9. fejezet), a kedvezőbb hőmérsékletű tundratalajok mocsaras felszínét viszont a vasvegyületek kilúgzódása nélküli tőzegesedés jellemzi (III. kötet, 31.1. fejezet; *31.23 ábra*).

A *boreális övezetet*, ahol a fagymentes időszakok tartama legfeljebb 4 és fél hónap, s a növénytakarót *savanyú humuszt* szolgáltató fenyvesek, délebben pedig a nyárral, nyírrel, sőt tölggyel kevert fenyőerdők alkotják, a Ca-ban és Mg-ban amúgy is szegény kőzetek (gránit, gneisz, homokkő) *sziallitos mállása* uralja. Ennek termékei a (különösen homokos, tehát vízátbocsátó, és nem meszes anyakőzeten kialakuló) *podzolok és podzolos talajok*.



2.33 ábra. Az Orosz-tábla talajzónái MÜCKENHAUSEN (1962) *in* BRINKMANN (1974) szerint

1. Podzoltalajok. — *2.* Gyeptőzeges podzolok. — *3.* Szürke erdei talajok és degradált csernozjomok. — *4.* Csernozjomtalajok. — *5.* Gesztenyebarna talajok. — *6.* Sivatagi sztyeptalajok és sós talajok. — *7.* Az évi átlagos csapadék mm-ben.



2.34 ábra. Poligonális tundra a Spitzbergákon. — Foto: HALLET, B. *in* MATTHEWS (1987), p. 98.

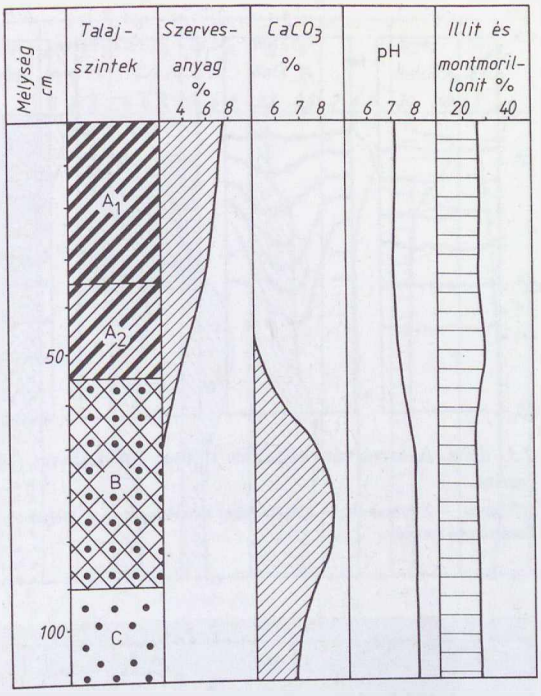
A típusos podzolszelvényben *(2.29 ábra)* az igen savanyú nyershumusz-réteg (A_1) alatt kifehéredett (gyakran csak porszerű, amorf SiO_2 ből álló) kilúgzási szint (A_2), majd Fe–Mn-vegyületekben gazdag, rozsdabarna vagy fekete színű, 3—4 pH-jú, kicsapódási szint (*B*) következik, 20—60 cm mélységben elhelyezkedő, sötétbarna színű, dm vastagságú, erősen kötött, és gyakran még a nagyobb növényi gyökerek számára is áthatolhatatlan, lencse alakú, 10—20 cm vastagságú *vaskőfok*okkal, amelyek anyagát gibbsit, goethit és illittel kevert rétegű sudoit alkotja. A *B* szint éles határ nélkül megy át az el nem mállott alapkőzetbe (*C* szint). A 3—4 pH-jú *A* szintet a földpátok oldódási formáin kívül a csillámok illitté, közberétegzett, duzzadóképes illitté, vermikulittá és montmorillonittá való átalakulása s a kaolinit kis mennyisége jellemzi. — A közepes szélességek azon vidékein (pl. Pennsylvaniában), amelyeket illitben dús kőzetek glaciális lepusztulási termékei borítanak, az utóbbiakon képződő talajtakaró sok „megörökölt" illitet tartalmaz.

A *szubboreális övezet*, a barna és szürke erdőtalajoktól a csernozjomokon, a gesztenyebarna és barna, félsivatagi talajokon át a sivatagi talajokig igen változatos talajtípusokat foglal magába. A csapadékosabb *atlanti tájak barna erdőtalajai*nak kb. 20 cm-es, szürkésbarna és kevésbé savanyú *A* szintje fokozatosan megy át a 20—150 cm vastag, goethites *B* szintbe, amely fokozatos színvesztéssel vezet át a *C* szintbe. — Eurázsia és Amerika kontinentális területeinek *szürkésbarna podzolos talajai* lombos erdők alatt, nedves–mérsékelt klímában képződnek. Mélyebb részében világosabb és agyagban szegény, max. 60 cm-es *A* szintjük alatt a 40—400 cm-es *B* horizontot az agyagásványok felülről jövő „bemosódás"-a jellemzi. Egyébként a barnaföldek mindkét típusának a podzolokéhoz hasonló agyagásvány-társasága van; kaolinitet és gibbsi-

tet csak alárendelten tartalmaznak. A montmorillonit, amely csak semleges vagy gyengén lúgos környezetben stabilis, ritkán fordul elő egymagában. Nagyobb mennyiségben Ca-ban, Mg-ban dús, üvegben gazdag vulkáni törmeléken, lefolyástalan medencék csekély áteresztőképességű aljzatán képződik. — *A hazai podzolos talajok*at az általában vékony, humuszos A_1 réteg alatt, szárazon világosfakó színű, poros–leveles szerkezetű A_2 szint és barnás vagy rozsdavörös színű, tömöttebb, agyagosabb, „diós" (esetleg hasábos) szerkezetű *B* szint jellemzi.

A kontinensek szélsőségesebb időjárású, meleg és száraz nyarú, de hideg és csapadékos telű füves pusztái löszön kifejlődő *csernozjom* talajának néha 1 m-nél is vastagabb, fekete színű *(2.35 ábra)*, néha 10%-nál is több szerves anyagot tartalmazó, 7 pH-jú *A* szintje alatti *B* szintben csupán kicsiny mészkonkréciók mutatkoznak (a vas tehát helyben marad). Gyakoriak benne a rágcsálók üledékanyaggal telt járatai (a *krotovinák*). A szerves törmelék mérsékelt bomlásán, az anyakőzet Ca-gazdagságán és porozitásán, az eluviáció és illuviáció váltakozásán alapuló sajátságai a csernozjomot annak ellenére a legkiválóbb termőföldé avatják, hogy *A* szintjéből a $CaCO_3$ részben vagy egészen kioldódott. — Egyenletesebb csapadékeloszlás füves térségeken is eredményezhet podzolosodást *(préritalajok)*; ez azonban a szerves törmelék eltérő jellege következtében mindig gyengébb fokú, mint erdőborítás esetén. A *száraz* sztyepeken viszont *gesztenyeszínű talajok* alakulnak ki; ezeket a humusztartalom és a kilúgzás csökkenése, valamint a sófelhalmozódás (*szikesedés*) lehetőségének emelkedése jellemzi.

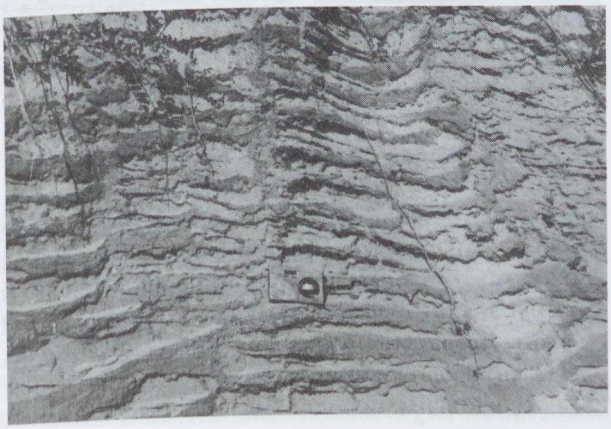
Tömör mészkő, mészmárga és dolomit száraz felszínein nálunk is gyakoriak a gyengén kilúgzott, *B* szint nélküli, szerves anyagban dús, de kőtörmelékes, semleges körüli pH-jú, vékony *rendzinák*. Ezek *A* szintje a humusztartalom következtében túlnyomóan fekete színű; a hozzákeveredő szilikátos anyag hatására azonban sötétbarna vagy — főleg a szelvény mélyebb részében — vöröses színűvé változhat. Ennek ellenére a $CaCO_3$ részleges kioldódásán kívül jelentősebb kémiai átalakulás nyomait alig mutatja. — Mészmentes futóhomokjaink jellemzői a világossárga homok (fehérde) rétegeivel párhuzamos, vagy azokat metsző, vöröses vagy barnás színű, néhány mm vagy néhány cm vastagságú, 5—20 cm-es közökben fellépő, Fe- és Al-oxihidrátok, továbbá felülről bemosott agyag (esetleg humusz) változó arányú keverékéből álló *kovárványcsíkok (2.36 ábra)*. Ezek tulajdonképpen a homokot borító barna erdőtalajok 30—80 cm vastagságú kilúgzási szintjéből az 1—3 m vastag felhalmozódási szint felé irányuló, de a podzolosodás valódi mértékét el nem érő anyagvándorlás termékei, amelyek kicsapódását a diffúzió sebességét befolyásoló tényezők szabályozzák *(2.37 ábra)*.



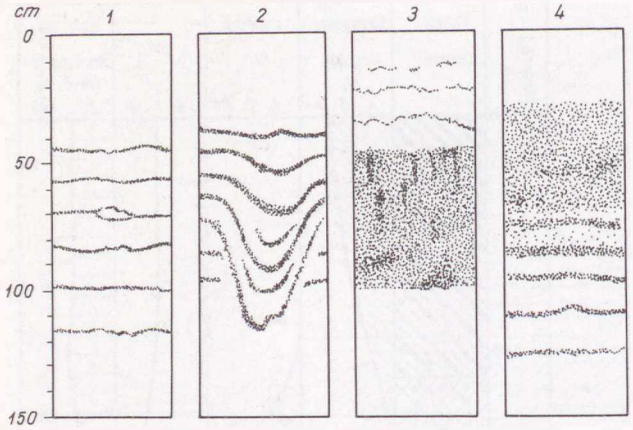
2.35 ábra. Csernozjom talajszelvény GLAZOVSZKAJA (1970) után, egyszerűsítve

A_1 = Meszes humusz. — A_2 = Átmeneti szint. — B = Illuviális szint $CaCO_3$-konkréciókkal. — C = Sziallitos-meszes altalaj.

A meleg–száraz nyarú, de enyhe és csapadékos telű *(mediterrán)* területeken a téli mállást nyáron vízvesztés váltja fel; ezért az itteni talajokban a barnás színű limonitot egyre inkább goethit, esetleg hematit helyettesíti. Így a mészkövön — helyenként már az Alpoktól É-ra is — fellépő *terra fuscát* a Földközi-tenger környékén a kevés *Al*-ásvány (nordstrandit, gibbsit, böhmit) mellett sok agyagásványt (illit, kaolinit, trioktaéderes klorit, sőt vermikulit és attapulgit), 10—30% kvarcot, 3—10% földpátot és kevés nehézásványt tartalmazó, poligenetikus *terra rossa* váltja fel, amely

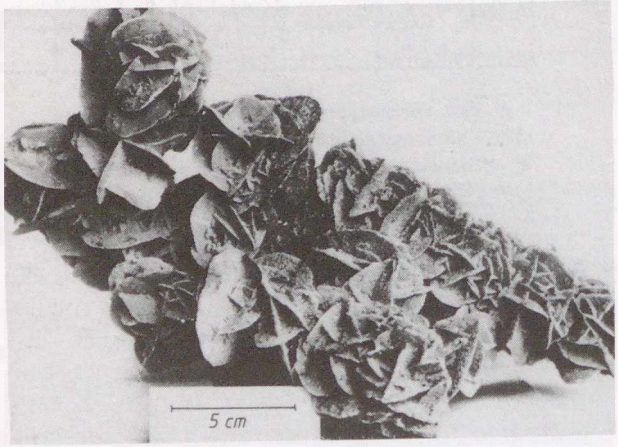


2.36 ábra. Kovárványcsíkok futóhomokban. — Vámospércs (Hajdú—Bihar m.), homokfejtő. — Foto: DR. BORSY Z.



2.37 ábra. A kovárványképződés típusai STEFANOVITS (1981) szerint

1. Típusos. — *2.* Előrajzolt. — *3.* Másodlagos kovárványos. — *4.* Mélyben kovárványos szelvény.



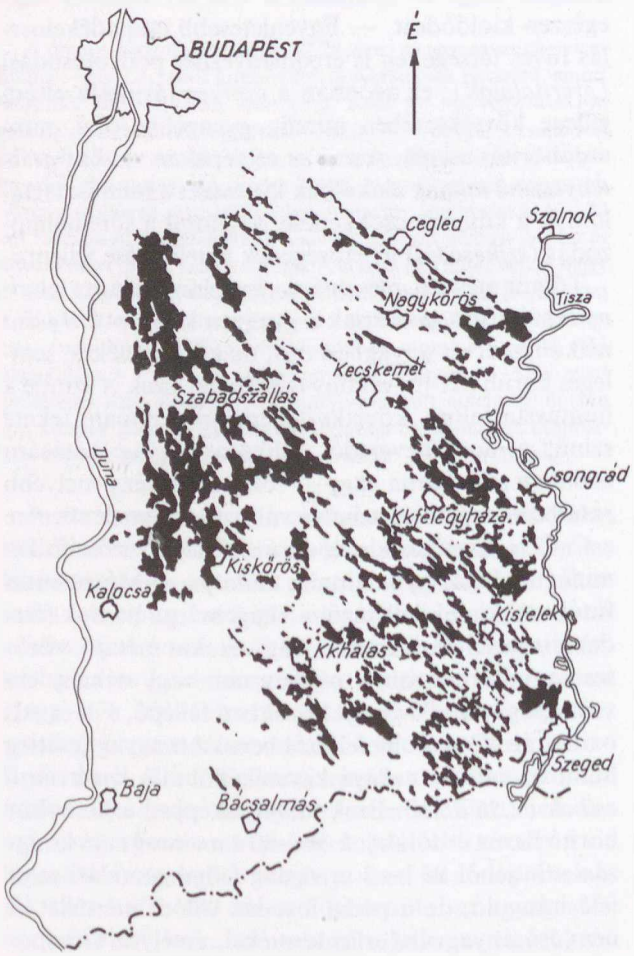
2.38 ábra. Sivatagi rózsa az algériai Szaharából. — KÁSZONYI J. tulajdona. — Foto: BALOGH KÁLMÁN

karbonátok oldási maradékának és a környékbeli alumoszilikátos kőzetek (vulkanitok, agyagpalák, bauxittelepek) málladékának víz vagy szél útján történt keveredésével jöhet létre (BÁRDOSSY 1977). A hazai terra rossák, amelyeket már tőlük elütő, recens talajréteg fed, nyilván egy olyan korábbi klímát tükröznek, amelyben a szilikátok esőzéskor meginduló hidrolízisének kiteljesedését a száraz évszak megakadályozta.

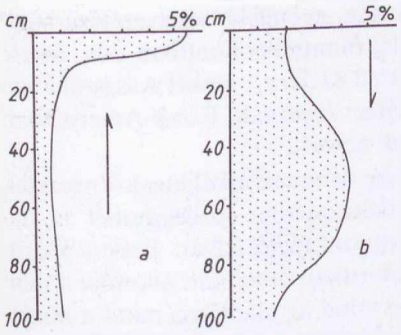
A száraz nyarú és telű, szukkulens cserjékkel borított, meleg vidékek *fahéjszínű talajai*, amelyekben csak kevés Fe szabadul fel, a hőmérséklet emelkedésével *félsivatagi talajok*ba mennek át. Ezek felszínén — a párolgás kiegyenlítésére bekövetkező, fölfelé irányuló anyagvándorlás folytán — a vörös szín mellett $CaCO_3$-ból *(caliche)* vagy Na-sókból *(takir)* álló, finom szemű *kérgek* keletkeznek. A mésszel cementált homokból álló vagy több dm vastagságú, kemény páncélt alkotó mészkérgek főleg a sivatagok szegélyvidékein (Észak-Afrikában, a Kalaháriban, DNy-Afrikában) jelentkeznek. Fosszilis példáikat a németországi keuperből és tercierből írták le.

A jelentős napi hőmérséklet-ingadozású, *forró–száraz sivatagok* fizikai mállástól uralt részein nincs talajképződés. A köves–sziklás *hamadák*at és a futóhomokos *erg*eket csak a talajvíz közelségét jelző, mély fekvésű területrészeken váltják fel *szolonyec* vagy *szoloncsák* típusú *szikesek* és más *sókivirágzások* (pl. gipszkristályok alkotta *sivatagi rózsák: 2.38 ábra*), Na-szegénység esetén agyagbemosódásos *planoszolok*, a harmatban gazdagabb fennsíkokon pedig kis vastagságú, *vörös sivatagi talajok*. Az éjszakai harmat és a nappali párolgás együttes hatása alatt a kövek felszínét gyakran fekete, sima és kemény Fe–Mn-oxid kéreg *(sivatagi fénymáz)* vonja be.

A hazánkban is fellépő szikesek (2.39 ábra) tulajdonságait Na-tartalmuknak a különböző oldott és kristályos Na-sók, ill. a kovakolloidok felületén adszorbeálódott Na ionok közötti megoszlása határozza meg. Kialakulásukat a talajvíznek a nyári szárazság idején bekövetkező kapilláris felemelkedése és besűrű-



2.39 ábra. A Duna–Tisza köze szikes talajai SZABOLCS—JASSÓ (1961) szerint, vázlatosan



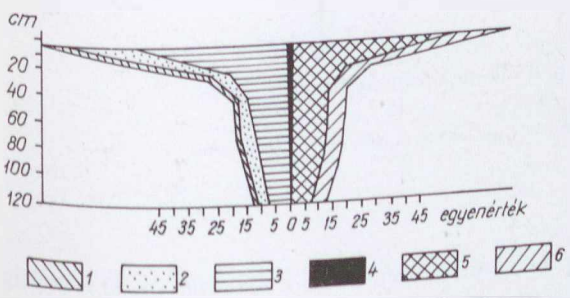
2.40 ábra. A könnyen oldódó sók %-os mennyisége *a)* a száraz évszakban képződő szoloncsákkéregben, *b)* a nedves évszakban a szoloncsáktalaj belsejében, GLAZOVSZKAJA (1970) nyomán

A nyilak az oldatvándorlás irányai.

ződése indítja el. A felszínig hatolt Na ionok a gyér növényzet szolgáltatta humuszt esőzés és hóolvadás idején elfolyósítják, úgyhogy az a száradási repedéseket eltömi, s a csapadék mélybe szivárgását megakadályozza. Ezért a *Na-humát*októl sötétre festett agyagkolloidok csak kis mélységig mosódnak be.

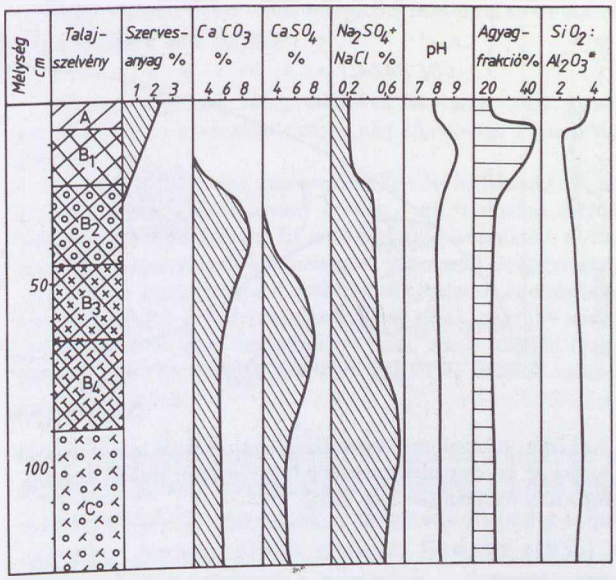
A *szoloncsák* típusú szikesekben *(2.40* és *2.41 ábra)* a sófelhalmozódás maximuma a feltalajban, a *szolonyec* típusúakban *(2.42 ábra)* viszont a felszín alatti agyagfelhalmozódási szintben található. A sók a Ca, Mg, és Na kloridjai, szulfátjai és/vagy karbonátjai. A Na-humátban különösen gazdag, erősen lúgos kémhatású, szárazságkor sókivirágzásos szoloncsáktalajok szelvényeinek tagolatlanságával szemben a szolonyeceket *B* szintjük oszlopos szerkezete, az annak alsó részén megfigyelhető, ferro- és ferrivastól eredő foltosság, s a *C* szint felső határán mutatkozó, *ágas-bogas mészkiválás* jellemzi. Laza és világosszürke *A* szintjük *szologyosodhatik*, vagyis az agyagos részek kimosódása után hátramaradt, fehér SiO_2-szemcsék borítják el *(2.42 ábra)*.

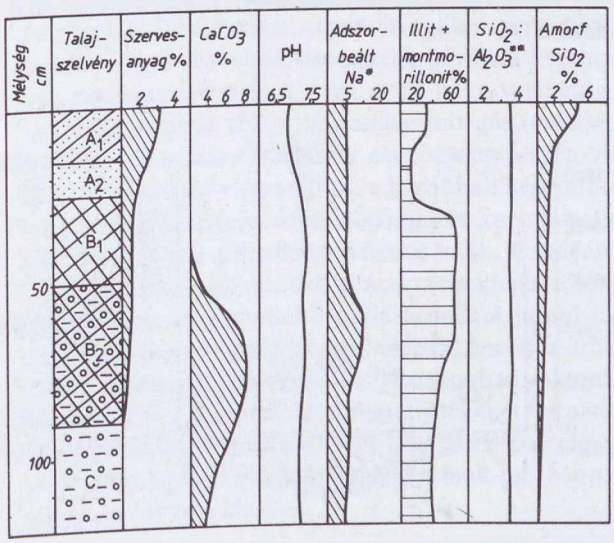
A szubtrópusi és időszakosan száraz trópusi talajok az esős periódusok állandó hőség melletti tartósságának megfelelően (de a helyi körülményektől is befolyásoltan) a sivatagi talajoktól a *sárgaföldek*en át a



2.41 ábra. A szoloncsákkéregben felhalmozódó ionok megoszlása, KOVDA (1937) nyomán

1. Ca^{2+}. — 2. Mg^{2+}. — 3. Na^{+}. — 4. HCO_3^{-}. — 5. Cl^{-}. — 6. SO_4^{2-}.



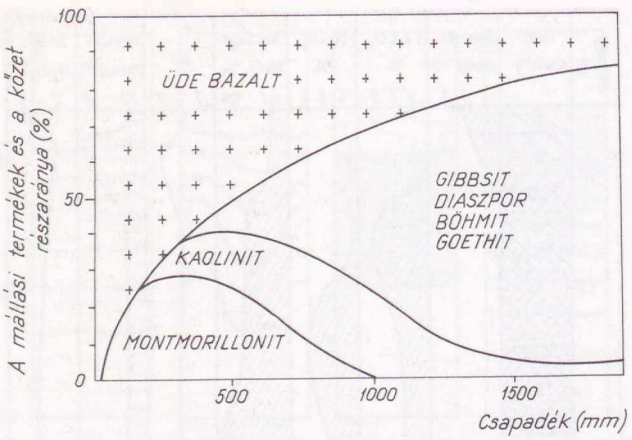


2.42 ábra. További szikes talajtípusok, GLAZOVSZKAJA (1970) nyomán, egyszerűsítve

Fent: *Szolonyectalaj szelvénye:* A = Humuszos-eluviális szint. — B_1 = Illuviális szolonyec kevés Na-mal. — B_2 = Illuviális meszes szint. — B_3 = Illuviális gipszes szint. — B_4 = Illuviális kloridos szint. — C = Meszes, gipszes, Na-sókat tartalmazó alapkőzet.

Lent: *Szology-szelvény:* A_1 = Humuszos eluviális szint. — A_2 = Szologyosodott eluviális szint. — B_1 = Illuviális agyagos-vasas szolonyeces szint Na-mal. — B_2 = Illuviális meszes glejes agyag. — C = Glejesedő agyagos-meszes alapkőzet.

*vörösföldek*ig változnak. Csökkenő humusztartalom és emelkedő pH esetén a szilikátos anyakőzet minden ásványának intenzív elbomlása folytán, s a felszabadult Fe és Al egyidejű elszaporodása mellett, egyre több SiO_2 megy oldatba. Ezért az ezen öv egyenlítő felőli oldalán kialakuló, kaolinitban dús *latoszolok* $SiO_2 : Al_2O_3$-hányadosának értéke 2 alá csökken, s a végtermék fénylő, *vörös laterit* lesz, amit építőanyag-



2.43 ábra. A bazalt mállástermékeinek minőségi és mennyiségi változása az évi csapadékmennyiség függvényében Hawaii szigetén, SHERMAN nyomán (*in:* ZEIL 1975)

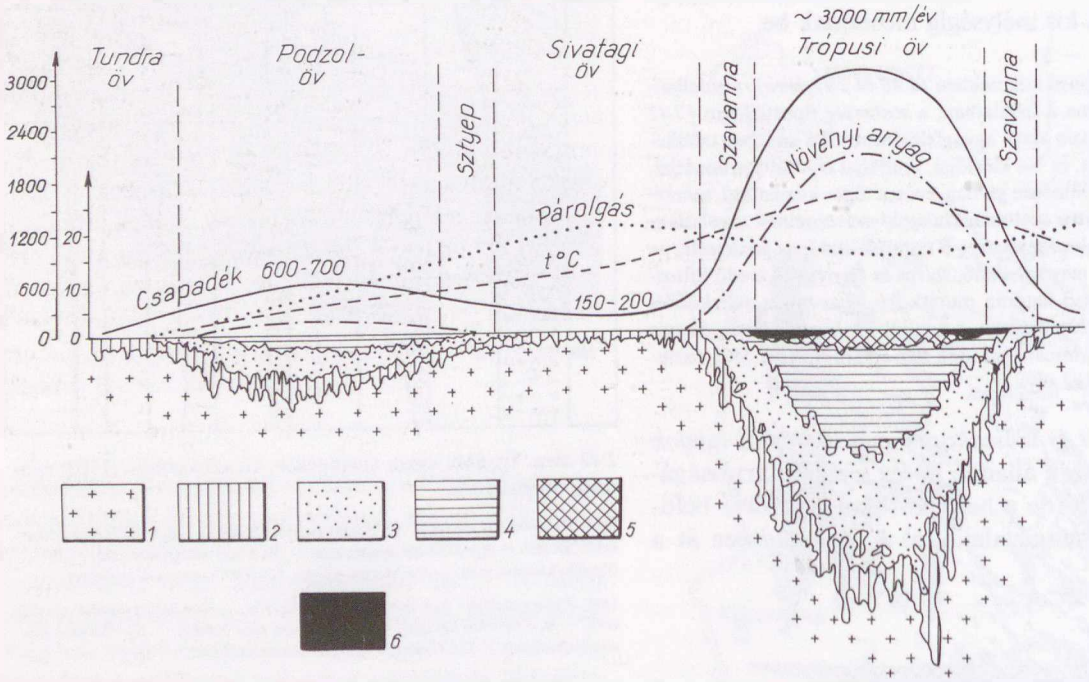
ként, kellő mennyiségű bauxitásvány jelenlétekor pedig Al-ércként hasznosítanak (III. kötet, 27.612., 30.6. fejezet).

ban és Mg-ban gazdag, gyöngébb vízelvezetésű bázisos kőzeteken pedig montmorrillonitban dús, fekete talajok keletkeznek *(2.43 ábra)*; ezeket Ausztráliában *margallit*nak, Indiában *regur*nak, Észak-Amerikában *black cotton soil*nak nevezik.

A klorit képződése nemcsak alkálikus környezetet, hanem a szmektitképződéshez szükségesnél is nagyobb Mg- és Fe-koncentrációt kíván. Ezért a klorit, bár gyakori, de csak ritkán domináns alkotója a talajoknak. Képződése mind az alacsony, mind a magasabb szélességi fokok savanyú talajaiban háttérbe szorul. Úgy tűnik, hogy talajbeli eloszlása éppen fordítottja a kaoliniténak (BOWLES 1978).

A talajképződés jellegének és intenzitás-változásainak az éghajlati és a vegetáció-övekkel való összefüggését a *2.44 ábra* szemlélteti.

b) Az *intrazonális talajok* olyan helyi tényezők hatására képződnek, amelyek a szomszédos zónák valamelyikében már általánosak. Az intrazonális talajok tehát elütnek a környezetükben lévő zonális talajoktól, de több zónában is előfordulhatnak. Intrazonáli-

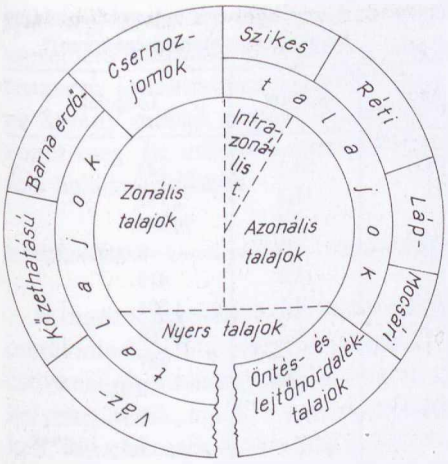


2.44 ábra. A talajképződés jellegének és intenzitásának éghajlati övek szerinti változása tektonikailag nyugodt területen. — Vázlat SZTRAHOV (1960) nyomán

1. Üde kőzet. — *2.* Kis mértékben mállott kőzet. — *3.* Illites–montmorillonitos öv. — *4.* Kaolinites öv. — *5.* Goethites és allitos öv. — *6.* Kemény, Al-ban és Fe-ban dús kéreg.

K-ban dús anyakőzet esetén az *állandóan nedves trópusokon* is kaolinitdús *latoszolok* képződnek. Sok szilikátüveget tartalmazó vulkáni tufákon vöröstől feketéig változó színű, nagy allofántartalmú, nagy kationcserélő képességű *andoszolok* alakulnak ki. Csak pl. a mérsékelt övtől a sivatagi öv D-i széléig gyakori *sós talajok*.

*c) Azonális*nak minősül a „hidromorf" talajok többsége, amelyek létrejöttét a területre hullott csapadéknál nagyobb mennyiségű (réti, lápi, mocsári vagy



2.45 ábra. A magyarországi talajok genetikai főtípusai, STEFANOVITS (1981) nyomán, némileg módosítva

áradásból származó) víz teszi lehetővé. A humuszos *A* szint alatt, az ingadozó talajvízállás következtében, rozsdavörös foltok, szilárd kérgek és konkréciók alakjában történt goethitkiválás nyomán *gyepvasérc* képződhet. $CaCO_3$-ban gazdag talajvizekből pedig — azok CO_2-vesztéses ingadozási övében — *réti mészkő* válhat ki.

d) A *nyers talajok* humuszképződését különböző tényezők (a lejtőtörmelék mozgása, sziklák, kavicstakarók kőzetanyagának ellenállása, kopárságok felszíni leöblítés vagy futóhomokmozgás okozta keletkezése, árterek friss üledékkel való folytonos elborítása) gátolják.

Hazánk főbb talajtípusainak e genetikai csoportok közötti megoszlása felől a *2.45 ábra* tájékoztat.

* * *

Nagy vonalakban tehát a légköri mállás a következő végtermékek felé halad:

1. Száraz vagy igen hideg vidékeken lényegében csak fizikai aprózódás van, s a képződött anyag alig különbözik a kiindulási kőzettől.

2. A nedves–hűvös és a nedves–mérsékelt övi mállásnak a kvarc és más nehezen oldódó ásvány (cirkon, rutil, turmalin) mellett túlnyomórészt dioktaéderes 2:1 szilikátok (illit, vermikulit, montmorillonit, sudoit és ezek közberétegzett változatai) a végtermékei.

3. Nedves trópusi és nedves szubtrópusi éghajlaton az elsődleges kőzetek gyorsabb és mélyrehatóbb mállása a SiO_2 nagyobb mérvű kilúgzásán kívül olyan végtermékhez vezet, amely kaolinit (vagy halloysit), gibbsit, böhmit, diaszpor, goethit és hematit változó mennyiségeiből áll.

Ez azt jeleni, hogy hideg, ill. száraz klímában a szállításra kerülő törmelék üde, mérsékelt klímán félig mállott kőzetből származik, a trópusokon pedig teljes egészében pedogenetikus eredetű. ERHART (1956) a trópusi laterites mállást a biosztázia, a karsztbauxitképződést pedig a rhexisztázia stádiumához köti. A *biosztázia* a kontinensek olyan nyugalmi periódusa, amikor a buja vegetáció visszatartja az általa létrehozott mállástermékeket, s ezért azok nagy vastagságban halmozódnak föl. A tektonikai mozgás (emelkedés), ill. klímaváltozás okozta *rhexisztázia* idején viszont a növényzet visszaszorul, a korábban képződött lateritszelvény anyaga áthalmozódik, és karsztbauxit alakjában valódi törmelékes kőzetté válik. Ez olyanképpen általánosítható, hogy biosztázia idején a tengerekbe csak a legfinomabb mállástermékek jutnak el; ezért ott ekkor lényegileg vegyi üledékképződés uralkodik. A rhexisztázia szakaszaiban azonban a kontinens mintegy „elengedi" a mállástermékeket, és azok részint a part menti üledékcsapdák, részint a tenger törmelékes lerakódásaiként halmozódnak fel (MINDSZENTY A. 1984: előadás).

2.5 VÍZALATTI MÁLLÁS

A vízbe került és abban lerakódó anyagok a légkörrel való közvetlen kapcsolatuk elvesztése után — de még betemetődésük előtt — a felszíni mállásához hasonló változásokon mennek keresztül: aprózódnak, oldódnak, elsődleges ásványaik egy része elbomlik, és azokból új, másodlagos ásványok képződnek. E folyamatok irányát és eredményét — a vízbe került anyag minőségén kívül — elsősorban a víz mozgásállapota, hőmérséklete, nyomása, kémhatása és redoxviszonyai, ill. az utóbbiakat befolyásoló biokémiai aktivitás, valamint O_2-, CO_2-, szervesanyag-, foszfor-, kén- és vastartalom irányítja. A víz mozgásmódjától függő fizikai aprózódástól eltekintve, az üledékfelszínre szorítkozó, nyílt renszerben végbemenő kémiai átalakulások mikéntjére *1.* a folyóvizekben azok közismert elektrolit-szegénysége, *2.* tóvízben a szerves anyag és a szárazföldi eredetű sók mennyisége, *3.* tengervíz alatt pedig a mélységtől, a hőmérséklettől, a tengerfenéki vulkanizmustól és az élő szervezetek tevékenységétől is függő elektrolittartalom van legnagyobb hatással.

A *folyóvizek* 5,9—8,00 közötti (tehát a legtöbb talajoldaténál kisebb) pH-ja a CO_2-tartalom és a hőmérséklet függvénye. A szilikátoknak ilyen pH-viszo-

nyoknál lelassuló mállása csak fenékszállítás esetén élénkül meg, amikor az egymáshoz súrlódó szemcsék folyvást elveszítik a tovább-bomlásukat akadályozó agyaghártyákat. A lebegve szállított rétegszilikátok a talajban tapasztaltak szerint (lényegileg a kaolinit irányába haladva) alakulnak át; pH-növekedés esetén azonban inkább aggradációjukra számíthatunk.

Bár a folyóvízek O_2-tartalma — a hőmérséklet, a biológiai folyamatok, a vízmélység és áramlási sebesség függvényében — igen különböző, oxidációs potenciáljuk általában mégis nagyobb, mint a talajoké. Ennek ellenére a folyóvíz többnyire jelentős kémiai átalakítás nélkül szállítja a légköri mállás termékeit az ülepítő medencébe. A detritusz átalakulási foka több ütemű, lassú szállítás esetén természetesen nagyobb, mint meredek esésű, gyors szállítás közben.

A *tenger alatti mállás* (halmirolízis) a légkörinél sokkal lassúbb, és közvetlenül főleg csak a mélytengerek fenekén, leülepedés után érzékelhető, szindiagenetikus folyamat. Ide ui. a szárazföldi törmelék legfinomabb részlegének is csupán kis mennyiségei jutnak el, bár az ezekből képződött iszap hosszú ideig érintkezik a tengervízzel. A mállás lelassulását az aprózódás és a humuszanyagok elmaradása, a magas pH és a viszonylag nagy sókoncentráció okozza.

A szubmarin mállásnak az óceáni medencék sekélyebb részeire is kiterjedő voltát az bizonyítja, hogy a tengervíz összetétele, recens és fosszilis brachiopodahéjak ^{18}O-, Sr- és Mg-tartalmának lényegi azonosságából következően, az utolsó 200 millió év alatt annak ellenére sem változott észrevehető mértékben, hogy a folyóvizek különböző, a tengerben nem gyakori anyagok nagy mennyiségeit hordják bele. Összetételének állandóságát tehát kicsapódási és átalakulási folyamatoknak kell biztosítaniuk. Ilyen reakciók hiányában a tengervíznek fokozatosan Na-karbonátos és kovás jellegűvé kellene válnia, hiszen a folyóvizek sok HCO_3^- mellett jelentékeny mennyiségű oldott SiO_2-t is tartalmaznak *(2.15 táblázat)*. A magmás és metamorf kőzetek Na:K aránya 1 körül van. Hogy ez az arány a folyóvízekben 2,75-re, a tengervízben pedig 27,8-ra növekszik, annak az a fő oka, hogy a hidratált K^+ — ionsugarának méreteinél fogva — könnyen beépül a szmektitekbe, és így — azokat előbb illitté, majd csillámmá alakítva — megkötődik. Bár a csillámok már nem alakulnak vissza szmektitté, MacKenzie és Garrels (1966) lehetségesnek tartja a légköri mállás során degradált rétegszilikátoknak Na-, Mg- vagy Ca-felvétellel történő szmektitekké alakulását:

röntgen-amorf Al-szilikát + HCO_3^- + SiO_2 + kationok =
= kation Al-hidroszilikát + CO_2 + H_2O. (2.37)

Eszerint a protoncserével felszabaduló H^+ ionok a HCO_3^- ionokkal vizet és CO_2-t alkotnak. Közben

2.15. táblázat. A folyókban és a tengervízben oldott ionok átlagos mennyisége (ppm)*

Ionok	Folyók	Tengerek
HCO_3^-	58,3	143
SO_4^{2-}	11,2	2712
Cl^-	7,8	19353
NO_3^-	1,0	0,0043—3,5
Ca^{2+}	15,0	413
Mg^{2+}	4,1	1294
Na^+	6,3	10760
K^+	2,3	387
Fe	0,67	0,02
SiO_2	13,1	1,1—4,3**
		5,4—10,8***

* Engelhardt (1973). — ** Felszínközelben. — *** Nagy mélységekben.

azonban az óceánvíz SiO_2-feleslege is megkötődik, s a kaolinites összetételű, többé-kevésbé amorf agyagásványok három- és négyrétegű szilikátokká alakulnak át. Ez az óceánokban végbemenő agyagásvány-képződés lehet tehát az oka annak, hogy mind vizük kemizmusa, mind a légkör CO_2-koncentrációja földtani időkön át állandó marad.

A *földpátok* tenger alatti mállása valószínűleg a talajbelihez hasonlóan, de a nagy elektrolittartalom következtében lassabban megy végbe; végterméke szericit, kaolinit és halloysit.

Rétegszilikátok tengervízzel való kísérleti kezelésekor azok kismértékű, lassú és inkongruens oldódását tapasztalták. SiO_2-ben szegény tengervízben (0,03 ppm SiO_2-nél) ui. az oldott SiO_2-mennyiség növekedését észlelték; 25 ppm SiO_2-tartalomnál viszont a víz SiO_2-tartalma csökkent, a rétegszilikátok pedig nagyobb Si-tartalmú vegyületekké alakultak át. Legkorábban a montmorillonit, majd a csillámok oldódtak, legstabilisabbnak a kanditok bizonyultak. Az egyensúlyi SiO_2-koncentráció az óceánvíz kb. 6 ppm-nyi átlagos SiO_2-tartalmánál állt. be. A rendes tengervíz tehát a rétegszilikátok maximális stabilitását biztosítja: kis SiO_2-tartalmú tengervíz azonban Al-ban, nagy SiO_2-tartalmú pedig Si-ben gazdagabb ásványfázisok képződését eredményezi.

A tengerbe került agyagásványok elváltozásait Nemecz (1973) szerint elsősorban a következő tényezők befolyásolják: *1.* az agyagásványok és az oldott ionok koncentrációja, ill. annak a folyó helyváltoztatásától is függő vertikális és laterális megoszlása; *2.* a tengervíz ionjaival való kölcsönhatás módja; *3.* a hőmérséklet; *4.* az agyagásvány összetétele és kémiai szerkezete; *5.* az agyagflokkulátumok alakja és orientációja; *6.* a tengervíz szerves anyagai és azok koncentrációja. A tömeghatás törvényén alapuló reakciók eredményét a

Ca, Mg, K és Na ionok eltérő kötési energiája, a cserélhető kationok eloszlása, a „bázistelítettség", a tengervíz ionaktivitása és pufferhatása, mérvét pedig az ásvány szabad negatív töltésének nagysága határozza meg. Ez utóbbi a montmorillonittól a kaolinit felé haladva csökken:

montmorillonit > kevert szerkezet > illit > halloysit > kaolinit.

A lúgos tengervízzel érintkező agyagásványok ioncserei mindig a Mg-arány növekedését, ill. a Na-arány csökkenését eredményezik; de nem minden H^+ ionjuk helyettesítődik, s a K^+ ion cserélőképessége is csökken. Az ioncserék a JARUSOV (1937)-féle szabályt követik: a nagy kötési energiájú Ca^{2+} és Mg^{2+} ion az agyagásvány felületén a nagyobb, a kisebb kötési energiájú Na^+ és K^+ pedig a kisebb energiájú helyeket foglalja el. Azt, hogy a H^+ ion helyettesítésében a Mg^{2+} rendszerint felülmúlja a Ca^{2+}-t, nem a Mg^{2+}-nak a Ca^{2+} énál nagyobb kötési energiája, hanem a Ca-ét háromszor felülmúló koncentrációja okozza. Az óceánnak az üledék/víz határra vagy annak közelébe eső üledékei főleg *Mg*-montmorillonitból, kevés illitből, kloritból és kevert szerkezetű agyagásványból állnak.

[Hogy ez az összetétel a betemetődési mélység (tehát a rétegterhelés) növekedésével egyre inkább az illit javára tolódik el (2.3221. fejezetrész), az már a pórusvíz Mg/K arányának a K^+ ion javára való eltolódásával, a K^+ adszorpció hőmérséklet-emelkedés okozta növekedésével összefüggő, *diagenetikus jelenség*.] A detritikus eredetű kanditok, csillámok és montmorillonitok interlamináris terében, leülepedés közben vagy után, változó mértékben adszorbeálódott kationoknak szerkezeti pozíciókba való diffundálása végül is klorittá, vermikulittá, illitté, közberétegzett ásványokká alakítja át az eredeti kristályszerkezeteket vagy azok töredékeit, sőt paligorszkit és szepiolit (2.3221. fejezetrész) is létrejöhet.

Bizonyos mértékig a háromrétegű expandáló ásványok adszorpciós átalakulása ellen szól, hogy az üledékes kloritok egy része nem trioktaéderes, az idős üledékek illitjei pedig többnyire magas hőmérsékleti típusúak. Ezért az ilyen kloritokat és illiteket sokan tisztán detritikus eredetűnek tekintik. Ahol azonban a folyótorkolattól a nyílt tenger felé haladva az illit és a klorit mennyiségének vagy a MgO-tartalomnak a fokozatos növekedése tapasztalható, ott *vagy* a detritikus montmorillonit átalakulásáról, *vagy* az eredetileg röntgenamorf illit és klorit eredeti kristályszerkezetének adszorpciós visszaalakulásáról, dioktaéderes klorit esetében pedig teljes szerkezeti átrendeződésről lehet szó (NEMECZ 1973). Lehetséges azonban, hogy a tengeri agyagok képződésében a vízben oldott *(2.15 táblázat)*, ill. szuszpendált szilárd anyagok (kvarc, földpátok, karbonátásványok, Fe–Ti-ásványok és organikus anyagok) közötti kémiai reakciónak a (2.37) egyenlet szerinti bekövetkezése is nagy szerepet játszik.

A sós tengervízbe kerülő agyagásványok átalakulásának első szakaszát ioncserélő képességüknek és a cserélhető kationok összetételének megváltozása jelzi. A folyóvízi agyagásványok leggyakoribb cserélhető kationja, a Ca^{2+}, a tengerben nagyrészt Mg^{2+}-mal és igen kis mennyiségű Na^+-mal és K^+-mal helyettesítődik. A kétrétegű ásványok ioncserélő képessége kis mértékben nő, a háromrétegűeké viszont csökken, mert korábban még cserélhető K^+ ionjaik most kötöttebb rácshelyzetbe kerülnek, ami egyúttal a tengervíz K^+ arányának csökkenését eredményezi. A tengervízi mállás tehát a légkörivel éppen ellentétes, többé-kevésbé teljes csillámásványok képződésében csúcsosodó, aggradációs folyamat. A aggradált csillámot a detritikustól természetesen nem könnyű megkülönböztetni. De tökéletlen kifejlődésű csillámok, montmorillonit és közberétegzett ásványok *együttes* előfordulását ma már többnyire tengervízi aggradációval magyarázzák.

Mivel az agyagásványok tengervízből eredő Mg-felvétele csupán $Mg(OH)_2$-rétegeknek az alkálimentes, háromrétegű ásványokba való betelepülését jelenti, a kloritok ily módon való képződése a cserélhető kationok mennyiségét nem befolyásolja. A Guadeloupe folyó Ca-montmorillonitot szállít ugyan a Mexikói-öbölbe, ám a torkolattól távolabb a montmorillonit mennyisége csökken, az illité és a klorité pedig nő, s a dioktaéderes montmorillonitnak dioktaéderes klorittá való alakulását átmeneti szerkezetek sora jelzi. Az édesvízből a tengerbe való átmenetnél az üledékek klorittartalmával együtt azok klórtartalma is növekszik, amit a Cl^--nak a brucitréteg OH^- ionjai helyére való beépülése idéz elő (GRIM—JOHNS 1954; JOHNS 1963). A Chesapeake-öbölben viszont mállott illitnek illit/vermikulit közberétegzéseken át megvalósuló kloritosodását mutatta ki POWERS (1957). Montmorillonit és illit keverékének K^+-felvétellel jókristályos illitté való autigén alakulását valószínűsíti NEMECZ (1973) a füzérradványi szarmata feküagyagban, s az ehhez szükséges K^+-koncentrációt a tokaji vulkanizmus kálidús jellege révén látja biztosítva.

Tenger alatti mállás termékei a *glaukonit-szemcsék* is (II. kötet, 22.322. fejezetrész). A szorosan vett glaukoniton, vagyis ezen a nagy K-tartalmú, rendezett, dioktaéderes vas-illiten kívül (lásd *2.5 táblázat*) glaukonitnak tekintik annak kis K-tartalmú, rendezetlen fajtáit és a *glaukonit/montmorillonit* kevert rétegeinek váltakozását is. Ezek tulajdonképpen egy, a montmorillonittal végződő, folytonos sor tagjai, amelyen belül a K-tartalom fokozatosan csökken, a rendezetlenség és a duzzadóképes közberétegzések száma pedig emel-

kedik. Gyakran azonban 2—3 más ásvány zöld színű keverékét és a zöld chamosit-szemcséket is összetévesztik a glaukonittal.

A jelenkori glaukonitok *általában* a 100—400 m mélységű tengerfenekek törmelékes eredetű, Al-ban gazdag, de K-ban szegény montmorillonitjából az oktaéderréteg Al^{3+}-jának Fe^{2+}- vagy Fe^{3+}-mal való helyettesítődése és K-felvétel útján képződnek. A K^+ beépülését a tetraéderréteg Si-ának Al-mal való helyettesítése teszi lehetővé. A glaukonit többnyire olyan sekélytengeri miliőben jön létre, amelynek redoxpotenciálja szerves maradványok vagy ürülékek révén mindkét Fe ion jelenlétét lehetővé teszi. Ezért a glaukonit gyakran foraminifera-héjakat tölt ki, vagy ürülékcsomók utáni pszeudomorfózaként jelentkezik. A glaukonitnak agyagásványok aggradációjával való képződése azonban csak akkor tekinthető bizonyítottnak, ha a törmelékes eredetű agyagok és a beléjük ágyazott glaukonitszemcsék kémiai összetétele egybevág. Eltérő összetétel esetén (pl. a kaliforniai és a marokkói partok mentén) a glaukonit maga is részben vagy egészen áthalmozottnak minősül. Az eggenburgi emelet hazai és dél-szlovákiai homokköveit zöldre festő, de sok ép, piroklasztikus biotitlemezkével társult glaukonitszemcséket Bondor (1960) behordottnak tartja. Ezzel szemben az Eger környéki agyagmárgák glaukonitját az egyidejű vulkáni tufaszórás színes szilikátjai autigén lebomlásából származtatja. A pénzeskúti cenomán márga s a dunántúli középső–felsőeocén mészkő és márga ősmaradványainak belső üregében látható glaukonit-kitöltéseket ugyancsak autigénnek véli (II. kötet, 22. fejezet).

A tengeri és folyóvízi SiO_2-koncentrációk közötti nagy különbségekből (lásd *2.15 táblázat*) következik, hogy a folyók szállította SiO_2 túlnyomó részének ki kell válnia a tenger vizéből. Ez részint a diatomák, radiolariák, szilikoflagelláták és kovaszivacsok vázépítő tevékenységén át, részint anorganikus úton valósul meg. Kísérletileg igazolták, hogy a SiO_2 már nagyon híg (mindössze 3 ppm-nyi SiO_2-t tartalmazó) oldatokból is kicsapódik, ha az azokból a pH emelkedésével kiváló Al-, Fe- Mn- vagy Mg-hidroxidok a SiO_2-t adszorbeálják. A kiinduló oldat SiO_2 túlsúlya esetén az adszorpció révén képződő röntgen-amorf csapadékok SiO_2-tartalma 80%-ot is elérhet (Engelhardt 1973). Ehhez hasonlóan képzelhető el a SiO_2-nek a tengervízből való kiválása folyótorkolatok előterében is (II. kötet, 26.6 fejezet). A kísérletek során a Fe- és Mn-tartalmú, röntgen-amorf csapadékokban, azok öregedése közben, krisztobalit és kvarc, az Al-tartalmúakban pedig kvarcon kívül kaolinit, klorit, illit és földpát jelent meg. Mivel ez az öregedés a csapadéknak a mélytengerbe való áthalmozódása és leülepedése közben is lejátszódhat, a tengerfenéki Fe–Mn-gumókból kimutatott, idiomorf kvarckristályok és agyagásványok képződése is valószínűleg hasonló mechanizmus szerint megy végbe (III. kötet, 28.7221. fejezetrész).

A Brazília, Kelet-Afrika, Madagaszkár laterites mállástermékeinek bemosódásával tengerbe került diaszpor, böhmit, gibbsit azért nem fosszilizádódik, mert ezek az ásványok a tengervízi mállás és a diagenezis körülményei között instabilisak. A gibbsit pl. már a tengervíz csekély (mindössze 10^{-4} mol/l-nyi) SiO_2-tartalmának hatására meglepő gyorsasággal dioktaéderes klorittá (sudoittá) alakul át (Garrels—Christ 1965; Swindale—Fan 1967).

A guineai partok homokjában talált fekete és sötétzöld színű szemcséket, amelyek goethit és a kétrétegű, 0,7 nm bázistávolságú, trioktaéderes *berthierin* [$Si_{2,8}Al_{1,2}O_{10}(OH)_8(Fe^{2+},Mg)_{4,6}(Fe^{3+},Al)_{1,4}$ összetételű szepteklorit] halmazából állanak, Gaertner és Schellmann (1965) a laterites mállásból származó goethitnek a tengervízzel való reakciójából származtatja. A glaukonittól csak röntgenográfiailag elkülöníthető, s a trópusi selfek legsekélyebb (60—150 m mélységig terjedő) részeihez kötött berthierint mások ürülékcsomókban vagy héjkitöltésekben mutatták ki. A képződéséhez szükséges Al-ot és Fe-ot azonban ugyancsak laterites mállásból származtatják (Engelhardt 1973; II. kötet, 22. fejezet).

A mélytengeri agyagokban a Mn-on és Fe-on kívül egész sor olyan elem (Zn, Ni, Pb, Cu, Cr, Mo) dúsul, amelyek a sekély tengerekből hiányzanak, és ezért részint az óceánfenéki bazaltok szubmarin mállásából, részint tenger alatti vulkáni exhalációkból vagy hidrotermákból származtathatók (részletezése a III. kötet 28.33. fejezetében). Redukciós jellegük következtében e vulkáni oldatok a Mn-t és a Fe-ot csak kétértékű alakban vehetik fel az általuk átjárt kőzetekből és üledékekből, és csak a legfelső üledékréteg, ill. a tengerfenék oxidációs környezetében válnak ki 3-, ill. 4-értékű alakban.

A *phillipsit–harmotom sor* tagjainak más ásványszemcséket körülvevő kristályai pelágikus üledékeknek olykor > 50%-át teszik ki. Anyaguk legalább egy része bazaltos lávák és vulkáni üveg szubmarin mállásából ered. Ugyanilyen származású a Nápolyi-öböl üledékeinek autigén analcim, kvarc- és agyagásványtartalma is (2.323. és II. kötet, 22.3124. fejezetrész).

IRODALOM

Árkai P.—Viczián I. 1975: Agyagásványok átalakulása üledékes kőzetekben. — *MTA X. Oszt. Közlem.* **8,** 3/4, 373—381.

Bárdossy Gy. 1961: Adatok a cserszegtomaji kaolinites tűzálló-agyag telepek ismeretéhez. — *MÁFI Évk.* **49,** 4, 825—845.

Bárdossy Gy. 1977: *Karsztbauxitok.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 413 p.

Bárdossy Gy.—Bod M. 1961: Oxidáció és redukció szerepe a földtanban. — *MÁFI évi jel. 1957—58-ról,* 279—302.

Blackwelder, E. 1933: The isolation hypothesis of rock weathering. — *Amer. J. Sci.,* **26,** 97—113.

Bod M.—Bárdossy Gy. 1959: Új módszer az üledékes kőzetek redox viszonyainak meghatározására. — *Geofiz. Közlem.,* **8,** 53—72.

Bondor L. 1960: Magyarországi glaukonitos kőzetek üledékföldtani vizsgálata. — *Földt. Közl.,* **90,** 4, 293—302.

Bowles, F. A. 1978: Clays as a sediment. — *In:* Fairbridge, R. W.—Bourgeois, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 139—148.

Brinkmann, R. 1961, 1974: *Abriss der Geologie. I. Allgemeine Geologie.* — Stuttgart: Enke, 280 p.

Curtis, C. D. 1976: Stability of minerals in surface weathering reactions: a new general thermochemical approach. — *Earth Surf. Proc.* **1,** 63—70.

Dredge, L. A. 1981: The leaching of carbonates in discontinuous permafrost, Boreal Manitoba. — *Geol. Surv. Canada, Paper,* **81-1C,** 23—25.

Dypvik, H. 1983: Clay mineral transformation in Tertiary and Mesozoic sediments from North Sea. — *AAPG Bull.,* **67,** 1, 160—165.

Einsele, G. 1983: Mechanismus und Tiefgang der Verwitterung bei mesozoischen Ton- und Mergelsteinen. — *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.,* **134,** 289—315.

Engelhardt, W. v. 1973: *Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen.* — Stuttgart: Schweizerbart, 378 p.

Erhart, E. 1956: *La genèse des sols en tant que phenomène géologique.* — Paris: Masson & Cie, 83 p. (2. ed.: 1967.)

Fetter, C. W. Jr. 1980: *Applied Hydrogelogy.* — Columbus–Toronto, etc.: Bell & Howell, 448 p.

Frank, W. H. 1983: Verwitterungserscheinungen an Bauwerken aus Naturstein, Möglichkeiten der Restaurierung und Konservierung. — *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.,* **134,** 317—343.

Friedman, G. M.—Sanders, J. E. 1978: *Principles of Sedimentology.* — New York, etc.: Wiley & Sons, 792 p.

Gaertner, H. R. v.—Schellmann, W. 1963: Neue Erzlagertstätten auf der Welt. Lateritische Eisenerzlagerstätten. — *Umschau,* 73—76.

Gaertner, H. R. v.—Schellmann, W. 1965: Rezente Sedimente im Küstenbereich der Halbinsel Kaloum, Guinea. — *Miner. Petr. Mitt.,* **10,** 349—367.

Garrels, R. M.—Christ, C. L. 1965: *Solution, Minerals and Equilibria.* — New York: Harper & Row, 450 p.

Glazovszkaja, M. A. 1970, 1973: *Pocsvü Mira. I. Szemejsztva i Tipü Pocsv. II. Geografija Pocsv.* — Moszkva: Izd. MGU, 227 + 426 p.

Glazovskaya, M. A. 1985: *Soils of the World. I. Soil Families and Soil Types.* Russian Translation Series, **10.** — Rotterdam: Bolkema, 214 p.

Goldich, S. S. 1938: A study in rock weathering. — *J. Geol.,* **46,** 17—58.

Goldschmidt, V. M. 1926: Probleme und Methode der Geochemie. — *Gerhards Beitr. Geophys.,* **15,** p. 38.

Griffin, J. J.—Windon, H.—Goldberg, E. D. 1968: The distribution of clay minerals in the world ocean. — *Deep-sea Res.,* **15,** 433—459.

Griggs, D. T. 1936: The factor of fatigue in rock exfoliation. — *J. Geol.* **44,** 783—796.

Grim, R. E. 1968: *Clay Mineralogy.* — New York: McGraw-Hill, 516 p.

Grim, R. E.—Johns, W. D. 1954: Clay mineral investigation of sediments in the northern Gulf of Mexico. — *Clay and Clay Minerals, Proc. 2nd nat. Conf., Columbia — Nat. Acad. Sci. — Nat. Res. Council Publ.,* **327,** Washington, 81—103.

Harrassowitz, H. 1926: Laterit. Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung. — *Fortschr. Geol. Pal.* **4,** 14, 253—566.

Jakucs L. 1971: *A karsztok morfogenetikája. A karsztfejlődés variációi.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 310 p.

Jarusov, S. S. 1937: On the mobility of exchangeable cations in the soil. — *Soil Sci.,* **43,** 285—303.

Johns, W. D. 1963: Die Verteilung von Chlor in rezenten marinen und nichtmarinen Sedimenten. — *Fortschr. Geol. Rheinl.-Westf.,* **10,** 215—230.

Keller, W. D. 1954: Bonding energies of some silicate minerals. — *Am. Mineral.,* **39,** 783—793.

Kovda, V. A. 1937: *Szoloncsaki i szoloncü.* — Moszkva: AN.

Laptyev, F. F. 1939: *Agresszivnoe dejsztvie vodi na karbonatnüe porodi, gipszi i betoni.* — Leningrad–Moszkva.

Leeder, M. R. 1982: *Sedimentology. Process and Product.* — London: G. Allen & Unwin, 344 p.

MacKenzie, F. T.—Garrels, R. M. 1966: Chemical mass balance between rivers and oceans. — *Am. J. Sci.,* **264,** 507—525.

Matthews, S. W. 1987: Ice on the World. — *National Geogr.,* **171,** 1, 78—103.

Moos, A. V.—Quervain, F. de 1948: *Technische Gesteinskunde.* — Basel, 221 pp.

Mückenhausen, E. 1962: *Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland.* — Frankfurt a. M., 148 p.

Nemecz E. 1973: *Agyagásványok.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 507 p.

Powers, M. C. 1957: Adjustement of land derived clays to the marine environment. — *J. Sed. Petrol.,* **27,** 355—372.

Reiche, P. 1950: A survey of weathering processes and products. — *Univ. Mexico Publ. Geol.,* **3.**

Schwarzbach, M. 1974: Verwitterung und Bodenbildung. — *In:* Brinkmann, R. *et al.* (eds): *Lehbuch der Allgemeinen Geologie. I.* (2. Aufl.) — Stuttgart: Enke, 50—94.

Stefanovits P. 1981: *Talajtan.* — Budapest: Mezőgazdasági Kiadó. (2. kiadás.), 380 p.

Strakhov, N. M. 1967: *Principles of Lithogenesis. 1.* — Edinburgh: Oliver & Boyd, 245 p.

Swindale, L. D.—Fan, P. F. 1967: Transformation of gibbsite to chlorite in ocean bottom sediments. — *Science,* Washington, **157,** 799—800.

Szabolcs I.—Jassó F. 1961: A szikes talajok genetikai típusai és elterjedésük törvényszerűségei a Duna–Tisza közén. — *Agrokémia és Talajtan*, **10,** 173—194.

Szádeczky-Kardoss E. 1955: *Geokémia.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 680 p.

Székyné Fux V. 1982: *Kristálytan.* — Budapest: Tankönyvkiadó, 220 p.

Székyné Fux V.—Szepesi K. 1959: Új szempontok a szolonyecszikes talajok keletkezésére és javítására. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **6,** 153—171.

Sztrahov, N. M. 1960–1962: *Osznovü teorii litogeneza. 1, 2, 3.* — Izd. AN SzSzSzR, 211 + 573 + 549 p.

Sztrókay K. I. 1967: *Rendszeres ásványtan.* — *In:* Koch S.—Sztrókay K. I.—Grasselly Gy. (szerk.): *Ásványtan II.* — Budapest: Tankönyvkiadó, 419—936.

Vendl A. 1951: *Geológia.* Budapest: Tankönyvkiadó, 200—212.

Viczián I. 1982: Duzzadó, kevert szerkezetű agyagásvány a Pusztatelek I/P. jelű fúrás felső-pannóniai–pleisztocén finomtörmelékes kőzeteiben. — *MÁFI évi jel.* **1980,** 449—456.

Viczián, I. 1983a: Diagenetic Transformation of Mixed-layer Illite/Smectites in Deep Zones of the Pannonian Basin (Hungary). — *5th Meeting of European Clay Groups, Prague; Charles University,* 135—140.

Viczián, I. 1983b: Die Ausgangphase der diagenetischen Mineralreaktion Illit/Smektit–Illit. — *Zeitschr. geol. Wiss. (Berlin)*, **12,** 4, 469—475.

Vilenskii, D. G. 1957: *Soil Science.* (3. kiadás.) — Moscow–Jerusalem, 488 p.

Zeil, W. 1975: *Allgemeine Geologie.* — Brinkmanns Abriss der Geologie. (11. Aufl.) — Stuttgart: Enke, 246 p.

3. A MÁLLÁSI TÖRMELÉK SZÁLLÍTÁSA

BALOGH KÁLMÁN

3.1 A TÖRMELÉKSZÁLLÍTÁS FŐ FORMÁI

A kőzet fizikailag felaprított törmeléke és vegyi mállásának oldhatatlan maradéka csak sík vagy homorú felszínen marad helyben. Lejtőn azonban — különböző kiváltó okok (pl. alávájódás, légnyomásváltozás, erős légmozgás, földrengés, hullámverés vagy vulkáni kitörés okozta ütemes rázkódás) következtében — még a kizárólag szilárd részecskékből álló halmaz is mozgásba jön (leomlik, legördül, lecsúszik). Sajátos formákat ölt e mozgás vízborítás alatt. A mállási termék ezen önként bekövetkező mozgásaival azonos jellegű elmozdulások azonban az áttelepített, üledékké, sőt üledékes kőzetté vált halmazokban is bekövetkezhetnek. E lényegileg külön szállító közeg nélkül, a nehézségi erő lejtő menti komponensétől vezérelt mozgásoknak, mivel tekintélyes málladék- vagy üledékmennyiség egy tömegben való áttelepítését eredményezik, *gravitációs tömegmozgás* (tömeges üledékmozgás) a gyűjtőnevük.

A gravitációs tömegmozgások jó része azonban térben és időben korlátozott, gyakran pillanatszerű. Ezért az üledékszállítás akkor válik igazán hatékonyá, ha a mállási törmeléket a földfelszín olykor kevésbé látványosan, de folyamatosan működő fluidális áramlásai ragadják magukkal. Ennek során az egyik rendszer szállítmányát gyakran a hozzá kapcsolódó másik rendszer viszi tovább. Ezért a mállási termék egyre távolodik képződési helyétől, és csak a tengerfeneken vagy a helyi erózióbázison kerül nyugalomba. Az egyes tájak mélység felé előnyomuló mállási kérgének vastagságát külső felületének a helyi körülményektől függő lepusztulása tartja egyensúlyban. A hordódás fenntartásában a hidroszféra kialakulása óta kétségkívül a *víz* sokféle mechanikai hatásának van legnagyobb szerepe. Megfelelő éghajlati viszonyok között azonban a *levegő*, s a *belföldi* vagy a *gleccserjég* áramlása is elsőrendű jelentőségre tehet szert. E nyíró és emelő erőhatásokban bővelkedő szállító rendszerekben a fizikai mállás továbbfolyik, sőt erózióvá szélesedik. Az *erózió* és a vele egyidejű *abláció* pedig, törmelékképző, kivéső és felszínalakító hatásánál fogva, a durvább törmeléket nemcsak továbbaprózza, hanem új alaki tulajdonságokkal ruházza fel: lecsiszolja, lekerekíti, legömbölyíti, majd olyan — többnyire rövid életű — alakzatokban halmozza fel, amelyek formája, szerkezete és szövete a szállító rendszer pillanatnyi energiaállapotát tükrözi. A szállító közeg kémiai ágenseinek hatására a vegyi mállás sem szünetel ugyan, de jelentősége csökken, s a szállítás és fizikai mállás jóval szembeötlőbb jelenségei mögött gyakran háttérbe szorul.

A mállástermékeknek a napsugárzás egyenlőtlen megoszlásából származó hőmérsékleti, sűrűségi és nyomáskülönbségek, a kéregmozgások vagy a vulkáni tevékenység hatására bekövetkező mozgása a Föld nehézségi erőterében megy végbe. De még a „tisztán" gravitációsnak tűnő tömegmozgások sem nélkülözhetik a felszíni fluidumok valamelyikének jelenlétét. Víz hiányában nincs suvadás, üledékcsuszamlás, üledékfolyósodás, törmelékfolyás vagy zagyárképződés; a katasztrofális kőzetlavinák tovaterjedését a kőzettömegek alá szorult levegő felhajtó ereje teszi lehetővé; a szemcsefolyás legtisztább formáival a szélfújta homokbuckákon találkozunk; s még a sziklaomlások többsége is vagy a jég feszítő hatásának, vagy a sziklafal áramlás okozta alávájódásának tulajdonítható. A gravitációs tömegmozgások különböző formáit nemcsak egymással, hanem a fluidális áramlásokkal is átmenetek kötik össze; a fő különbség a mozgást közvetítő fluidumok mennyiségében van. Elkülönítésük tehát tulajdonképpen az emberi elmének a fokozati különbségek kiemelésére törekvő absztrakciója, amelynek tiszta formái a természetben csak viszonylag ritkán lelhetők fel. Ettől és a fennálló mechanikai és morfológiai különbségektől eltekintve, mindkét mozgáscsoport leírása az alább ismertetésre kerülő fizikai fogalmakból indul ki.

3.2 A FLUIDUMMOZGÁS FIZIKAI ALAPJAI

3.21 A TESTEK HALMAZÁLLAPOTA

A halmazállapot a részecskék egymástól való távolságának, tehát térfogategységenkénti mennyiségének függvénye.

A *szilárd testek* részecskéi oly szorosan illeszkednek egymáshoz, amennyire azt a közöttük fellépő taszító és vonzó erők egyensúlya megengedi. Az anyag akkor szilárd állapotú (tehát akkor képes az alakváltoztató erőkkel szemben viszonylag nagy ellenállást kifejteni), ha részecskéinek átlagos távolsága $1—4 \times 10^{-8}$ cm körül van. A kristályos szilárd test szabályos elrendeződésű részecskéi térrácsot alkotnak. Az ebben levő atomok és ionok (olykor molekulák) mindegyike határozott egyensúlyi helyzettel rendelkezik. Bár e részecskék a hőmérséklettel emelkedő amplitúdójú rezgéseket végeznek egyensúlyi helyzetük körül, egymáshoz viszonyított helyzetük eközben nem változik. Ezért a kristályos testek belső szerkezetének durva modelljét rugókkal összekapcsolt golyók sokaságából építhetjük fel.

Ezzel szemben az alakjukat a legkisebb külső erőhatásra — annak tartamáig — megváltoztató *fluidumok*nál a határozott alak hiányát részecskéik (túlnyomórészt a molekulák) tartós rendezettségének hiánya magyarázza. A fluidumok között a *folyadékok* részecskéi $\gtrsim 5 \times 10^{-8}$ cm távolságban vannak egymástól. Bár a víz ez alól sajátos kivétel, a részecske-távolság növekedése általában az anyagok szilárd és cseppfolyós állapota közötti sűrűségkülönbségben is kifejeződik. A benne létrejött, de csak pillanatnyi élettartamú szabályos elrendeződések a tartó edény (meder, medence) alakjához való idomulás mellett a nehézségi erőre merőleges egyensúlyi felület fölvételére kényszerítik a nyugvó folyadékot; részecskéi mégis bármily kicsiny irányított erő hatására szabadon gördülnek egymáson. Ezért a folyadékok viselkedését — erős leegyszerűsítéssel — a tartó edénybe helyezett apró (acél)golyóhalmazéhoz szokták hasonlítani. — A kristályos testek s a folyadékok között álló *amorf szilárd testek* felépítése a folyadékokéhoz hasonló; részecskéik elmozdulási szabadsága azonban jóval kisebb fokú. Ezek hirtelen erőhatásra (pl. kalapácsütésre) szilárdként viselkednek (széttörnek), magukra hagyva viszont — idő múltával — folyni kezdenek (pl. a szurok vagy a nyomás alatt álló jég).

A fluidumok másik csoportjába tartozó *gázoknak a* BROWN-féle rendezetlen hőmozgás következtében egymástól elszakadt és egymáshoz, valamint a tartály falához ütköző molekulái teljesen kitölteni igyekeznek a rendelkezésükre álló egész térfogatot. Nagyobb sűrűségük következtében a folyadékok csak az alakváltoztató erőkre reagálnak erősen, de a nyomásnak ellenállnak. A gázok viszont nemcsak alakjukat változtatják, hanem — mivel közönséges nyomáson molekuláik átlagos távolsága kb. 10-szerese az egyensúlyinak — összenyomhatók. 40 ms^{-1}-nél kisebb szélsebesség és 80 m-nél kisebb magasságkülönbség esetén azonban a levegő összenyomhatósága 1%, és csupán 800 m-nél, ill. 130 ms^{-1}-nél növekszik 10%-ra. Normális állapotú levegőnek az összenyomhatósága csak akkor válik igen jelentőssé, ha áramlási sebessége megközelíti vagy meg is haladja a hang 330 ms^{-1} terjedési sebességét.

3.22 KINEMATIKAI ALAPFOGALMAK

A kinematika a testek mozgástörvényeit feltáró mechanikának az az ága, amely *a mozgásokat keletkezésükre való tekintet nélkül, geometriailag* írja le. Az l hosszúság dimenziója L, a t időé a T, a v sebességé LT^{-1}, az a gyorsulásé LT^{-2}.

Ha üledékes viszonyok között a víz és a levegő molekuláris méreteket felülmúló tömegeit gyakorlatilag összenyomhatatlannak és homogénnek tekintjük, akkor sűrűségük sem az időtől, sem a helytől nem függ. Ilyenkor azok mozgásának kinematikai leírására két lehetőség van:

1. Egyes megjelölt fluidumrészecskék helyének az idő függvényében *pályavonalak*kal való megállapítása.

2. Az áramló fluidum x, y és z térkoordinátákkal meghatározott P pontjai bármely t időpillanatra vonatkoztatott v sebességvektorának a hely és idő függvényeként való megadása: $v = v(x, y, z, t)$.

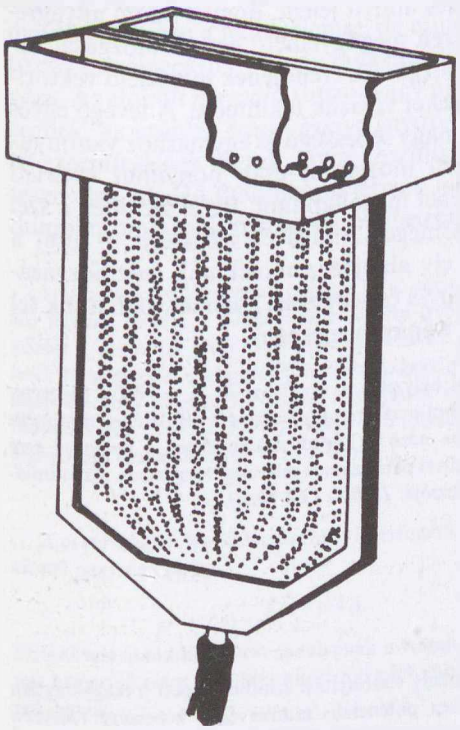
Az utóbbi esetben az áramlási teret olyan vektortérnek tekintjük, amelynek erővonalai az *áramvonalak*kal, vagyis azokkal a görbékkel azonosak, amelyek érintői a rajtuk mozgó fluidumrészecskék pillanatnyi sebességvektorai. A kísérleti csatornában folyó víz áramvonalai alumíniumreszeléknek, hintőpornak, gázbuborékoknak, dohányfüstnek vagy festéknek az áramlásba juttatásával láthatókká, és fényképen rögzíthetőkké tehetők *(3.1 ábra)*. Az áramlásba folyamatosan juttatott festékkel és rövid expozícióval a fluidumrészecskék *pillanatnyi helyét*, igen kis mennyiségű festék adagolásával és hosszú expozícióval pedig azok *pályavonalait* lehet megállapítani *(3.2 ábra)*.

*Stacionárius*nak mondjuk az olyan áramlást, amelynek sebessége (de ezen kívül a hőmérséklete, sűrűsége, nyomása és általában egész áramlási állapota) az áramlási tér minden pontján független az időtől. Az áramlás természetesen csak az átáramló fluidummennyiség megfelelő utánpótlása esetén válik stacionáriussá. Az ilyen áramlások időben változatlan áramvonalai azonosak a részecskék pályavonalaival; az időben változó, *nem-stacionárius áramlások* áram- és pályavonalai viszont nem esnek egybe.

Köznapi tapasztalat, hogy az összeszűkülő csőből vagy csatornából t idő alatt ugyanakkora térfogatú víz távozik, mint amennyi abba t idő alatt belép *(3.3 ábra)*. Ez természetesen csak úgy lehetséges, ha a nagyobb keresztmetszeteken (q_1 és q) mérhető kisebb átfolyási sebesség (u_1 és u) a szűkebb q_2 szakaszon u_2-re növekszik; a sebesség tehát fordítva arányos a keresztmetszettel:

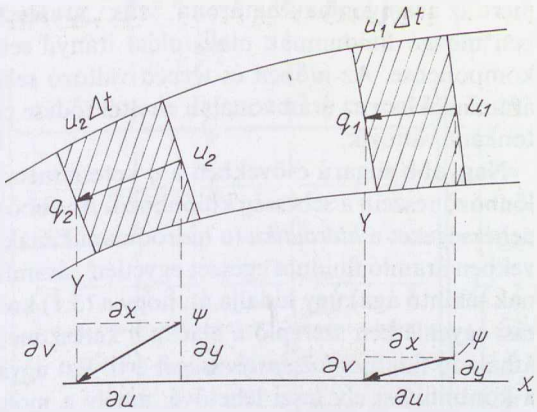
$$u_1 q_1 = u_2 q_2 = uq = \text{konstans}. \qquad (3.1)$$

Ennek a változatlan sűrűségű, tehát össze nem nyomható fluidumok stacionárius áramlásaira érvényes *kontinuitási egyenlet*nek az értelmében az áramlást vezető cső (vagy csatorna) keresztmetszetének és a sebességnek a szorzata a cső (vagy csatorna) minden helyén



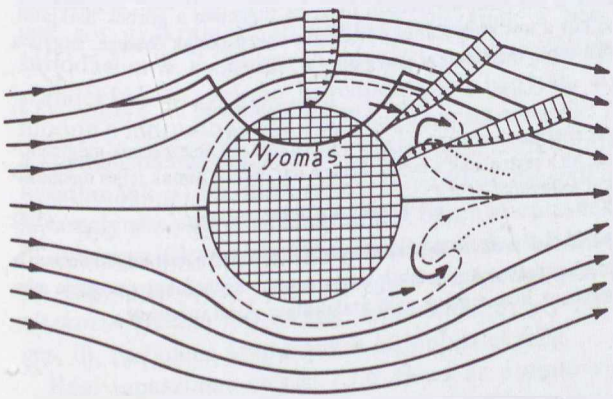
3.1 ábra. Áramvonalak láthatóvá tétele POHL-féle készülékkel, BUDÓ—PÓCZA (1965) szerint

A készülék felső tartályainak egyikéből tiszta, másikából megfestett víz váltakozva álló lyuksorokon át kerül két — kb. 1 mm távolságban levő — üveglap közé. Az alsó elvezető cső szabályozásával lelassított áramlás színes és színtelen folyadéksávjai keveredés nélkül haladnak egymás mellett.



3.3 ábra. Különböző keresztmetszetű csőszakaszokon egyenlő idő alatt egyenlő vízmennyiség halad át

Lent: az áramvonal koordinátái.

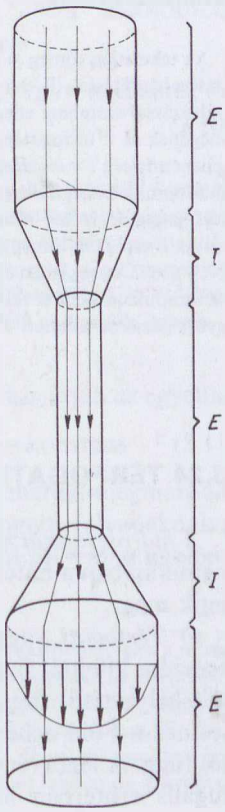


3.2 ábra. Az áramvonalak, a nyomás és a sebességszelvények megoszlása a mederfenéken álló henger körül. — Vázlat NÉMETH (1962) nyomán

ugyanaz. Az $uq = I$ mennyiséget áramerősségnek nevezik (dimenziója: $L^2LT^{-1} = L^3T^{-1}$).

Összenyomható fluidum (gáz) stacionárius áramlásának *kontinuitási egyenlete*: $\rho_1 u_1 q_1 = \rho_2 u_2 q_2 =$ konstans; ahol ρ_1 és ρ_2 a q_1, ill. q_2 keresztmetszeten átáramló fluidum sűrűsége.

A kontinuitási elv értelmében *az áram nagyobb sebességű helyein az áramvonalak közelebb, kisebb sebességű helyein pedig távolabb kerülnek egymástól.* Megfordítva: az áramvonalak sűrűsödése nagyobb, ritkulása kisebb sebességeket jelez. Az olyan áramlást, amelyben a folyásirány két megfelelő pontján mért sebesség (pl. a mederfenék egyenetlenségei miatt) különbözik, *ingadozó*nak, megfordítva pedig *egyenletes*nek nevezzük. Egyenletes áramlásnál a sebesség nagysága és iránya az áramvonal teljes hosszában egyenlő, s az áramvonalak egymással párhuzamosak *(3.4 ábra). Ingadozó áramlás áramvonalai* vagy konvergálnak, vagy divergálnak, de *egymást nem metszhetik*,



3.4 ábra. Változó átmérőjű csövön át haladó fluidumáramlás keresztmetszete az áramvonalak és a sebességszelvény feltüntetésével ALLEN (1970) szerint

E = Egyenletes, I = ingadozó sebességű áramlási szakaszok.

mert az áramvonalak határolta, szűk „áramcsövek"-ben mozgó fluidumnak nincs oldal irányú sebességkomponense. Az időben és térben változó sebességű áramlásokban az áramvonalak elrendeződése pillanatonként változik.

Nagyobb sugarú csövekben a q keresztmetszet különböző részein a sebesség különböző. Az ebből eredő nehézségeket a *hidraulika* (a hidrodinamikának a csövekben áramló fluidum egészét egyetlen „áramfonal"-nak tekintő ága) úgy hidalja át, hogy a (3.1) kontinuitási egyenletben szereplő u alatt a q keresztmetszeten áthaladó fluidum *középsebességét* érti. Ezt ugyancsak a kontinuitási elv teszi lehetővé, amely a molekulák önálló mozgásai ellenére azt feltételezi, hogy a molekulahalmazok alkotta testek térfogatán belül az anyag fizikai sajátságai egyenletesen oszlanak meg. E lényeges egyszerűsítés annyit jelent, hogy a finom anyagrészecskék nehezen megfigyelhető egyedi mozgásai helyett az össz-mozgásaik eredőjének megfelelő vektoriális mennyiségeket vesszük tekintetbe. A levegő egyes molekuláinak nagy sebességű és egymáshoz viszonyítva véletlenszerű mozgásait csak bonyolult kísérleti eszközökkel lehet megállapítani. Ezzel szemben a szél mozgatta légtömegek iránya és sebessége — amit a folytonossági elv alapján a molekulák összmozgásának átlagos iránya és sebessége gyanánt foghatunk fel — viszonylag könnyen mérhető.

Az áramvonal helyzetét a $\psi = \partial u \partial y$, ill. a $\psi = \partial v \partial x$ függvény határozza meg, ahol u az áramlás vízszintes vetületében a mozgás általános irányába néző x koordinátatengellyel, v pedig az erre merőleges y tengellyel párhuzamos sebességkomponens. Az áramlási függvény dimenziója: L^2T^{-1} *(3.3 ábra)*.

3.23 DINAMIKAI ALAPFOGALMAK

A dinamika (= kinetika) a mechanikának az a főfejezete, amely a mozgás leírásakor az azt befolyásoló összes tényezőre (tehát a mozgó test anyagi minőségére és a testek közötti kölcsönhatásokra is) figyelemmel van. A dinamika speciális esete, a sztatika, viszont a testek nyugalmi állapotának, egyensúlyának a feltételeit vizsgálja. Definíciójának megfelelően a dinamikában a kinematika mérőszámai mindig a tömeggel *(m)* kombinálódnak.

A tehetetlen tömeg *(m)* a nyugalomban levő fluidumnak a mozgásba lendüléssel, ill. (ha már egyenletes mozgásban van) a mozgásváltozással szembeni ellenállása *(M)*. A ρ sűrűség a fluidum m tömegének és V térfogatának a hányadosa (ML^{-3}). Az $I = mv$ mozgásmennyiség *(= impulzus* vagy *momentum)* a már mozgásban lévő fluidumnak a megállással szembeni ellenállása (MLT^{-1}); ennek a térfogategységre eső része az IV^{-3} mennyiség $(ML^{-2}T^{-1})$.

Az F erő az m tömeg és az a gyorsulás szorzata (MLT^{-2}), ami NEWTON 2. mozgástörvénye alapján az m tömegnek a t időegységre eső impulzusaként is felfogható. A *munka* $(L = Fl)$ az m tömeg a gyorsulásakor kifejtett F erőnek az l távolságon mutatott hatása (ML^2T^{-2}). Valamely viszonyítási szinthez képest h magasságban levő m tömegű test potenciális munkavégző képessége *(helyzeti energiája)*:

$$E_{pot} = mgh. \tag{3.2}$$

Annak a mozgáshoz kapcsolódó, *kinetikai energiá*nak az értéke pedig, amellyel az m tömegű testnek $v = at$ sebességgel a viszonyító szint feletti $h = 1/2at$ magasságig való emelésekor rendelkeznie kell:

$$E_{kin} = mal/2at^2 = 1/2mv^2. \tag{3.3}$$

Ha a testre csak olyan, ún. *konzervatív erők* hatnak, amelyeknek két tetszőleges pontot összekötő görbék mentén végzett munkája csak a két pont helyzetétől függ, de független a görbék alakjától, akkor a test kinetikai és potenciális energiájának összege, vagyis a test teljes mechanikai energiája (E) állandó:

$$E_{kin} + E_{pot} = E = \text{konstans}. \tag{3.4}$$

Az energia-megmaradás elve e mechanikai kifejezésének megfelelően, ha a testre csak a nehézségi erő hat, akkor annak teljes mechanikai energiája:

$$E = 1/2mv^2 + mgh = \text{konstans}. \tag{3.5}$$

Súrlódási erők fellépésekor (pl. lejtőn csúszó testnél) azonban a mechanikai energia fenti tétele a test mechanikai energiája egy részének hőenergiává való átalakulása miatt módosul.

3.24 TÉRFOGATI ÉS FELÜLETI ERŐK

A hidrosztatikai nyomás. A deformálható testek dinamikájában a hatóerőknek két csoportját különböztetik meg:

a) *Térfogati* vagy *tömegerők*, amelyeknek a test egészére kifejtett hatása annak az erőterükben elfoglalt helyzetétől függ. Ilyen pl. a test súlya, amely a testnek a Föld nehézségi terében való elhelyezkedésétől függ. A légörvények részecskéi pedig olyan centrifugális erőtérben mozognak, amelyben azoknak a mozgás középpontjától kifelé irányuló gyorsulását érintő menti sebességük négyzetének a görbületi sugárral alkotott hányadosa határozza meg.

b) *Felületi erők*, amelyek a test felületelemein át fejtik ki hatásukat. Az erő/felület dimenziójú

$$\vec{\sigma}_n = \Delta F_n / \Delta q \tag{3.6}$$

mennyiséget az n normálisú felületelemhez tartozó *feszültségvektor*nak nevezzük. A $\vec{\sigma}_n$, amelyben az n

index a felületelem normálisára utal, általában nem merőleges ugyan a felületelemre, de mindig felbontható egy merőleges (σ_{nn}) és egy tangenciális (σ_{nt}) összetevőre. Az előbbit *normális* (húzó- vagy nyomó-) *feszültségnek*, az utóbbit *érintő irányú* (nyíró- vagy csúsztató-) *feszültségnek* hívjuk. Nyíró feszültségek természetesen csak mozgó fluidumban lépnek fel; nyugvó fluidumban nincsenek nyíróerők és -feszültségek.

A nyugvó folyadék szabad (tehát a tartó edénnyel nem érintkező) felszíne mindig a külső erők eredőjére (rendes körülmények között a nehézségi erőre) merőleges nívófelület. A nyugalomban levő, ρ_f sűrűségű, q alapterületű és h magasságú folyadékoszlop alján mérhető súlyerő: $F=\rho_f qhg$. A folyadék súlyából származó hidrosztatikai nyomás ($F/q=p$) tehát — a folyadékra nehezedő p_0 légnyomás hozzáadásával — *(3.5 ábra)*:

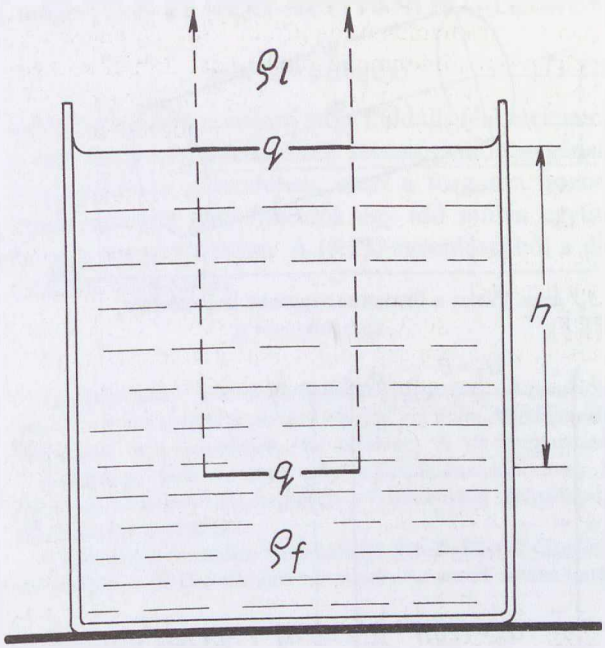
$$p=p_0+\rho_f gh. \tag{3.7}$$

A ρ_f sűrűségű folyadékba mártott, V térfogatú testre ható felhajtó erő nagysága pedig:

$$F_{fel}=\rho_f Vg. \tag{3.8}$$

Szilárd test úszásakor a test G súlyának a felhajtó erővel, vagyis a test bemerülő része által kiszorított folyadék súlyával kell egyenlőnek lennie:

$$G=\rho_f V_f g. \tag{3.9}$$



3.5 ábra. Egy h magasságú, ϱ_f sűrűségű és q alapterületű folyadékoszlop alján uralkodó p hidrosztatikai nyomás számítása a folyadékra nehezedő, q alapterületű és ϱ_l sűrűségű légoszlop nyomásának (p_0) hozzáadásával.

3.25 IDEÁLIS FLUIDUMOK. A BERNOULLI-EGYENLET

A fluidumok áramlásait vagy külső erők (főleg a nehézségi erő), vagy a fluidumon belüli nyomáskülönbségek indítják meg. Ezek mellett azonban lényeges, sőt gyakran döntő szerepet játszanak a belső súrlódási erők is, bár az utóbbiakat — egyszerűsítési szándékkal — gyakran figyelmen kívül hagyják. Ily módon a hidrodinamika is két nagy fejezetre oszlik: *1.* a súrlódásmentesnek (egyúttal többnyire összenyomhatatlannak is) tekintett *ideális folyadékok dinamikája*, amely aszerint veszi az áramlást örvénymentesnek, ill. örvényesnek, hogy a folyadékrészecskék csak haladó vagy ezen kívül forgó mozgást is végeznek; *2. a viszkózus* (reális) *folyadékok dinamikája*, amely réteges, ill. turbulens áramlásokat különböztet meg.

Régi tapasztalat szerint *(3.6 ábra)* az áramló víz vagy levegő sebességének növekedése (az áramvonalak sűrűsödése) a nyomás csökkenését eredményezi. *Az áramlásban tehát a mozgási és a helyzeti energián kívül a nyomási energiának is szerepe van.* Az áramfonal menti teljes energiamennyiséget — ideális fluidumok stacionárius áramlásakor — a BERNOUILLI (1738)-féle egyenlet határozza meg:

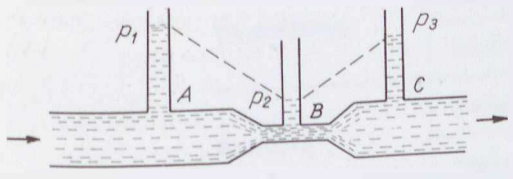
$$E=1/2\rho u^2+p+\rho gh=1/2u^2+p/\rho+gh=\text{konstans}, \tag{3.10}$$

ahol ρ a fluidum sűrűsége, u a fluidumrészecskék valamely P ponton mért sebessége, p a fluidum P ponton mért teljes nyomása, g a gravitációs állandó, h pedig a P pontnak egy önkényes viszonyítási szint feletti magassága. Az egyenletben szereplő $1/2\rho u^2$ mennyiség a térfogategységre eső mozgási energia ($1/2mu^2/V=1/2\rho Vu^2/V$); a ρgh mennyiség pedig a térfogategységre eső potenciális energia.

V fluidum-térfogattal való szorzás útján az egyenlet

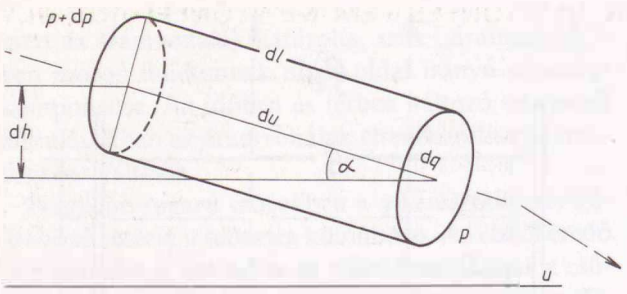
$$E=pV+1/2mu^2+mgh=\text{konstans} \tag{3.11}$$

alakra hozható. Ez pedig az energia-megmaradás egyenlete, ha a kis $V=m/\rho$ térfogatú folyadéknak a mozgási és helyzeti energián kívül $pV=mha$ nyomási energiát is tulajdonítunk.

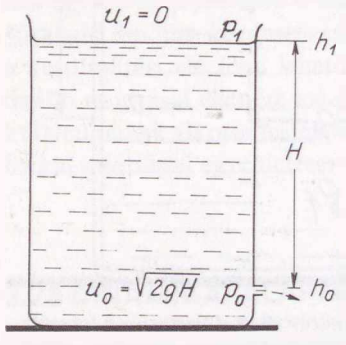


3.6 ábra. A nyomás *(p)* csökkenése az áramlási sebesség növekedésével BUDÓ—PÓCZA (1965) nyomán

A BERNOULLI-egyenlet NEWTON 2. mozgástörvényének a mozgó folyadékrészecskékre való alkalmazásával vezethető le. Tekintsük a dq keresztmetszetű és dl hosszúságú folyadékrészecskét, amelynek pillanatnyi sebessége du, sűrűsége ρ és gyorsulása a *(3.7 ábra)*. Ideális folyadékról lévén szó, a részecske dh-val magasabban levő végén a p folyadéknyomás és a helyzetéből fakadó dp gravitációs



3.7 ábra. Vázlat a BERNOULLI-egyenlet levezetéséhez



3.8 ábra. Vázlat a TORRICELLI-tétel levezetéséhez

nyomás hat; ez utóbbi azonban a részecske alsó végén (az α lejtőszög csúcsán) zérusra csökken. Csak a mozgás irányában ható erőket véve figyelembe:

$$p\mathrm{d}q-(p+\mathrm{d}p)\mathrm{d}q=-\mathrm{d}p\mathrm{d}q. \qquad (3.12)$$

A nehézségi erőnek a mozgás irányába eső komponense:

$$\mathrm{d}q\mathrm{d}l\rho g\sin\alpha=-\mathrm{d}q\mathrm{d}l\rho g(\mathrm{d}h/\mathrm{d}l)=\rho g\mathrm{d}q\mathrm{d}h. \qquad (3.13)$$

Mivel a tömeg: $m=\rho\mathrm{d}l\mathrm{d}q$, a gyorsulás pedig: $a=\mathrm{d}u/\mathrm{d}t=(\mathrm{d}u/\mathrm{d}l)\cdot(\mathrm{d}l/\mathrm{d}t)=u(\mathrm{d}u/\mathrm{d}l)$, az erő: $F=ma=\rho u\mathrm{d}q\mathrm{d}u$. Az egyenlet tehát:

$$-(\mathrm{d}p\mathrm{d}q)-(\rho g\mathrm{d}q\mathrm{d}l)=\rho u\mathrm{d}q\mathrm{d}u. \qquad (3.14)$$

Ezt $-g\mathrm{d}q$-val osztva:

$$\mathrm{d}p/\rho p+\mathrm{d}h+(u\mathrm{d}u)g=0. \qquad (3.15)$$

Integrálás után:

$$p/\rho g+h+u^2/2g=\text{konstans}=H, \qquad (3.16)$$

ahol $\rho/g=\gamma$ a folyadék fajsúlya, H a teljes, $p/\rho g$ a sztatikai, h a potenciális, $u^2/2g$ pedig a kinetikus nyomásnak megfelelő magasságkülönbség. Az egyenlet bal oldalán levő mindhárom mennyiségnek L a dimenziója, a méter (m), ill. a joule/newton (J/N) a mértékegysége. A (3.16) egyenletnek ρg-vel való szorzása után nyerjük a (3.10) BERNOULLI-féle egyenletet.

Ez azt fejezi ki, hogy *ideális folyadék stacionárius áramlásakor egy-egy szűk áramfonal mentén a térfogategységre eső energiák összege állandó.* Örvénymentesség esetén ennek az állandónak az értéke az egész áramlási térben ugyanaz. Ilyenkor a nyomás és a sebesség értékének az áramlási tér egyetlen ismert magasságú pontján való megállapítása révén azok nagysága minden más pontra általánosítható. Az $u=0$ esetben az egyenlet a nyugvó fluidum hidrosztatikai nyomásának (3.7) egyenletébe megy át.

A BERNOULLI-egyenletet a hidraulikában számos olyan kérdés megoldásához felhasználják, amelyeknél az energiaveszteségek elhanyagolhatók, vagy kísérletileg meghatározott együtthatók alkalmazásával kiegyenlíthetők. Gázoknál a nehézségi erőtől általában eltekintenek, vízszintes áramfonalnál pedig az egyenletben levő ρgh tagot a konstansba foglalják bele. E speciális esetben a BERNOULLI-egyenlet így módosul:

$$p+1/2\rho u^2=p_0 \text{ (konstans nyomás).} \qquad (3.17)$$

A BERNOULLI-egyenlet (3.16) alakjának alkalmazása vezette TORRICELLIt a következő tétel felállítására. Ha egy alján, h_0 magasságban, igen szűk kivezető nyílással ellátott edényt *(3.8 ábra)* e nyílás p_0 pontja felett $h_1-h_0=H$ magasságig folyadékkal töltünk meg, akkor a folyadékfelszín süllyedésének sebessége a P_1 ponton gyakorlatilag zérus: $u_1=0$. A felületi feszültséget és a légnyomáskülönbséget elhanyagolva, a nyomás mindkét ponton egyenlő a légnyomással ($p_1=p_0$). Ezért a BERNOULLI-egyenlet értelmében fennálló egyenlőség:

$$u_1^2/2g+p_1/\rho g+h_1=u_0^2/2g+p_0/\rho g+h_0=\text{konstans} \qquad (3.18)$$

a következőképpen egyszerűsödik:

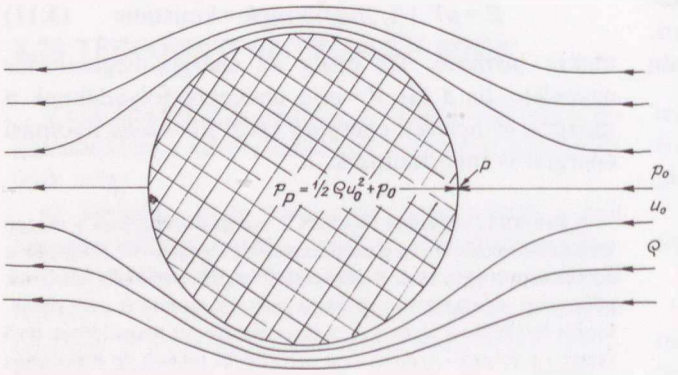
$$u_0^2/2g=h_1-h_0=H, \text{ ill. } u_0=\sqrt{2gH}. \qquad (3.19)$$

Ez tehát az a sebesség, amelyet a fluidumrészecskének a gravitációs gyorsulással szemben a H magasságkülönbség kiegyenlítésére el kell érnie. Erre az először TORRICELLI által felismert tételre támaszkodva fejlesztették ki az áramló fluidum sebességének, ill. nyomásának meghatározására szolgáló PITOT-, PRANDTL- és VENTURI-csöveket.

BERNOULLI egyenletét alkalmazzuk akkor is, ha az áramvonalaknak egy rájuk merőleges tengelyű henger körüli viselkedését vizsgáljuk *(3.9 ábra)*. Az áram vízszintes vetületében a hengert megkerülő áramvonalak közül lesz egy, amely a P ponton merőlegesen ütközik a hengerpalástnak. Ha az áramvonalon a P pont elérése előtt mérhető nyomás p_0, a sebesség pedig u_0 volt, akkor a P ponton mérhető összes nyomás (a magasságkülönbség elhanyagolásával):

$$p_P=1/2\rho u_0^2+p_0. \qquad (3.20)$$

A P ponton fejlődő $1/2\rho u_0^2$ dinamikus ellennyomás az, amely az áramot lelassítja, s az áramvonalakat a henger megkerülésére kényszeríti.



3.9 ábra. Az áramvonalak megoszlása egy függőleges tengelyű henger körül, és a P ponton keletkező nyomás

3.26 REÁLIS FLUIDUMOK BELSŐ SÚRLÓDÁSA. NEWTONI ÉS NEM-NEWTONI FLUIDUMOK

Annak az ellenállásnak a mértékét, amelyet a fluidumrészek a rájuk ható véges sebességű nyíróerőkkel szemben kifejtenek, *belső súrlódás*nak (viszkozitásnak) nevezzük. A *viszkozitás* vagy *nyúlósság* a fluidumnak az a sajátsága, hogy az egymás mellett különböző sebességgel mozgó fluidumrészek között csúsztató feszültség támad. Ez a fluidum belső, molekuláris mozgásának, a fluidumrészecskék egymás fölötti gördülékenységének a következménye.

Ha egy q felületű A lemezt u_0 sebességgel X irányban mozgatunk egy alsó B lemezhez képest, amelyet az A lemeztől y_0 vastagságú folyadékréteg választ el, akkor a lemezekre tapadó folyadékhártyák sebessége a lemezek sebességével lesz egyenlő (vagyis fent u_0, lent zérus). A lemezekre merőleges Y irányban a hosszegységre vonatkoztatott átlagos sebességcsökkenés (=sebességgrádiens) tehát u_0/y_0 *(3.10 ábra)*. Az u, ill. $u+\Delta u$ sebességű folyadékrétegek érintkezési felületén pedig a sebességcsökkenés $\Delta u/\Delta y$, ill. határesetben $\mathrm{d}u/\mathrm{d}y$. Ezért a két szomszédos folyadékréteg között X irányban mutatkozó belső súrlódási erő (F) q-val és a $\mathrm{d}u/\mathrm{d}y$ sebességgrádienssel arányos:

$$F=\mu q(\mathrm{d}u/\mathrm{d}y). \qquad (3.21)$$

Ezen NEWTON-féle súrlódási törvény szerint μ a folyadék anyagi minőségétől függő *belső súrlódási együttható*, röviden: a *dinamikai* (molekuláris vagy szerkezeti) *viszkozitás*. A folyadékban fellépő

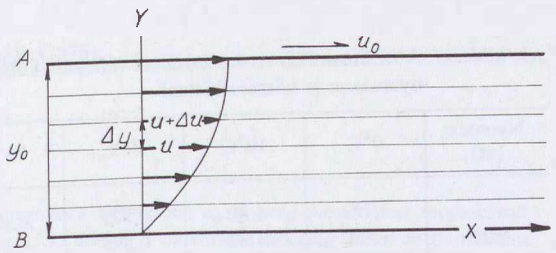
$$\tau=F/q=\mu(\mathrm{d}u/\mathrm{d}y) \qquad (3.22)$$

nyírófeszültségek a szilárd vagy fluidális felületelem és a vele határos fluidumrészek sebességkülönbségének kiegyenlítésére törekszenek; ezért a forgásba hozott üveghengerben levő folyadék egy idő múlva együtt forog a hengerpalásttal. A (3.22) egyenlőségből a dinamikai viszkozitás:

$$\mu=\tau:(\mathrm{d}u/\mathrm{d}y). \qquad (3.23)$$

A viszkozitás abszolút mértékrendszerbeli dimenziója $ML^{-1}T^{-1}$; fizikai egysége pedig: 1 dins/m^2 = 1 Poise. Minden reális fluidumnak van viszkozitása *(3.1 táblázat)*. A víz viszkozitását — kicsinysége miatt — centi- vagy millipoise-ban adják meg. A dinamikai viszkozitás $1/\mu$ reciprokja a folyékonyság *(folyásképesség, fluiditás)* mérőszáma.

A folyadékok dinamikai viszkozitása a hőmérséklet növekedésével csökken, a gázoké ellenben növekszik. Az amorf szilárd testek



3.10 ábra. A sebességgrádiens alakulása az A és B lemez közé rétegzett reális fluidumban az A lemez x irányban való mozgatásakor, ENGELHARDT (1973) szerint

3.1. táblázat. Néhány természetes fluidum sűrűsége (kg/m^3) és molekuláris viszkozitása (Pa . s) 10^{-5} Pa nyomáson*

Anyag	Tulajdonság	0 °C	10 °C	20 °C	30 °C
Páramentes levegő	Sűrűség	1,293	1,247	1,205	1,165
	Viszkozitás	$1{,}71\times10^{-5}$	$1{,}76\times10^{-5}$	$1{,}81\times10^{-5}$	$1{,}86\times10^{-5}$
Víz	Sűrűség			0,9982	
	Viszkozitás	$1{,}789\times10^{-3}$	$1{,}306\times10^{-3}$	$1{,}005\times10^{-3}$	$0{,}802\times10^{-3}$
Fluidizált homok	Sűrűség	változó			
	Viszkozitás	$1{,}00\times10^{0}$			
Törmelékfolyás	Sűrűség	1500—2600			
	Viszkozitás	$1{,}00\times10^{2}$—$1{,}00\times10^{3}$			
Bazaltláva	Sűrűség	2700			
	Viszkozitás	$3{,}00\times10^{2}$—$3{,}00\times10^{3}$			

* Főleg LEEDER (1982) és ENGELHARDT (1973) nyomán.

3.2. táblázat. A víz sűrűsége és dinamikai viszkozitása a sótartalom és a hőmérséklet függvényében

Sótartalom ‰	0 °C		5 °C		10 °C		20 °C		30 °C	
	ρ	μ	ρ	μ	ρ	μ	ρ	μ	ρ	μ
0	0,999	17,9	0,999	15,2	0,999	13,1	0,997	10,1	0,995	8,0
10	1,008	18,2	1,008	15,5	1,007	13,4	1,006	10,3	1,003	8,2
20	1,017	18,5	1,016	15,8	1,015	13,6	1,013	10,5	1,011	8,4
30	1,025	18,8	1,024	16,0	1,024	13,8	1,021	10,7	1,019	8,6
35	1,028	18,9	1,028	16,1	1,027	13,9	1,025	10,9	1,023	8,7

A ρ g/cm^3-ben, a μ poise $\times 10^{-3}$-ban van megadva.

(aszfalt, szurok) igen nagy viszkozitású folyadékoknak tekinthetők. A tiszta folyadékok viszkozitását a bennük feloldott, szuszpendált vagy emulgeált anyagok erősen megnövelhetik *(3.2 táblázat)*.

A viszkozitás a nyomástól is függ ugyan, de értékének változása a víznél csak több száz at nyomás esetén mutatható ki *(3.3 táblázat)*. Ezért ennek csak a szilárd törmelékrészecskék felületéhez nagy szívóhatással tapadó hidrátburok belső részében és talán a mélytengerek fenekén van jelentősége.

3.3. táblázat. A víz dinamikai viszkozitásának változása különböző nyomáson és hőmérsékleten*

Nyomás (at)	0 °C	10 °C	30 °C	75 °C
1	1,792	1,40	0,871	0,396
500	1,680	1,35	0,895	0,411
1000	1,65	1,33	0,921	0,428
2000	1,71	1,35	0,896	0,461

* centipoise-ban, JUHÁSZ (1976) nyomán.

A fluidumok viszkozitásuk alapján a következőképpen osztályozhatók:

(1) *Newtoniak* azok a fluidumok, amelyek viszkozitása (deformációsebessége) — adott hőmérsékleten és nyomáson bekövetkező lamináris áramlás esetén — független a nyírófeszültség nagyságától és időtartamától. Más szavakkal: a newtoni fluidumoknak adott keresztmetszetű csövön egységnyi idő alatt átáramló mennyisége lineárisan nő az áramlást előidéző nyomás növekedésével. Newtoni viselkedésűek a víz, az egyszerű szerves vegyületek, a híg vizes oldatok, emulziók és szuszpenziók, a gázok (és így a levegő is). Ezekben csak turbulencia esetén gerjed további áramlással szembeni ellenállás. Hangsúlyozni kell azonban, hogy a newtoni viselkedés szigorúan véve csak bizonyos töménység, hőmérséklet, diszperzitásfok, részecskealak, elektromos töltés esetén áll fenn.

A szabad tükrű, csak légköri nyomásnak kitett víz valóban tökéletes (newtoni) folyadékként viselkedik. Az iszapban vagy rétegben levő víznek azonban a BINGHAM-testekére (3.24 képlet) emlékeztető, de a rétegnyomással arányosan változó τ_{krit} értéke van. Ezt a szilárd testeknél alkalmazott módon a $\tau_{krit} = \alpha f(p)$ képlettel lehet definiálni, ahol α az ún. „súrlódási szög" tangense. A τ_{krit} értékének a nyírófeszültségtől való függése azzal magyarázható, hogy a molekuláknak az elektromolekuláris erők hatására kialakult orientációját a folyás megindulása megváltoztatja. Ennek a jelenségnek a különböző mértékadó szemcseátmérővel rendelkező kőzeteken át történő vízszivárgás megindulása szempontjából van nagy jelentősége. Ez ugyan annál nehezebben következik be, minél finomabb szemcséjű a kőzet; a légkörit lényegesen meghaladó nyomáson azonban a víz már a finom pórusokon is képes átszivárogni (JUHÁSZ 1976).

(2) *Nem-newtoniak (3.11 ábra)* azok a fluidumok, amelyek viszkozitása (a hőmérsékleten és a nyomáson kívül) a nyírási feszültség erősségétől (az áramlás sebességétől) és/vagy annak időtartamától függ. Ezek főbb fajtái:

a) A BINGHAM-*féle képlékeny fluidumok* bizonyos kritikus nyírási feszültség eléréséig szilárdként viselkednek; ezen felül bekövetkező folyásuk során pedig viszkozitásuk állandó marad; deformációjuk tehát lineárisan emelkedik. Ilyenek a láva- és az iszappal kevert törmelékfolyások. Ezek nyírófeszültsége tehát:

$$\tau = \tau_{krit} + \eta(du/dy), \qquad (3.24)$$

ahol η az anyag látszólagos (plasztikus) viszkozitása.

b) Az *álképlékeny és tágulós fluidumok* nyírófeszültsége:

$$\tau = k(du/dy)^n, \qquad (3.25)$$

du/dy-tól függő látszólagos viszkozitása pedig:

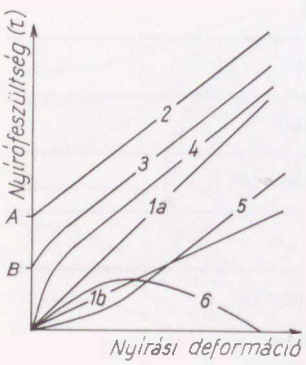
$$\eta = k(du/dy)^{n-1}, \qquad (3.26)$$

ahol k a halmazállapot mérőszáma, n a nem-newtoni viselkedés jelzője (newtoni fluidumoknál $n = 1$).

Álképlékeny fluidumoknál (amilyen a gleccserjég) $n < 1$; a látszólagos viszkozitás pedig a deformáció növekedésével csökken. *Tágulós* fluidumoknál, amilyen a tömörített homok, a látszólagos viszkozitás növekszik a deformációval, és $n > 1$.

c) A *tixotróp* és *reopektikus fluidumok*nak (pl. bizonyos agyagásványok vizes diszperzióinak) a deformációval szembeni ellenállása a nyíróhatás időtartamától függően csökken, de a nyíróerő megszűnése után ismét sűrűn folyókká válnak vagy megdermednek.

d) A *viszkoelasztikus fluidumok* (pl. a bitumen vagy a rugalmas ragasztók) rugalmas, ill. viszkózus sajátságai a nyírófeszültség időarányától függően jutnak érvényre.



3.11 ábra. Newtoni és nem-newtoni fluidumok nyírási deformációjának elvi vázlata

1: Newtoni fluidumok (*a:* nagy, *b:* kis viszkozitással). — *2–6:* Nem-newtoni fluidumok: *2–3:* BINGHAM-féle képlékeny anyagok. (*A* és *B:* az ezek folyását megelőző kritikus nyírófeszültség.) — *4:* Pszeudoplasztikus anyagok. — *5:* Tágulós anyagok. — *6:* Tixotróp anyagok.

A sűrű szuszpenziók és emulziók (amelyek többségének rendezetlen nagy-molekuláit ráadásul molekulaközi kötések is összekapcsolhatják) általában nemnewtoni viselkedésűek. Viszkozitásuk csökkenése és folyási sebességük emelkedése a molekulák rendezettségének növekedését igényli; ez pedig csak viszonylag nagy irányított nyomás esetén valósul meg. A durva diszperz rendszerek viszkozitását a bennük mozgó nagyobb részecskék súrlódása növeli meg. Az ezekre érvényes EINSTEIN-féle viszkozitási tétel szerint a *relatív viszkozitás*:

$$\mu_{rel} = 1 + k\varphi, \tag{3.27}$$

ahol φ a rendszer egységnyi térfogatában diszpergált szemcsék térfogata, a k tényező értéke pedig liofil szemcsék esetén 2,5. Eszerint a relatív viszkozitás lineárisan nő a koncentrációval, de független a részecskék átmérőjétől. A laza belső szerkezetű és liofil részecskékből álló diszperz anyagok viszkozitása — kismértékben ugyan — de a részecskék átmérőjétől függ; ezek tehát nem engedelmeskednek az EINSTEIN-féle képletnek.

A vízzel vagy levegővel keveredett törmelékek nemnewtoni természete a gravitációs üledékmozgás szinte minden fajtájánál érvényesül (l. 4. fejezet). A nyugalmi állapotban sűrű tixotróp anyagok molekuláris kötőerőinek rázás vagy keverés okozta meggyengülése nemcsak lejtő menti folyás, hanem számos deformációs üledékszerkezet forrása lehet.

A fluidmozgás elemzésekor gyakran alkalmazzák a molekuláris viszkozitásnak és a sűrűségnek a hányadosát; ezt a $\nu = \mu/\rho$ mennyiséget, amelynek L^2T^{-1} dimenziójából hiányzik a tömeg, *kinematikai viszkozitás*nak nevezik. Ennek értéke természetesen ugyancsak a fluidumminőség, a nyomás és a hőmérséklet függvénye *(3.4 táblázat)*.

3.4. táblázat. A víz kinematikai viszkozitásának (m^2/s) csökkenése a hőmérséklet emelkedésével*

°C	0	5	10	15	20	30	40	50
m^2/s	0,0178	0,0152	0,0131	0,0114	0,0101	0,0081	0,0066	0,0055

* JUHÁSZ (1976).

3.27 A LAMINÁRIS ÁRAMLÁS

Az elmozdulás irányára merőleges sebességgrádiens természetesen akkor is kialakul a fluidumban, ha a fluidum mozdul el a vele érintkező szilárd testhez képest. Ám a szilárd testtől távolodva a sebességgrádiens (és vele együtt a nyírófeszültség is) csökken, sőt bizonyos távolságon túl meg is szűnik. A nyírás és a sebességgrádiens működési területét *az áramlás határrétegének*, a feszültség nélküli részt pedig *szabad* (vagy felszíni) *áramlásnak* nevezzük. A határrétegek tanulmányozásának — amit 1904-ben PRANDTL, L. kezdett meg, s 1911-ben KÁRMÁN T. folytatott — igen nagy fontossága van.

Legyen a két párhuzamos fal közötti, d szélességű, viszkózus, stacionárius és egyenletes áramlás egy részecskéje egységnyi vastagságú, l hosszúságú és $2y$ szélességű *(3.12 ábra)*. A részecske felső végén levő p_1 nyomás nagyobb, mint a részecske alsó végén mérhető p_2 nyomás ($p_1 > p_2$). Legyen a viszkozitás μ. Az adott viszonyok között a részecskére ható nyomó- és nyíróerőknek egyenlőeknek kell lenniük. Ha $p_1 l 2y - p_2 l 2y = (p_1 - p_2)2y = \Delta p 2y$ a nyomóerő, és $\tau 2l = -\mu(du/dy)2l$ a nyíróerő, akkor:

$$du = -(\Delta p/\mu l)y\,dy. \tag{3.28}$$

Ebből integrálás után:

$$u = -(\Delta p/2\mu l)y^2 + C, \tag{3.29}$$

ahol u a fluidumrészecske középvonalától y távolságban levő felületen mérhető sebesség. — A C konstans meghatározása érdekében legyen $y = d/2$, ahol $u = 0$; ekkor:

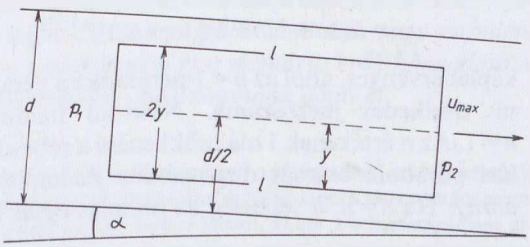
$$C = (\Delta p/8\mu l)d^2. \tag{3.30}$$

Behelyettesítve a (3.29) egyenletbe:

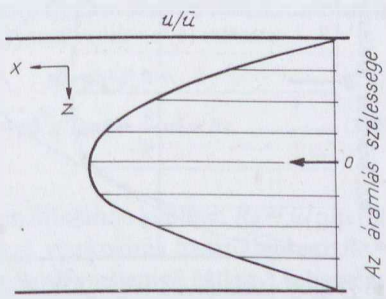
$$u = (d^2 - 4y^2)(\Delta p/8\mu l), \tag{3.31}$$

ami az áramlásra keresztben *a sebesség parabolikus megoszlását* bizonyítja *(3.13 ábra)*. A maximális sebesség ui. a középvonalban mutatkozik, ahol $y = 0$:

$$u_{max} = d^2(\Delta p/8\mu l). \tag{3.32}$$

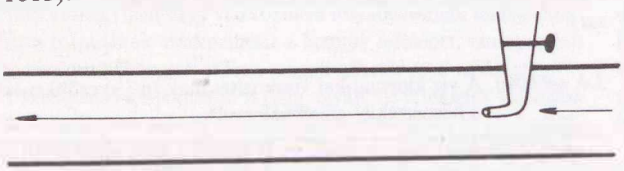


3.12 ábra. Vázlat a folyómedri viszkózus áramlás sebességszelvényének meghatározásához, GASIOREK—CARTER (1967) szerint



3.13 ábra. Folyómedri lamináris áramlás ideális sebességszelvénye felülnézetben

A folyásirányú síkmetszet parabolikus sebességeloszlásának csőben és nyílt mederben való áramlás esetén a cső-, ill. mederfallal párhuzamos lemezekben (lamellákban) való fluidumáramlás felel meg. A laminárisan áramló fluidumtest közepébe juttatott *festék útja (3.14 ábra)* mindaddig egyenes, megszakítatlan és gyakorlatilag állandó sebességű marad, míg az áramlás sebessége egy kritikus értéket át nem lép. A festékcsíknak megfelelő áramcső egyenes volta a szomszédos áramcsövek közti sebességgrádiens egyenletes megoszlásának kísérleti bizonyítéka (REYNOLDS 1883).



3.14 ábra. A megfestett áramfonal útja kis REYNOLDS-számú lamináris áramlásban

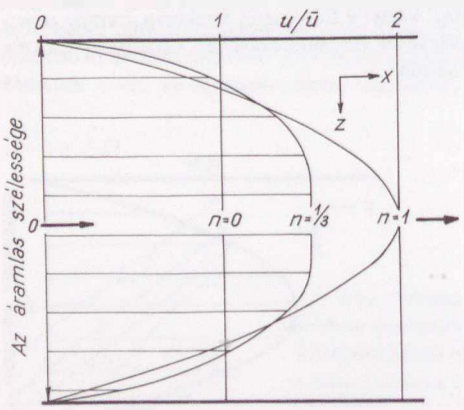
A határrétegek sebességeloszlásán alapul a newtoni és a nem-newtoni fluidumok számszerű megkülönböztetése is. Egy $2z$ szélességű csatornában folyó áramlás egy pontján mérhető u helyi sebességnek az áramlás határától z távolságban mérhető $\bar{u}$ átlagsebességgel való összefüggését ui. newtoni fluidumoknál a következő parabolikus képlet fejezi ki:

$$u = 2\bar{u}[1-(y/Y)^2]. \tag{3.33}$$

Nem-newtoni fluidumokra viszont az

$$u = \bar{u}(3n+1/n+1)[1-(y/Y)^{n+1/n}] \tag{3.34}$$

képlet érvényes, ahol az $n<1$ paraméter a nem-newtoni viselkedés mérőszáma. Newtoni fluidumoknál $n=1$. Az n értékének 1 alá csökkenése a sebességeloszlási parabola csúcsát dugószerűen letompítja *(3.15 ábra)*. Ha $n=u$, a sebesség az áramlás egész keresztmetszetében egyforma. A nem-newtoni fluidumok mozgása az efajta „dugók"-nak a szilárd felszínnel érintkező nyírási határréteg feletti siklásából áll. A természetben való elterjedtsége révén ez a mozgásforma számos üledéktani jelenség forrása (4.35., 4.36. fejezet). A lemezes nem-newtoni fluidumok határrétegein belüli sebességgrádiensek és feszültségek természetesen a lemezes newtoni fluidumokban megfigyelhetőknél sokkal nagyobbak.



3.15 ábra. Newtoni ($n=1$) és nem-newtoni ($n<1$) fluidumok áramlási sebességszelvényének összehasonlítása, LEEDER (1982) nyomán

A lemezes áramlás másik sajátsága, hogy a fluidum nyomása áramlásirányban lineárisan csökken. Ez nyilván a cső- (ill. meder-) fal menti határrétegben fellépő belső súrlódás okozta energiaveszteség következménye. Az r sugarú cső l hosszúságán $(p_2-p_1)l$, az r_0 sugarú és δl hosszúságú áramcsövecskében pedig $(-\mathrm{d}p/\mathrm{d}l)\delta l$ nyomásesés mutatkozik. A fentihez hasonló módon levezethető HAGEN—POISEUILLE-féle törvény szerint az I áramerősség (vagyis az r^2 keresztmetszetű, szűk csövön időegység alatt laminárisan áthaladó folyadék térfogata) a csőátmérő negyedik hatványával és a nyomáseséssel egyenes, a viszkozitással és a tekintetbe vehető áramhosszúsággal pedig fordított arányban van:

$$I = V/t = \frac{r^4\pi}{8\mu}(-\mathrm{d}p/\mathrm{d}l) = \frac{r^4\pi(p_2-p_1)}{8\mu l}. \tag{3.35}$$

Ez egyúttal azt is jelenti, hogy amíg az áramlás lamináris, az átáramló fluidum mennyiségét a fluidum sűrűsége és a cső-, ill. csatornafal érdessége nem befolyásolja. Természetes viszonyok között azonban, a medri súrlódás (amit részint a mederfelszín szemcsésége, részint annak nagyformái okoznak) jelentős hatással van mind az áramlás menetére, mind az üledékszállítás módjára. Ennek figyelembevételével a csatornákban és csövekben mozgó fluidumok hidraulikailag fontos átlagos áramlási paraméterei a következőképpen határozhatók meg:

1. Egy d átmérőjű cső két l távolságban levő pontja közötti h nyomáskülönbséget a DARCY—WEISBACH-féle képlet adja:

$$h = 4fl\bar{u}^2/2dg, \tag{3.36}$$

ahol $\bar{u}$ az átlagos áramlási sebesség, f a csőfal érdességével növekvő, a REYNOLDS-számok emelkedésével pedig csökkenő súrlódási együttható, amit kísérletileg kell megállapítani.

2. Egy α szöggel lejtő, l hosszúságú és R átlagos mélységű nyílt csatornában haladó, ρ sűrűségű, egyenletes és egységes vízáramnak a meder egységnyi területére ható lejtő menti nyírási (vonszolási) komponense a DU BOYS-féle képlet szerint *(3.16 ábra)*:

$$\tau_0 = \rho g R \sin\alpha. \tag{3.37}$$

3. A DU BOYS és a DARCY—WEISBACH-féle képlet összehangolása után

$$\tau_0 = f\rho\bar{u}^2/8, \tag{3.38}$$

és ebből az átlagsebesség:

$$\bar{u} = \sqrt{8g/f}\cdot\sqrt{R\sin\alpha}, \tag{3.39}$$

ill. általánosabban:

$$\bar{u} = C(RS)^{1/2}. \tag{3.40}$$

A (3.39) és (3.40) az ún. CHÉZY-képlet, amelyben a $\sqrt{8g/f} = C$ mennyiség a CHÉZY-féle koefficiens; R a hidraulikus sugár (vagyis a meder keresztmetszetének a kerület nedvesített részével alkotott hányadosa) megközelítőleg a széles természetes csatornák átlagos mélysége; $\sin\alpha = S$ pedig a csatorna lejtésének (az energia-grádiensnek) a kifejezése.

4. A nyílt csatornában való átlagsebesség meghatározására szolgáló MANNING-féle képlet ugyancsak az R hidraulikus sugárból és az S mederlejtésből indul ki, de ezeket a MANNING-féle érdességi együtthatóval (n) hozza kapcsolatba. Eszerint:

$$\bar{u} = (1{,}49R^{2/3}S^{1/2}):n. \tag{3.41}$$

Mivel a két képlet azonos mennyiség kétféle kifejezése, a CHÉZY-féle koefficiens a MANNING-féle érdességi együttható és a hidraulikus sugár függvénye:

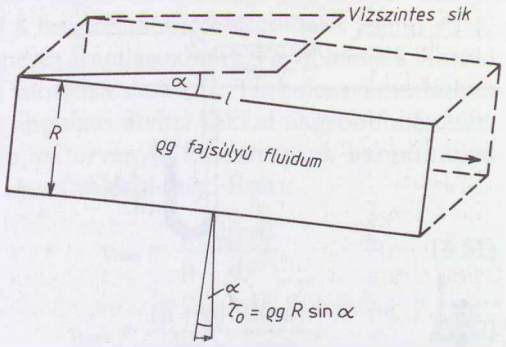
$$C = 1{,}49/nR^{1/6}. \tag{3.42}$$

A hidraulikus sugár és a csatorna lejtése a természetben is könnyen mérhető. Az n érdességi együttható pedig ismert érdességű csatornákkal való összehasonlítás útján becsülhető. Értéke igen érdes medrek esetén 0,01—0,06 között van.

A vízfolyásnak a fluidum egységnyi mederfelületére ható teljesítményét BAGNOLD (1963, 1966) szerint az átlagsebesség és a határfelületi nyírófeszültség szorzata fejezi ki MT^{-3} egységekben:

$$\omega = \bar{u}\tau_0. \tag{3.43}$$

A csatorna hosszegységnyi részén az aktív Ω teljesítménykészlet az



3.16 ábra. Vázlat a nyílt csatornában haladó fluidumáramlás mederfenéki vonszoló feszültségének meghatározásához

S gravitációs lejtőn lefelé haladó fluidum helyzeti energiájának időarányosan mozgási energiává alakuló része. Ezért:

$$\Omega = \rho g Q S, \tag{3.44}$$

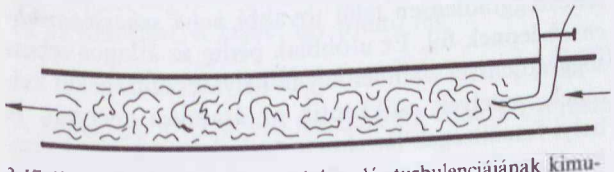
ahol Q a vízfolyás időegységre eső teljes hozama. Az egységnyi mederterület feletti fluidumoszlopra ható ω átlagos teljesítménykészlet így a τ (3.37) szerinti definíciójának felhasználásával

$$\omega = \Omega/\text{folyásszélesség} = \frac{\rho g Q S}{\text{folyásszélesség}} = \rho g d S \bar{u} = \tau\bar{u}. \tag{3.45}$$

Az aktív folyási teljesítménynek az üledékszállítás elméletében van nagy jelentősége (3.47. fejezet).

3.28 A TURBULENS ÁRAMLÁS. A REYNOLDS-FÉLE SZÁM

REYNOLDS (1883) mutatta ki elsőként *(3.17 ábra)*, hogy a csőben áramló fluidum sebességének egy kritikus érték fölé emelésekor a víztestbe juttatott festék korábbi egyenes és folytonos nyomvonala pillanatról pillanatra változó módon eltorzul, és szaggatottá válik. A nyomvonal örvényei jelezte másodlagos fluidummozgás gyakran szembefordul az áramlás főirányával. Ezért a turbulens áramlás folyásirányú nyomás- és energiavesztesége *(3.18 ábra)* sokkal nagyobb, mint a lamináris áramlásé. Az utóbbi a $\Delta p = k_1 u$ lineáris függvénnyel, a turbulens áramlásé pedig a $\Delta p = k_2 u^n$ hatványfüggvénnyel jellemezhető, ahol u az áramlási sebesség, k_2 egy másik állandó; n értéke pedig 1,75 és 2,0 között változik. Míg a fluidum lamináris áramlásakor elvileg csak az annak deformációjával szembeni viszkózus ellenállás hat, a turbulens áramlást ezen kívül a mozgó fluidum egységeinek a gyorsulással szembeni tehetetlen ellenállása is befolyásolja. *Ezért a fluidumáramlás lamináris vagy turbulens voltát a tehetetlenségi és a viszkózus erők hányadosa, a* REYNOLDS*-szám (Re) nagysága dönti el.*



3.17 ábra. Nagy REYNOLDS-számú áramlás turbulenciájának kimutatása a fluidum megfestésével

Ha kocka alakú, μ viszkozitású, ρ sűrűségű, δ^2 keresztmetszetű, ill. δ élhosszúságú fluidumrészecske felső lapja u viszonylagos sebességgel mozog az alsó laphoz képest, akkor a sebességgrádiens ébresztette viszkózus erő nagyságát a nyírófeszültség és a keresztmetszet szorzata adja *(3.19 ábra)*:

$$F_v = \frac{\mu u \delta^2}{\delta} = \mu\delta u. \tag{3.46}$$

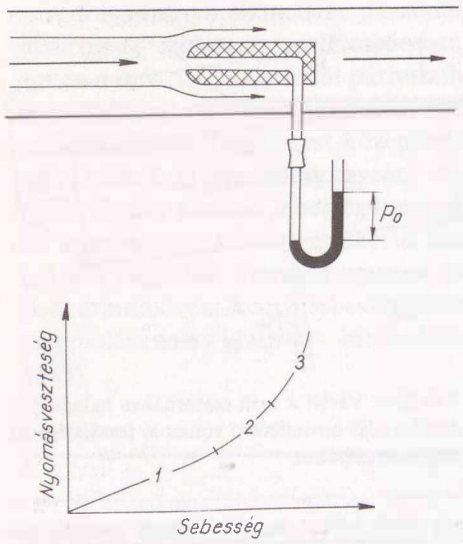
A részecske gyorsulásakor (vagy lassulásakor) fellépő tehetetlenségi erő a tömeg $(\rho\delta^3)$ és a gyorsulás $(u/t = u^2/\delta)$ szorzata:

$$F_t = \rho\delta^2 u^2. \tag{3.47}$$

Ebből:

$$F_t : F_v = \rho\delta^2 u^2/\mu u\delta = \frac{\rho}{\mu} u\delta = Re. \tag{3.48}$$

A REYNOLDS-szám általános képlete: $Re = \bar{u}l\rho/\mu$ (ill. a $\mu/\rho = \nu$ kinematikai viszkozitás használatával $Re = \bar{u}l/\nu$), ahol $\bar{u}$ az áramlás jellemző (átlag-) sebessége, l pedig az áramlásrendszer jellemző hosszúsága. Az l értéke különböző viszonyok között különbözőképpen értelmezendő. Csövekben való áramláskor a cső belső

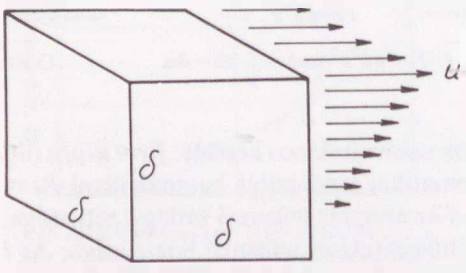


3.18 ábra. A csőben áramló fluidum nyomáscsökkenésének kimutatása PITOT-csővel (fent). A nyomáscsökkenés ugrásszerű növekedése a sebesség emelkedésével (lent), BUDÓ—PÓCZA (1965) nyomán

1. Lamináris, *2.* átmeneti, *3.* turbulens áramlás.

átmérőjét, folyómederben (általános elfogadottság nélkül) a szélességet, a mélységet vagy az áramlási mélység átlagát, szélcsatornában annak magasságát, az atmoszféra áramlásainál a határréteg-vastagságot, egy üledékszemcsére nézve pedig annak közepes átmérőjét jelenti. Leghelyesebb mindig olyan *Re*-értékeket számítani, amelyek a helyzetnek leginkább megfelelő hosszúságon (üledékszállítási vizsgálatoknál a közepes szemcseátmérőn, homokfodrok esetében az azok közötti távolságon, más esetekben a mélységen) alapulnak.

Ha a fluidumban a viszkózus erők uralkodnak, akkor a *Re*-szám kicsiny, és az áramlás lamináris. Ha viszont a tehetetlenségi erők dominálnak, mint az atmoszferikus vagy a folyami áramlásokban, akkor a *Re*-szám nagy, és turbulencia lép fel. A lamináris és a turbulens áramlást azonban a valóságban nem egyetlen szám, hanem egy *átmeneti öv* választja el. Nyílt csatornában a turbulenciába való átmenet kritikus *Re*-értéke 500 és 1500—2000 között, ALLEN (1970) szerint 10 000 közelében van. Az átmeneti övön belül csak olyan *helyi* turbulenciák jelentkeznek, amelyeket a mederfal érdessége és alakja vált ki. *Nagy Re-értékeknél azonban a turbulencia már általános.* Annak, hogy a lamináris áramlás nem korlátozódik a nagy viszkozitású fluidumokra, az az oka, hogy *a Re-szám értéke az áramlás négy paraméterétől függ.* Ezért a nagyon kis sűrűségű vagy igen kis sebességű áramlások *Re*-száma hasonló lehet. Ez okozza, hogy a levegőn át haladó nagyobb testek (pl. papírlapok) többnyire turbulensen, az igen kicsiny por- és füstrészecskék viszont laminárisan mozognak benne. *Helyesebb tehát nagyon viszkózus fluidum helyett nagyon viszkózus állapotról beszélni.* Az azonos *Re*-számú fluidumrendszereket *dinamikailag hasonló*aknak mondjuk.



3.19 ábra. Vázlat a REYNOLDS-féle szám levezetéséhez, GASIOREK—CARTER (1967) nyomán

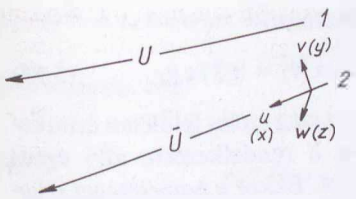
3.281 A turbulens áramlás fizikai jellemzői.

A turbulens fluidumáramlások szedimentológiai jelentősége azért nagy, mert a természetes üledékszállítás túlnyomó részét turbulens víz- és légáramok végzik.

A stacionárius lemezes áramlás minden pontjához csak egyetlen U sebességvektor tartozik. Az ugyanakkora erősségű stacionárius turbulens áramlást viszont az $\bar{U}$ közepes sebességvektor jellemzi, amelyhez az áram egy-egy pontján az x, y és z térkoordinátatengelyek irányában az u, v, w fluktuáló sebességek adódnak; ez utóbbiak összege elegendő hosszú idő alatt zérust tesz ki *(3.20 ábra)*. Elektromágneses sebességmérőkkel azt is ki lehet mutatni, hogy a turbulensen áramló fluidumnak a három derékszögű koordinátatengely (x, y, z) irányába eső u, v, w sebességei három különböző középérték ($\bar{u}$, $\bar{v}$, ill. $\bar{w}$) körül ingadoznak *(3.21 ábra)*:

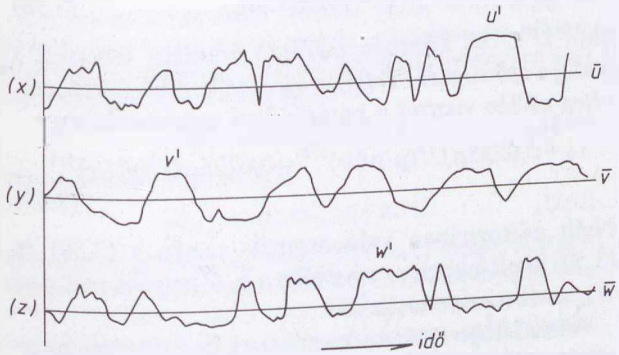
az áramlásirányú x tengely mentén: $u = \bar{u} + u'$
az xz síkra merőleges y tengelyen: $v = \bar{v} + v'$
az xy síkra merőleges z tengelyen: $w = \bar{w} + w'$.

A legtöbb üledéktanilag fontos nyíróáramlásban azonban $\bar{v}$ és $\bar{w}$ értéke az $\bar{u}$-éhoz képest rendesen kicsiny. A sebesség turbulensen fluktuáló összetevőinek értékei — amelyeket a gyakorlatban a komponensek standard deviációi (a négyzetes középértékek négyzetgyökei) fejeznek ki — elegendő hosszú idő alatt nullára csökkennek. Turbulens áramokban tehát — a véletlenszerű fluktuációk háromdimenziós voltából következően — a lamináris áramlásokat jellemző viszkózus sebességgrádiensen felül további *helyi sebességgrádiensek* lépnek föl. Ez utóbbiak pedig az átlagos sebességgrádienssel szemben olyan helyi feszültségeket keltenek, amelyek csökkentik az áramlási energiát. A helyi feszültségek létrehozta turbulens energia a viszkozitásnak a turbulens fluktuációra gyakorolt hatása folytán végül is szétszóródik. Ez a magyarázata a



3.20 ábra. Sebességvektorok *1.* stacionárius lemezes áramlásban, *2.* stacionárius turbulens áramlásban

$\bar{U}$: a folyásirányú átlagos sebességvektor; u, v és w: az $\bar{U}$ sebességvektorhoz hozzáadódó térbeli sebességingadozások átlagai.



3.21 ábra. A turbulensen áramló fluidum x, y és z irányú $\bar{u}$, $\bar{v}$, $\bar{w}$ sebességátlagai körüli u', v', w' sebesség-ingadozások időbeli menete, LEEDER (1982) nyomán

REYNOLDS-féle turbulens csőkísérletekben a lamináris áramlással szemben tapasztalt nagy energiaveszteségeknek. Más szavakkal: a turbulens áramlásnak a fokozott nyomáscsökkenésben megnyilvánuló energiaveszteségét a fluidum *látszólagos viszkozitásának* a réteges áramláskor mutatott *molekuláris viszkozitásával* szembeni megnövekedése idézi elő.

A $\rho\bar{u}'\bar{v}'$, $\rho\bar{u}'\bar{w}'$ és $\rho\bar{u}'^2$ alakban felírható, és REYNOLDS-féle feszültségeknek nevezett helyi feszültségek nagysága a pillanatnyi sebességfluktuációk nagyságától függ. Ezek mintegy hozzáadódni látszanak a fluidum molekuláris viszkozitása okozta feszültségekhez. Ha a lemezes áramlás nyírófeszültsége $\tau_{lem} = \mu(du/dy)$, akkor a turbulens áramlásé:

$$\tau_{turb} = (\mu + \eta)(d\bar{u}/dy), \tag{3.49}$$

ahol η az ún. *örvényviszkozitás*. Ez — a μ-vel ellentétben — az örvények méretétől és sebességkomponensétől függően változó, de a μ-nél általában több nagyságrenddel nagyobb mennyiség. Az xy síkban vizsgálva az áramlást, a képlet így írható fel:

$$\tau_{xy} = \mu(d\bar{u}/dy) - \rho\bar{u}'\bar{v}'. \tag{3.50}$$

A képletnek a viszkózus feszültségre vonatkozó része azonban elhanyagolható.

Mind a réteges, mind a turbulens áramlás nyírófeszültsége az impulzusnak a feszültség irányára merőleges irányba (vagyis az áramlás gyorsabban mozgó szintjeiből a lassúbbakba) való átvitelét jelenti *(3.22 ábra)*. Lemezes áramlásokban ezt a molekulák vibráló és haladó mozgása eszközli. Turbulens áramlásban viszont az impulzus-átvitel sokkal nagyobb mérettartományban, az örvénylő fluidumtestek harántirányú mozgásai révén valósul meg. Ezért:

$$\tau_{lem} = \frac{\mu}{\rho}\frac{d(\rho u)}{dy}, \tag{3.51}$$

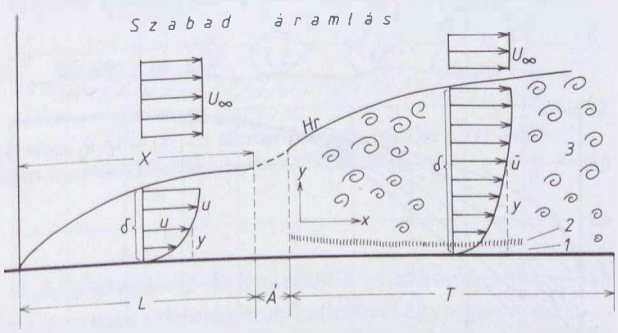
$$\tau_{turb} = \frac{(\mu+\eta)}{\rho}\frac{d(\rho\bar{u})}{dy}. \tag{3.52}$$

Ezen egyenletek szerint az impulzus megsemmisülésének sebessége az impulzus grádiensével arányos; az arányossági tényező pedig a kinematikai viszkozitás.

3.282 Egyenletes áramlások határrétegei.

(a) Ha egy U_∞ egyenletes sebességű stacionárius áramlás egy sima lemez fölött, azzal párhuzamosan halad előre *(3.22 ábra)*, akkor a lemezen kialakuló határréteg a folyás irányában vastagodni fog ugyan, de a lemez kezdőélétől bizonyos x távolságig lamináris marad. Az ilyen határrétegben a fluidum mozgása az áramvonalakat követi, s a szomszédos rétegek fluidumа csak molekuláris méretekben keveredik. A határfelülettől kifelé a sebesség nő, de bizonyos magasságtól kezdve — amely a határréteg felső határának tekinthető — a szabad áramlás U_∞ sebességértékén állandósul. A lemezes határréteget a mederfenék okozta viszkózus késleltetés alakítja ki. A fluidum egyes rétegei közötti nyírófeszültség-eloszlás a sebességeloszlás függvénye. A lemezes határréteget a súrlódási és a tehetetlenségi erők azonos nagyságrendje, a határrétegen kívüli szabad áramlást a tehetetlenségi erők túlsúlya jellemzi.

A *lemezes határréteg*nek az áramlásirányra merőle-



3.22 ábra. Egyenletes fluidumáramba merített sík lemez fölötti határréteg kifejlődése és szerkezete ALLEN (1970) nyomán

Hr: A határréteg felszíne. — *x*: Az *L* lemezes határrétegnek a *T* turbulens határrétegbe való *Á* átmenetéhez szükséges kritikus távolság. — *δ*: A határréteg teljes vastagsága. — *u*: A lemezes áramlás határa fölött *y* távolságban mért áramlási sebesség. — *ū*: A turbulens áramlás határa fölött *y* távolságban mért áramlási középsebesség. — U_∞: A határréteg fölötti szabad áramlás sebessége.

1. A turbulens határréteg „viszkózus alréteg"-e. — *2.* A turbulens határréteg közbülső alrétege. — *3.* A teljesen turbulens „külső alréteg".

ges sebességszelvényét ALLEN (1970) szerint a következő hatványfüggvény határozza meg:

$$u/U_\infty = 3/2(y/\delta) - 1/2(y/\delta)^3, \qquad (3.53)$$

ahol u a lemez fölött y távolságban, az x folyásiránnyal párhuzamosan mért sebesség, δ a határréteg teljes vastagsága, U_∞ a szabad áramlás sebessége, és $y < \delta$. Ha $y = \delta$, akkor $u = U_\infty$. A határréteg teljes vastagságát ALLEN (1982) szerint a

$$\delta = 5{,}64(x\mu/\rho U_\infty)^{1/2} = 5{,}64(x\nu/U_\infty)^{1/2} \qquad (3.54)$$

képlet fejezi ki, amelyben x a lemez kezdőélétől mért távolság. A (3.54) képlet szerint a lemezes határréteg sebességszelvénye megközelítőleg parabolikus. A réteg a kezdőéltől mért x távolság négyzetgyökével arányosan vastagszik, mert a lemez visszatartó hatása miatt a fluidum egyre nagyobb mennyisége lassul le. A lemezes határréteg határfelületi nyírófeszültsége:

$$\tau_0 = 0{,}332\rho U_\infty(\nu/U_\infty x)^{1/2}. \qquad (3.55)$$

(*b*) A lemezen mért x távolságon túl azonban a határrétegen belüli tehetetlenségi erők annyira megnőnek a viszkózus erőkhöz képest, hogy — 1×10^5 REYNOLDS-szám mellett — a határréteg instabilissá és egy átmeneti szakasz után turbulenssé válik *(3.22 ábra)*. A turbulens határréteg általában vastagabb, mint a lemezes volt. A lemezes határréteg felső felülete (a sebességnövekedés fokozatossága miatt) eléggé életlen. Ezzel szemben a turbulens határrétegnek a szabad áramlás felé eső határa jóval határozottabb.

A *turbulens határréteg* átlagos sebességszelvényét ALLEN (1970) szerint a PRANDTL-féle „egyheted hatványfüggvény" fejezi ki:

$$\bar{u}/U_\infty = (y/\delta)^{1/7}, \text{ (ha } y \leqq \delta), \qquad (3.56)$$

ahol δ a mért sebességszelvény határrétegének a vastagsága. Ez utóbbi vastagodása pedig (ALLEN 1982) a következő képlettel számítható:

$$\delta = 0{,}37x(U_\infty x/\nu) = 0{,}37xRe. \qquad (3.57)$$

Ha a lemez és a fluidum elég széles felületen érintkezik, akkor a határréteg a rendelkezésre álló egész áramlásmezőre kiterjedhet. *Ekkor a határréteget teljesen kifejlődöttnek mondjuk.* A csövekben, csatornákban és természetes felszíneken végbemenő áramlások általában teljesen kifejlődött határrétegűek. *Csőben* haladó, teljesen kifejlődött *lamináris* áramlás esetén a csőfalon ható nyírófeszültség:

$$\tau_0 = 3/2\mu(U/r), \qquad (3.58)$$

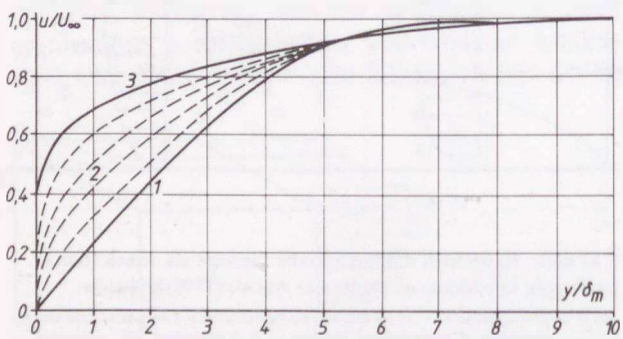
ahol U a cső közepén mérhető áramlási sebesség, r pedig a cső sugara. *Teljesen kifejlődött turbulens határréteg esetén* viszont a határfelületi nyírófeszültség:

$$\tau_0 = 0{,}0225\rho U^2(\mu/\rho Ur)^{1/4} = 0{,}0225\rho U^2(\nu/Ur)^{1/4}. \qquad (3.59)$$

Nyílt csatornában való áramlás esetén a (3.58) és (3.59) képletekben az r helyébe a δ, U helyébe pedig az U_∞ értéke helyettesítendő.

A kezdetben lemezes áramlásnak az x távolság megtétele után instabilissá, majd örvénylővé lett áramlástól való különbözőségét jól szemlélteti a kísérletileg nyert u/U_∞ sebességhányadosnak az y/δ_m aránytól való függését feltüntető görbesor *(3.23 ábra)*, ahol δ_m a határréteg momentumváltozásának megfelelő vastagság. A lemezes áramlás vonalának görbülete ui. a cső-, ill. mederfal közelében a legkisebb, s az áramlás külső részében a legnagyobb; a du/dy sebességgrádiens és a nyírófeszültség pedig a cső-, ill. mederfal menti keskeny zónában a legnagyobb. A fal menti sebességgrádiens és nyírófeszültség nagyságrendekkel nagyobb, mint a lamináris áramlásban volt. *A két áramlásfajta között tehát az impulzus-átvitel módja tekintetében lényeges különbség van.*

A sebességeloszlásnak a *3.23 ábrán* látható módja alapján *a turbulens határréteget több alrétegre szokás osztani*, amelyek mindegyikét többé-kevésbé egyetlen sebességszelvény jellemzi (lásd *3.22 ábra*). Ezen alrétegek a határréteg átlagos $\bar{u}$ sebessége és az u_* nyírósebesség hányadosa (u/u_*), vagy — mivel u az y függvénye — a faltól való yu_*/ν dimenzió nélküli távolság segítségével különíthetők el egymástól.



3.23 ábra. Az u/U_∞ sebességhányados és az y/δ_m vastagsághányados függvényvonalának változása a lemezes határréteg turbulensbe való átmenetében, DHAWAN—NARASHIMA (1958) nyomán

1. Lemezes, *2.* átmeneti, *3.* turbulens áramlás.

1. Kísérleti megfigyelések szerint a szilárd mederrel közvetlenül érintkező, legalsó, az egész határréteghez képest igen vékony (a klasszikus tanulmányokból öröklött megnevezéssel), *„viszkózus"*-nak vagy *„lemezes"*-nek nevezett *alrétegben* turbulenciafelhő nincs, csupán egyes kisebb spirális örvények haladnak az áramlás tengelyével párhuzamosan. Ezért sebességszelvénye gyakorlatilag lineáris; nyírófeszültsége tehát: $\tau_0 = \mu(du/dy)$. PRANDTL (1904) és KÁRMÁN (1911) levezetései alapján ismeretes, hogy a sebesség LT^{-1} dimenziójával rendelkező u_* nyírósebesség a határfelületi nyírófeszültség és a fluidumsűrűség hányadosának négyzetgyöke: $u_* =$

$=(\tau_0/\rho)^{1/2}$. A τ_0 értékének behelyettesítésével:

$$u_* = (\nu \mathrm{d}u/\mathrm{d}y)^{1/2}. \tag{3.60}$$

Ebből integrálás után:

$$u/u_* = u_* y/\nu = Re_{(\text{nyírási})}, \tag{3.61}$$

vagyis

$$u_* = Re_{(\text{nyírási})}/u. \tag{3.62}$$

Ez az egyenlőség azonban csak 0 és kb. 10 közötti nyírási *Re*-számok esetén érvényes. Ezért a viszkózus alréteg a turbulens áramlás felgyorsulásakor és/vagy viszkozitásának csökkenésével vékonyodik. Kísérletek tanúsága szerint a *viszkózus alréteg* vastagsága a kinematikai viszkozitással egyenesen, a nyírósebességgel pedig fordítva arányos:

$$\delta = 11{,}5\nu/u_*. \tag{3.63}$$

2. A lemezes alréteg fölötti *„közbülső alréteg"*-et (10 és kb. 50 nyírási *Re*-szám között) már logaritmikus sebességeloszlás jellemzi. Ennek értékei a KÁRMÁN—PRANDTL-féle elmélet értelmében sima határ fölötti turbulens áramlás esetén az

$$u/u_* = A \log_{10}(yu_*/\nu) + B, \tag{3.64}$$

érdes határfelület esetén pedig az

$$u/u_* = A \log_{10}(\delta u_*/\nu) + B - C \tag{3.65}$$

képlettel határozhatók meg (TELEKI 1972). Az itt szereplő A, B és C állandók értékét különböző szerzők különbözőképpen adják meg (A: 5,75—5,85; B: 4,1—5,5; C: 2,0). A turbulencia-termelődés mértéke itt a legnagyobb, bár a viszkózus és a turbulens feszültségek még összemérhetők.

3. A közbülső alréteg feletti széles *logaritmikus öv* sebességszelvénye *más* logaritmikus függvény szerint alakul. A határréteg legkülső és eléggé meg nem határozott részét gyakran *sodrási régió* néven különítik el. Az erre alkalmazható sodrási egyenlet elméletileg

$$U_\infty - u/u_* = A \log_{10}(y/\delta) + C \tag{3.66}$$

lenne, ahol δ a határréteg vastagsága, U_∞ a szabad áramlás sebessége, $U_\infty - u/u_*$ pedig a sebességhiány jelzése. A gyakorlat azonban azt mutatja, hogy a bonyolult áramlási viszonyok csak több képlettel fejezhetők ki, mert az állandók értékét az y/δ érték is befolyásolja. ALLEN (1982) szerint a gyakorlatban leginkább bevált képletek:

$$U_\infty - u/u_* = -5{,}6 \log(y/\delta) + 2{,}5, \quad (\text{ha } y/\delta \leq 0{,}15), \tag{3.67}$$

$$U_\infty - u/u_* = -8{,}6 \log(y/\delta), \quad (\text{ha } y/\delta > 0{,}15). \tag{3.68}$$

A turbulens áramlás átlagos sebességszelvénye sima határ fölött ALLEN (1970) szerint az

$$u/u_* = 5{,}5 + 5{,}75 \log_{10}(yu_*/\nu) \tag{3.69}$$

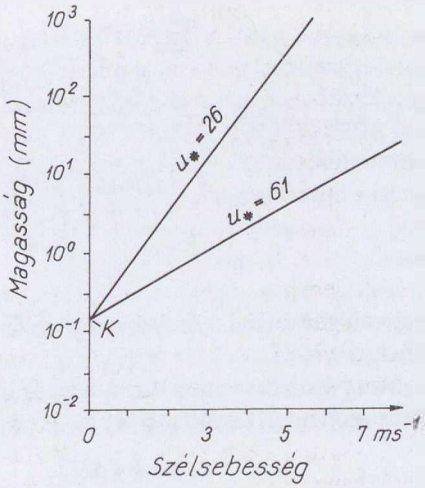
képlettel, érdes határ fölött pedig az

$$u/u_* = 8{,}48 + 5{,}75 \log_{10}(y/d) \tag{3.70}$$

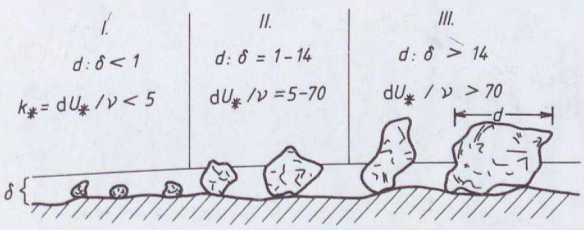
képlettel számítható, ahol d a meder *érdességi elemei*nek (homokszemcsék, kavicsok, üregek stb.) jellemző átmérője.

Az áramlás viszkózus alrétege fölötti sebességeknek a meder fölötti magasság logaritmusa szerinti alakulását feltüntető vonalak *(3.24 ábra)* az y tengelyt a meder- (vagy föld-)felszín fölötti K magasságban metszik. A K pont feltehetően annak a magasságnak felel meg, ameddig a sebesség/magasság aránya lineárisan változik. Durva homokszemcsékből álló érdes felület fölötti áramlásoknál a sebességgörbének az y tengellyel való metsződése a sebesség növekedésével nem változik. Ha az érdes felület elmozdíthatatlan, akkor a különböző sebességgörbék K kiindulópontjának a magassága megközelítőleg az érdességi elem átmérőjének 1/30-adával egyenlő.

NIKURADSE (1933) nyomán azokat a mederfelületeket, ill. áramlásokat nevezzük *simá*nak, amelyek üledékes szemcsékből álló, kicsiny érdességi elemei teljes egészükben a „viszkózus alréteg"-en belül maradnak. Amelyek érdességi elemei túlnyúlnak ezen alrétegen, *érdes*nek, a kettő között lévők *átmenet*inek minősülnek. E NIKURADSE-féle áramlásfajták vagy a d/δ hányados, vagy a *Re*-számok mintájára alkotott érdességi mutató ($k_* = u_* d/\nu$) nagysága alapján különböztethetők meg egymástól *(3.25 ábra)*, ahol d az „érdességi elem" átmérője, δ pedig a „viszkózus alréteg" vastagsága.

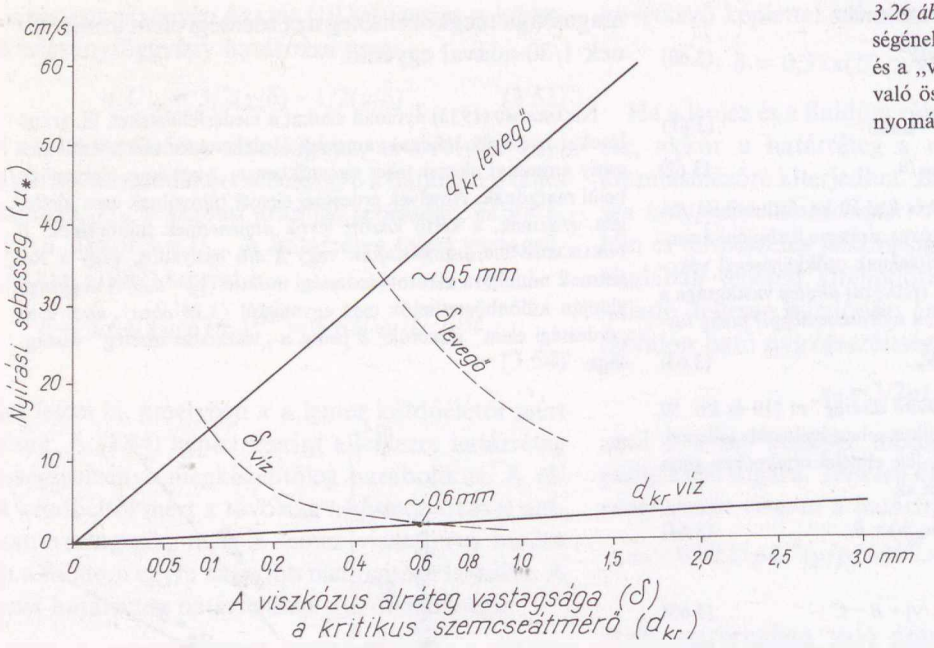


3.24 ábra. Két légáram átlagsebességének a talaj fölötti magasságtól való függése, logaritmikus léptékű y-tengely esetén, BAGNOLD (1954b) nyomán



3.25 ábra. A sima *(I)*, az átmeneti *(II)* és az érdes *(III)* határfelület közötti különbség, LEEDER (1982) nyomán

A *3.26 ábra* a víz- és légáramok „viszkózus alréteg"-ének a nyírási sebesség emelkedésével együttjáró vékonyodását mutatja. Egyúttal pedig azokat a kritikus szemcseátmérőket is föltünteti, amelyek a megfelelő nyírási sebesség elérésekor mozogni kezdenek. Látható, hogy a víz áramlási határának simasága teljesen megszűnik, ha minden 0,6 mm feletti átmérőjű szemcse mozgásba jön. Levegőben ugyanez a ~0,5 mm szemcseátmérő megmozgatásához szükséges, jóval



3.26 ábra. A víz és a levegő nyírási sebességének (u_*) a kritikus szemcseátmérővel és a „viszkózus alréteg" vastagságával való összefüggése, CARSON (1971) nyomán

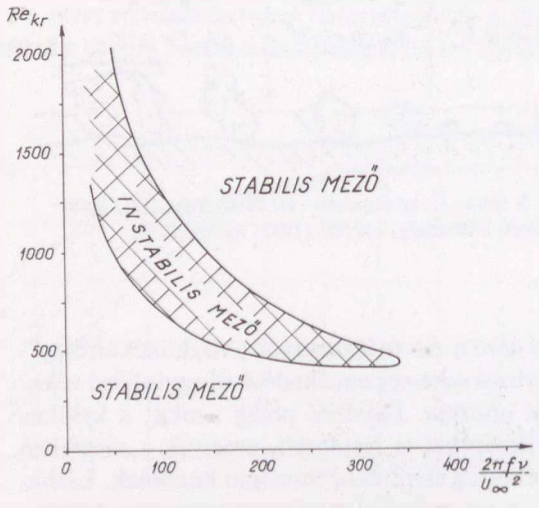
nagyobb áramlási nyírósebesség mellett következik be (CARSON 1971).

Mind lemezes, mind turbulens áramlásra használható négyzetes feszültség-képletek (ALLEN 1982):

$$\tau_0 = 1/8 f \rho U_m^2, \tag{3.71}$$

$$u_*/U_m = \sqrt{1/8 f}, \tag{3.72}$$

ahol f a DARCY—WEISBACH-féle súrlódási együttható, U_m pedig a határréteg feletti átlagos helyi áramlási sebesség. Az f értéke bizonyos körülmények között számítható is; nem sima aljzatú turbulens áramlások esetén pedig tapasztalati diagramokról (pl. COULSON—RICHARDSON 1965) olvasható le.



3.27 ábra. A lemezes határréteg instabilissá válása a kritikus REYNOLDS-számok és a kicsiny áramlási zavargások paramétereinek függvényében, ROSS *et al.* (1970) nyomán

3.283 A lemezes és a turbulens áramlás közötti átmenet üledéktani jelentősége abban van, hogy a turbulencia kifejlődését számos olyan üledékjegy kialakulása kíséri, amelyek képződési feltételeinek ismerete a környezeti viszonyok megállapítását előmozdíthatja. Az átmenet körülményei részint matematikailag, részint kísérletileg állapíthatók meg.

A kérdés matematikai analízisének lehetőségei azonban korlátozottak. Megbízható eredményt csak olyan határrétegek esetében hoztak, amelyekről eleve azt feltételezték, hogy párhuzamos, összenyomhatatlan, egyfázisú, xy síkbeli áramlásukra csak kicsiny kétdimenziós zavargások tevődnek reá. Az ilyen határréteg instabilissá válásának megállapítása a következő alapegyenletek megoldása útján lehetséges:

a) *a kontinuitási egyenlet*:

$$\partial u'/\partial x + \partial v'/\partial y = 0, \tag{3.73}$$

b) *a fluidummozgás* NAVIER—STOKES-*féle egyenleteinek* a zavargási sebességek végösszegeinek és szorzatainak, valamint differenciál-együtthatóinak mellőzése útján *linearizált alakja*:

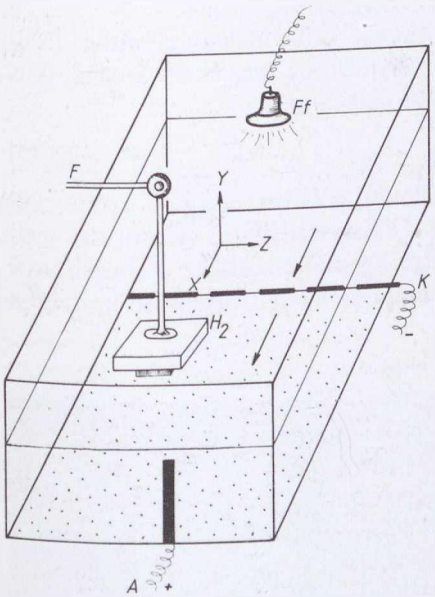
$$\partial u'/\partial t + U(\partial u'/\partial x) + v'(\partial U/\partial y) + 1/\rho(\partial p/\partial x) - \nu[\partial^2 u'/\partial x^2 + \partial^2 u'/\partial y^2] = 0, \tag{3.74}$$

$$\partial v'/\partial t + U(\partial v'/\partial x) + 1/\rho(\partial p/\partial x) - \nu[\partial^2 v'/\partial x^2 + \partial^2 v'/\partial y^2] = 0, \tag{3.75}$$

ahol U a határréteg felett x irányban mért helyi sebesség, u' és v' az x, ill. y iránybeli fluktuáló sebesség pillanatnyi összetevője, ρ a fluidum sűrűsége, ν a kinematikai viszkozitás, p pedig a zavargás keltette nyomás. Ezen egyenletek megoldása a mozgási instabilitás beköszöntését jelző kritikus REYNOLDS-számokat 420 és kb. 500 között rögzíti (ALLEN 1982). (A REYNOLDS-szám ezen alakja $Re_\delta = U_\infty \delta_*/\nu$, ahol U_∞ a határrétegen kívüli sebesség, δ_* a határréteg

elmozdulásának vastagsága, v pedig a kinematikai viszkozitás.) A kritikusnál nagyobb REYNOLDS-számok és a $2\pi fv/U_\infty^2$ dimenzió nélküli paraméter (amelyben f a zavargás rezgésszáma) diagramba állításával nyerhető kétágú görbe határozza meg a rezgésszámoknak és hullámhosszaknak azt a mezejét, amelyen belül az áramlás instabilis *(3.27 ábra)*. Figyelemre méltó, hogy a REYNOLDS-számok növekedésével az áramlás egyre nagyobb hullámhosszúságú zavargásokra válik instabilissá.

A laminárisból turbulensbe való átmenet folyamán gyorsan kifejlődő háromdimenziós jelenségek matematikai modellezése idáig kevés eredménnyel járt.

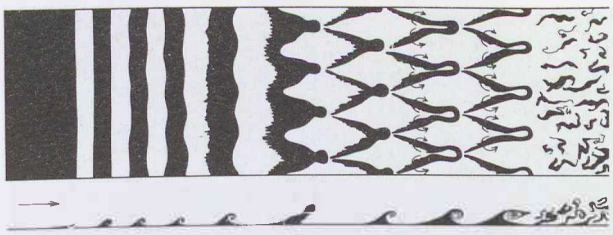


3.28 ábra. A turbulens áramlás láthatóvá tételére szolgáló elektrolitikus csatorna elvi vázlata

K: Szaggatott szigetelésű katód. — *A:* Anód. — H_2: Hidrogénbuborékok. — *Ff:* Fényforrás. — *F:* Filmfelvevő gép. — *Pontok:* finom homok a készülék talpán.

Ezért inkább a *kísérletezés* került előtérbe, melynek során az átmeneti övbeli fluidummozgás láthatóvá tételének technikája PRANDTL 1933. évi próbálkozásai óta (3.282. fejezetrész) rendkívül kifinomodott. Ennek egyik, mennyiségi elemzést is lehetővé tevő formája a víz idő- és térbelileg szabályozott elektrolízisével előállított és sötét háttér előtt megvilágított H_2-buboréksorok helyzetének szabályos időközökben történő gyorsfényképezése *(3.28 ábra)*. A szaggatottan szigetelt és automatikus áramszaggatóval is ellátott katódot változtatható magasságban, a csatornafenék közelében, az áramlásra keresztben, az anódot ettől kissé lentebb, a fenékre merőlegesen helyezik el. (Gázok áramlását viszont „forródrótos szélmérő" vagy falnyomás-mérés útján analizálják.)

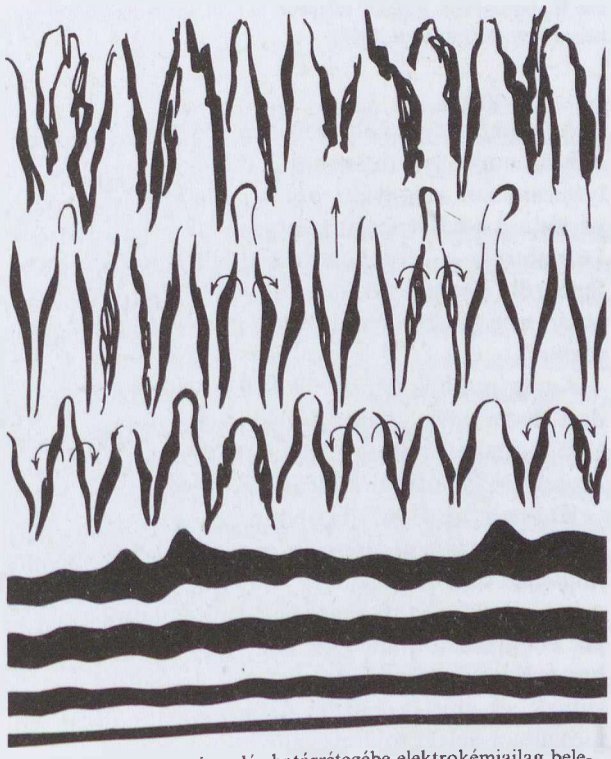
A vizualizációs kísérletek azt bizonyítják, hogy a turbulens áramlás „viszkózus alréteg"-ének egyenletes



3.29 ábra. A lemezes áramlás határrétegébe juttatott folytonos füstréteg feldarabolódása az áramlás turbulenssé alakulása közben

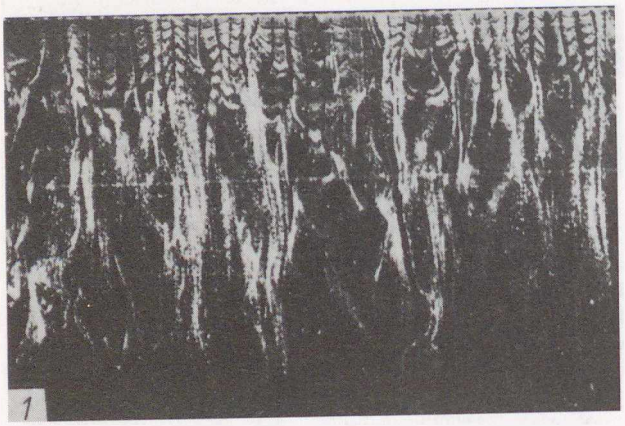
Vázlat BROWN (1959) nyomán, felül-, ill. oldalnézetben.

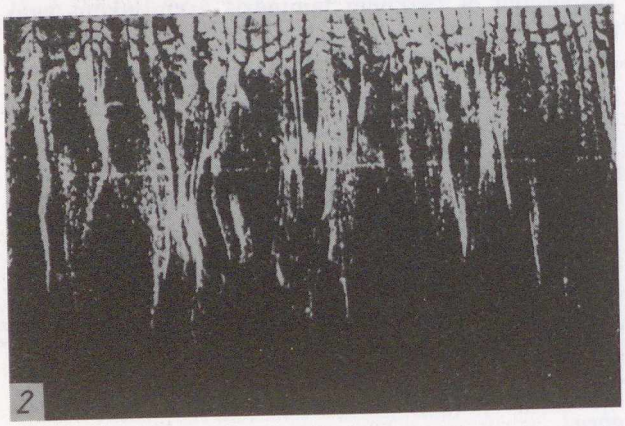
vastagságú és csaknem lamináris áramlásként való felfogása nem tartható fenn. Az alrétegen belüli sebességingadozásokat ui. FAGE és TOWNEND már 1932-ben kimutatta, bár azok csak 1951-től kezdve nyertek széles körű elismerést (LAUFER 1951; KLEBANOFF 1955; stb.). CLAUSER (1956) szerint a „viszkózus alréteg" az áramlás külső régióinak hatására folytonosan a „kritikus stabilitás" állapotában van, ami *az alréteg növekedésének és megszűnésének váltakozását* jelenti. A ciklicitást bizonyítja BROWNnak (1959, 1965) egy egyenletes szélességű füstréteg bizonyos távolság utáni, áramlásirányú feldarabolódásáról és vékony turbulens foszlányokká alakulásáról közölt vázlata *(3.29 ábra)*.



3.30 ábra. A lemezes áramlás határrétegébe elektrokémiailag belejuttatott színes fluidumhengerek áramlás menti átalakulásának felülnézete az átmeneti övben

Vázlat HAMA *et al.* (1957) után.





3.31 ábra. A turbulens áramlás „viszkózus alréteg"-e csíkos szerkezetének felülnézete a kép felső szélével párhuzamosan gerjesztett H_2-buborékok alapján, mélyebb *(1)*, ill. kissé magasabb *(2)* helyzetben (KLINE *et al.* 1967)

A felülnézetben előbb folyásra merőleges, hullámos csíkok, majd ezek hosszanti feldarabolódása után folyásirányban megnyúlt, öblös és hajtűszerű formák periódusa a határréteg vastagságának néhányszorosa. Létrejöttük — az oldalnézetben látható módon — a fenékről fölemelkedő, de a folyásirányú tovahaladás során szét is oszló, kicsiny harántörvényekkel magyarázható.

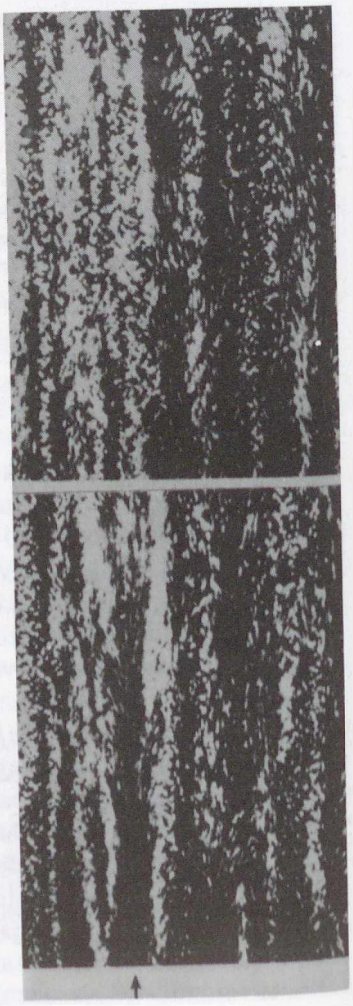
Az egymáshoz képest fél-hullámhossznyira eltolódott BROWN-féle „hajtűk"-kel szemben a HAMA *et al.* (1957) által előállított „villacsont"-sorok *(3.30 ábra)* fáziseltolódás nélkül követik egymást (ALLEN 1982).

KLINE *et al.* (1967) H_2-buborékos felvételén *(3.31 ábra)* a „viszkózus alréteg" áramlásirányban elnyúló, hullámos buborékcsíkjai az átlagosnál kisebb sebességeket jeleznek. E csíkokat olyan (sötét) mezők választják el egymástól, amelyek nagy folyásirányú *(u)* sebességei lefelé irányuló (negatív) *v* sebességekkel párosulnak, és ezért a kísérleti csatornafenék finom homokjában helyét folyton változtató, sávos elrendeződést hoznak létre *(3.32 ábra)*. A fenék fölött kissé magasabban képződő buborékok zavaros képe viszont *(3.33 ábra)* olyan, az átlagosnál kisebb *u* sebességekről tanúskodik, amelyek fölfelé irányuló (pozitív) *v* sebességekkel társulnak, és a turbulens határréteg logaritmikus részébe való átmenetet képviselik. A magasabb zónák nyugodt buborék-elrendeződését ellenben örvények okozta „lyukak" zavarják meg *(3.34 ábra)*. A „viszkózus alréteg" kis sebességű fluiduma tehát kváziciklikusan oszcillál: lassan előrehaladó része protuberanciaszerűen fölemelkedik *(3.35 ábra)*, s a határréteg külső részének alján véletlenszerű, tetején mégis szabályosan lüktető és erős turbulenciát okoz *(3.36 ábra)*; a felülről beléje hatoló, gyorsabb fluidum pedig folyton változó helyzetű sávokban sepri végig a vízfeneket (*3.31* és *3.32 ábra*).

A „viszkózus alréteg" csíkjainak λ_{cs} távolsága (hullámhossza), az u_* nyírási sebesség és a ν kinematikus viszkozitás közötti összefüggés:

$$\lambda_{cs} u_*/\nu \approx 100. \qquad (3.76)$$

Ezért, ha a ν állandó, a csíktávolság az u_* növekedésével csökken, a kis sebességű csíkok protuberanciájának mértéke pedig emelkedik. Az áramlásirányú *(u)* sebességek minimuma tehát egyenesen korrelál a

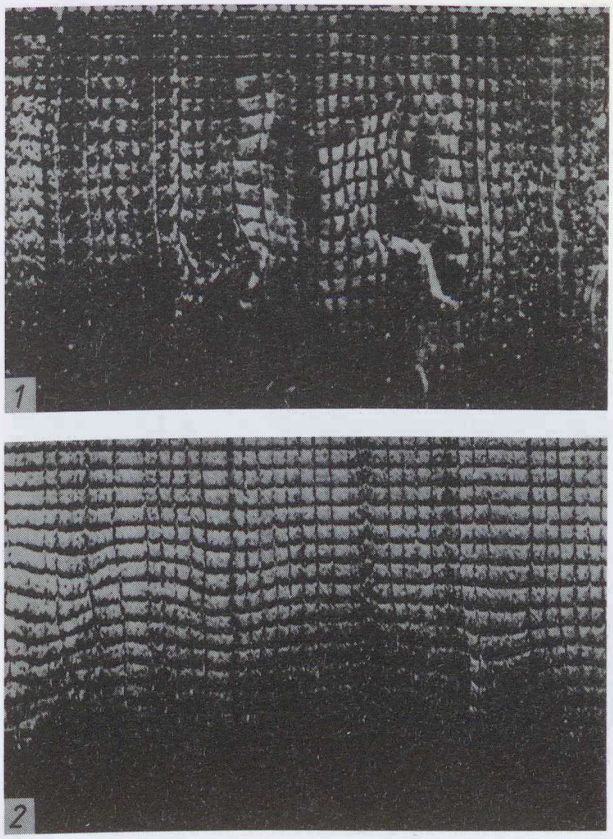


3.32 ábra. A turbulens áramlás „viszkózus alréteg"-e által a sima medert borító finom homoklepelben létrehozott, de helyzetüket állandóan változtató homoksávok (GRASS 1971)

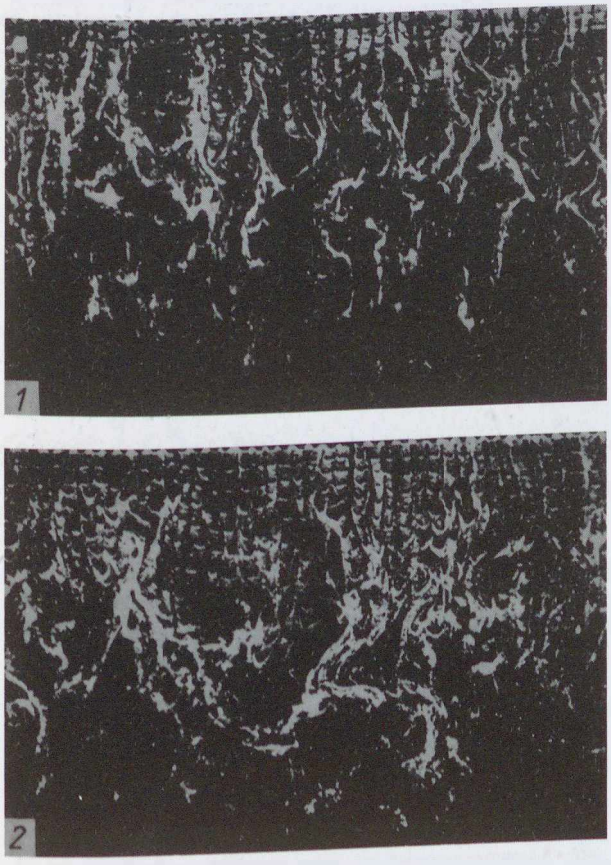
Az alsó kép a felsőnél 2/12 s-mal később készült. — A kísérleti csatorna szélessége 33 mm volt.

pozitív vertikális sebességek *(v)* helyeivel. Ezért a turbulens áramlások REYNOLDS-feszültségeinek kb. 70%-át föltehetően a momentum-hiányos folyadékvándorlással jellemzett protuberancia-fázisok okozzák. A „seprési fázisok" is növelik a REYNOLDS-feszültségeket, de ezek hatása főleg a mederfal közelében érvényesül (LEEDER 1982).

Ha a kísérleti csatorna fenekét *egy* szemcsényi vastagságban homok (2 mm), ill. kavics (9 mm) felragasztásával érdesítjük (GRASS 1971), és benne olyan állandó REYNOLDS-számú áramlásokat indítunk, amelyek sebessége nem éri el a laza szemcsék mozgási küszöbértékét, akkor az érdesség növelésekor a meder közeli nyírási feszültség átlaga is növekszik. Ugyanott az áramlás menti intenzitás nő, a vertikális intenzitás pedig csökken *(3.37 ábra)*. A fenék feletti *h* magasság és a *d* áramlási mélység hányadosának 0,2 fölé emelkedésekor azonban a turbulencia intenzitása függetlenné válik az érdességtől. Bizonyos magasság fölött tehát a turbulencia csak a határfelület távolságától és a nyírófeszültségtől függ, de független a nyírófeszültséget okozó tényezőktől. Az átlagos REYNOLDS-feszültségek



3.34 ábra. A turbulens határréteg külső övének nyugodt H_2-buborékszerkezetét *(2)* megzavaró, örvény keltette „lyukak" *(1)* (KLINE *et al.* 1967)

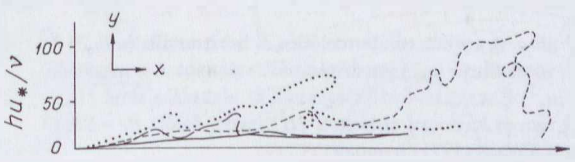


3.33 ábra. A turbulens áramlás logaritmikus részébe való átmenet zavaros szerkezetének H_2-buborékos felvétele mélyebb *(1)*, ill. kissé magasabb *(2)* helyzetben (KLINE *et al.* 1967)

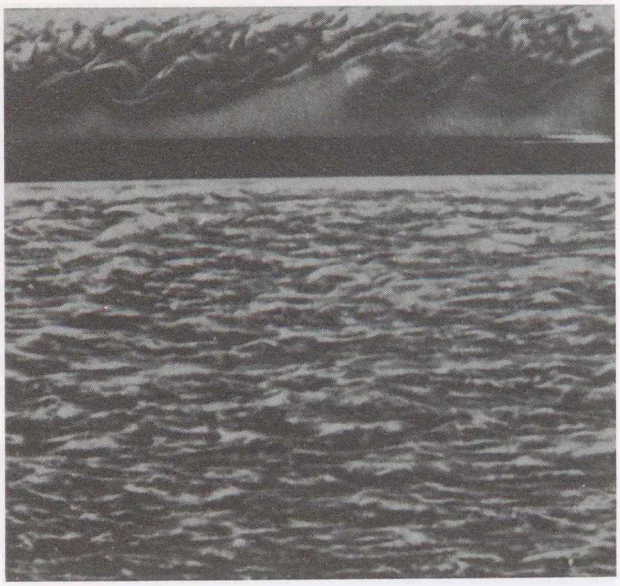
$(\overline{u'v'})$ a nyírási feszültségeloszlás középértékével lineárisan korrelálnak, az áramlás szabad felszínén pedig zéró felé tendálnak. A mederfal érdessége azonban növeli a REYNOLDS-feszültségeket.

Az érdességi elemek között rekedt fluidum vertikális fölemelkedése rendkívül erős. Ezért a viszkózus alréteg csíkos mintázata az érdes aljzatú áramlásokban nem olyan szembeötlő, mint a sima aljzatúakban. A „seprő" fluidumnak az érdes aljzaton bekövetkező lassulása ui. csökkenti az áramlásirányú turbulencia erősségét *(u)*, de megnöveli a vertikális turbulenciát *(v)*.

A turbulencia-keletkezés tehát (az áramlásra merőlegesen) egymással váltakozó, kis és nagy sebességű fluidumsávokat tartalmazó „viszkózus alréteg"-ből

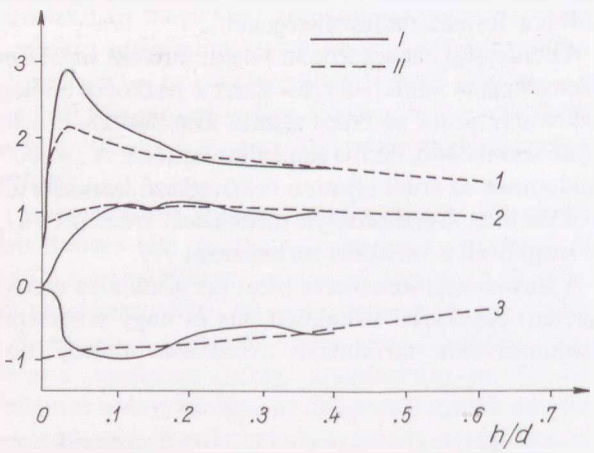


3.35 ábra. A turbulens áramlás egyetlen protuberanciájának egymásra rajzolt fejlődési fázisai (KLINE *et al.* 1967 nyomán)



3.36 ábra. Turbulens határréteg alumíniumporral láthatóvá tett örvényeinek oldalnézete (fent) és az ezek nyomán a határréteg felszínén támadt csíkos szerkezet felülnézete (lent) CANTWELL *et al.* (1978) nyomán

indul ki. A kis sebességű sávok ui. fölfelé, a nagy helyi nyírás birodalmába emelkednek. A „külső öv" alja nemcsak a „seprési fázis" nagy sebességű fluidumának származási helye, hanem a „robbanási ciklusok"-nak is elindítója. E „külső öv"-ben a „robbanás" megszűnésének helye közelében nagy örvények keletkeznek. Ezek pedig az egész övet áttörve, annak felszínét mintegy forrásba hozzák *(3.35 ábra)*.



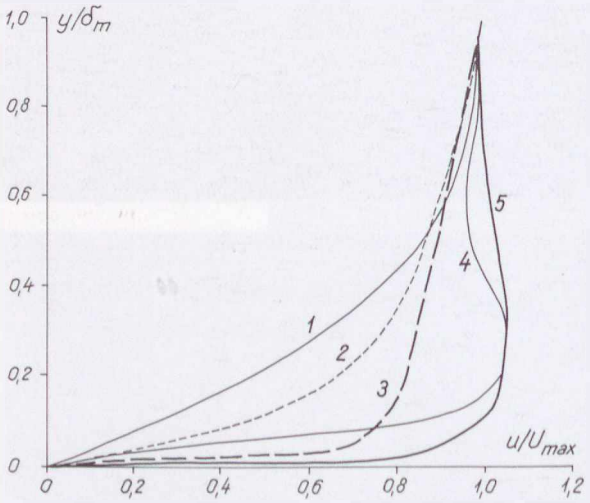
3.37 ábra. A turbulenciatermelődés *1.* horizontális (u'/u_*^2) és *2.* vertikális (v'/u_*^2) intenzitásának, valamint *3.* a megfelelő ($u'v'/u_*^2$) REYNOLDS-feszültségeknek az alakulása sima *(I)*, ill. 9 mm-es kaviccsal érdesített *(II)* meder fölött $Re = 6700$ esetén, GRASS (1971) nyomán

u_*: A fluidum nyírósebessége.

3.284 Oszcilláló áramlások határrétegei. Az efajta áramlásokat, amelyeknek a határrétegei is oszcillálnak, a *hullámzás* és az *árapály* hozza létre. Az oszcilláló, de lemezes határréteg vastagsága ALLEN (1982) szerint $(2\nu/\omega)^{1/2}$ nagyságrendű (itt $\omega = 2\pi/T$; T pedig a hullám periódusa). Turbulens határréteg esetén ezt az örvényviszkozitás módosítja. Érdes felület fölött a határréteg vastagodását LIU *et al.* (1966) és TELEKI—ANDERSON (1970) a sima felszínen egyébként azonos feltételek között haladó áramlásokénál sokkal nagyobbnak találták. TELEKI (1972) szerint a part menti hullámtörési öv közelében az oszcilláló határréteg vastagsága csökken, a parti lejtőn fölfelé haladva azonban nő. A határrétegen belüli pillanatnyi sebességszelvény a LAMB-féle (1932) képlettel számítható:

$$u = U_{max}\left(\sin t\omega - \exp\left[-y\left(\frac{2\nu}{\omega}\right)^{-1/2}\right]\cdot\right.$$
$$\left.\cdot\sin\left[t\omega - y\left(\frac{2\nu}{\omega}\right)^{-1/2}\right]\right), \qquad (3.77)$$

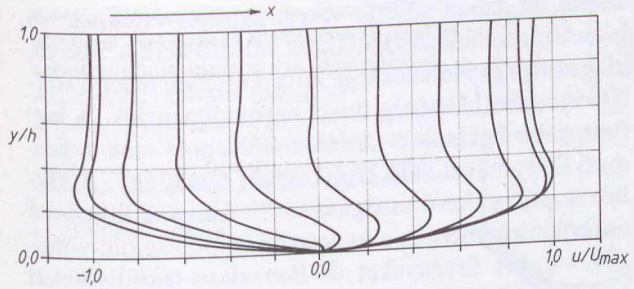
ahol U_{max} a sebességnek a határrétegen kívüli legnagyobb értéke, t az idő, $\omega = 2\pi/T$, y pedig az alulról fölfelé számított vertikális távolság. Az egyenletes és az oszcilláló áramlások sebességszelvényei közötti különbséget a *3.38 ábra* szemlélteti. A sík, sima lemez fölötti oszcilláló áramlás sebességszelvényének az oszcillációs periódus különböző intervallumaira eső vál-



3.38 ábra. Az egyenletes *(1–3)* és az oszcilláló *(4–5)* áramlás sebességszelvényei közötti különbség TELEKI (1972) szerint

1. Lemezes, *2.* üledékmentes turbulens, *3.* üledéktartalmú turbulens áramlás. — *4.* Lemezes, *5.* turbulens áramlás.

y/δ_m = A határréteg momentumváltozásának megfelelő vastagsághányados. — u/U_{max} = A határréteg, ill. a szabad áramlás legnagyobb sebességének hányadosa.



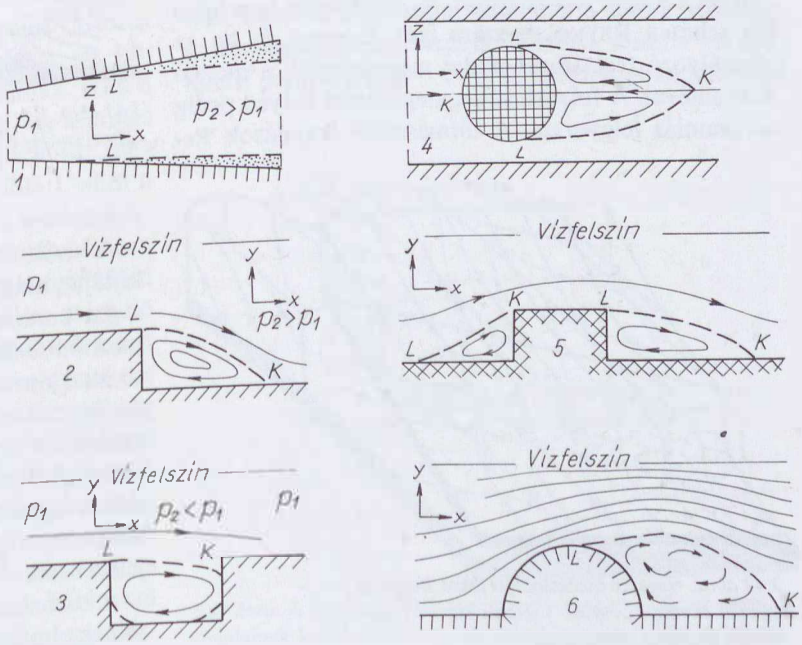
3.39 ábra. Lapos, sima, de saját síkjában oszcilláló lemezen egy egyébként csöndes fluidumban létrehozott határrétegnek a lemezhez viszonyított sebességszelvényei KNIGHT (1978) nyomán

x = Az áramlás iránya. — $\omega = 2\pi/T$. — ν = Kinematikai viszkozitás. — u/U_{max} = A pillanatnyi és a maximális sebesség aránya. — y = A határfelületre merőleges koordináta. — h = Az áramlás teljes mélysége.

tozásait a *3.39 ábra* mutatja. Az oszcilláló határrétegen belül a lamináris ból a turbulens áramlásba való átmenet számos és nehezen meghatározható feltétel függvénye. Az idevágó kísérletek sima határfelület esetén 400 körüli $U_{max}/(\nu\sigma)^{1/2}$ kritikus REYNOLDS-számot eredményeztek. Az érdes és homokfodros medrek szabálytalanságai azonban az átmenetet jelentősen befolyásolják. Az oszcilláló áramlás medri nyírófeszültségének maximuma mindig nagyobb, mint a megfelelő egyenletes áramlásban. A különbség főleg lamináris viszonyok között nagy, turbulencia esetén jóval kisebb. A DARCY—WEISBACH-*féle súrlódási együttható* értéke a REYNOLDS-szám és a meder érdessége szerint változik.

3.29 FOLYÁSLEVÁLÁS ÉS MÁSODLAGOS ÁRAMLÁSOK

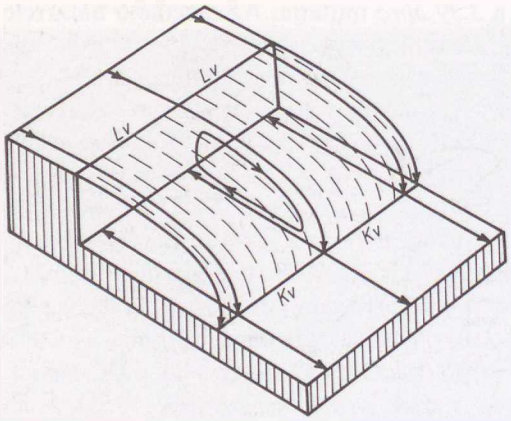
Folyásleválás (separation of flow: PRANDTL 1952) akkor keletkezik, ha egy akár newtoni, akár nemnewtoni fluidum megfelelő REYNOLDS-számú, lamináris vagy turbulens áramlása magas ellennyomású tartomány felé halad, vagy határainak alakjában (pl. a mederből kiálló kemény pad, a meder hirtelen kimélyülése vagy erős kanyarulata következtében) gyors változás következik be. Az akadályozott vagy szétterülő áramrész ui. hirtelen lelassul *(3.40 ábra)*, nyomása pedig a BERNOULLI-egyenlet értelmében *(3.6 ábra)* megnő. A kiterjedés helyén a folyásirányú nyomásgrádiens kétdimenziós áramlásokban $dp/dx > 0$, a nyomásirányú sebességgrádiens pedig $du/dx < 0$ lesz. A határréteg az áramvonalak konvergálásával jellemzett E leválási ponton elválik a meder felületétől és szabad nyíróréteg gyanánt lép be a fluidum főtömegébe. E szabad nyíróréteg az akadály átlépése után a divergáló áramvonalak jelezte K kapcsolódási ponton újra érinti a medret, és erodálja azt. A jelenség a medri akadály mögött (bizonyos esetekben előtte is) keletkező, különböző alakú és irányú örvények („leválási hólyagok") képződésével párosul. Ez utóbbiakban a fluidum a hirtelen kiterjedés okozta ellentétes nyomásgrádiens miatt előbb lassan visszafelé áramlik, majd ismét a főáram irányába fordul *(3.40 ábra)*. A fluidumtest így kettévált részeit hosszmetszetben a *leválási*, ill.

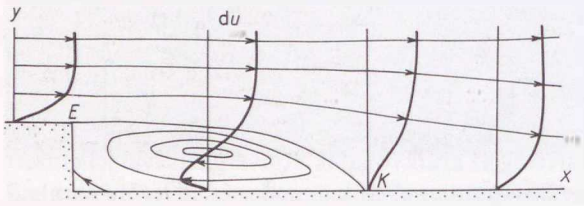


3.40 ábra. Az áramlási elkülönülés leggyakoribb eseteinek vázlata

1. Szélesedő csatorna felülnézetében. — *2.* Negatív mederlépcső esetén. — *3.* Mederfenéki kimélyülés fölött. — *4.* Gömbszerű test folyásirányú oldalán, felülnézetben. — *5.* Medri kiemelkedés hosszmetszetében. — *6.* Folyásirányra merőleges henger áramlás menti oldalán.

L: Leválási pont. — *K:* Kapcsolódási pont. — *Szaggatott vonal:* elkülönülő, ill. kapcsolódó áramvonal. — *Vékony vonalak nyíllal:* a főáramlás áramvonalai. — *Pontozva* (csak az 1. ábrán): az elkülönülési hatások területe.





3.41 ábra. Negatív mederlépcső felett kialakult, önmagába visszatérő örvény („roller") térbeli vázlata (fent) és folyásirányú sebességszelvénye (lent) az áramvonalakkal, ALLEN (1968) szerint

Lv: Leválási vonal. — *Kv:* Kapcsolódási vonal. — *L:* Leválási pont. — *K:* Kapcsolódási pont.

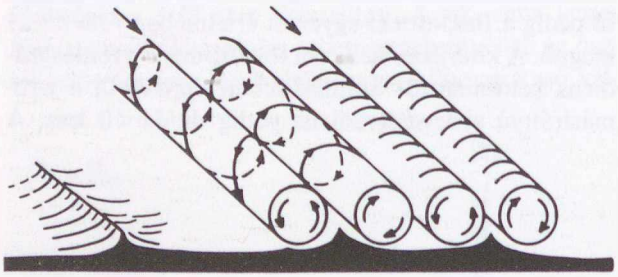
kapcsolódási áramvonal határolja. Ennek *E*, ill. *K* pontjain a sebességgrádiens (du/dy) és a nyírófeszültség (τ_0) értéke zéró. A gátolt és a szabad áramlás határát viszont nagy sebességgrádiensek jellemzik *(3.41 ábra)*.

Nem jön létre folyásleválás, ha az áramlás igen lassú (ha tehát a REYNOLDS-szám igen kicsiny), és ha az akadályozó test áramvonalai megegyeznek a mozgó fluiduméval. A folyásleválás megszűnési helyén pedig az áramlás felgyorsul. A természetes áramlások *Re*-száma általában fölötte van a kritikus értéknek. A jelenség az előidéző akadályok változó alakja, iránya, magassága és meredeksége következtében fellépő sokféle mozgási lehetőség miatt háromdimenziós. A legfontosabb hatások a „leválási hólyagok"-nak a fluidum főáramával való érintkezésén támadnak. A kétféle áramlás eltérő mozgása ui. — kettejük ingadozó határfelülete mentén a kapcsolódási pontig (ill. vonalig) — erős örvényeket és REYNOLDS-feszültségeket hoz létre *(3.40 ábra)*. *Ezeknek a mederfenék nagyformáinak, lerakódási alakzatainak és üledékszerkezetének kialakításában döntő szerepük van.*

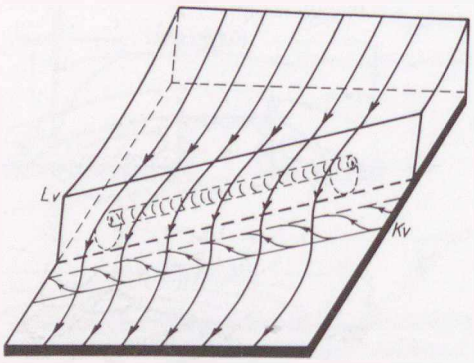
A képződött örvények két fő csoportba oszthatók:

a) A *hengeres örvényeknél* (ang.: roller) az elkülönülést okozó egyenetlenség szegélye 45—90°-kal hajlik az áramlás irányához. Mivel az általuk fogva tartott fluidum-részecskék önmagukba visszatérő pályákon mozognak, áramvonalaik zárt hurkokat alkotva különülnek el a fölöttük haladó külső vízfolyástól *(3.41 ábra)*.

b) A *spirális örvényeknél* (ang.: vortex) a leválást okozó pozitív vagy negatív mederforma éle $<45°$ szöget zár be az áramlás fő irányával *(3.42 ábra)*. A leválási felület alatti örvényekben mozgó fluidumrészecskék spirális áramvonalakat követnek. Ez az örvényfajta nyitott, mert az áramlás felőli vége fluidumot von el a külső áramlásból, és azt a másik végén visszajuttatja a főáramlásba. A hengeres örvények uralkodóan kétdimenziós jellegével szemben a spirális örvények mindig háromdimenziósak.



3.43 ábra. Egy turbulens fluidumáramlás határrétegének TAYLOR—GÖRTLER-féle örvénypárjai DŻUŁYŃSKI (1965) nyomán, módosítva

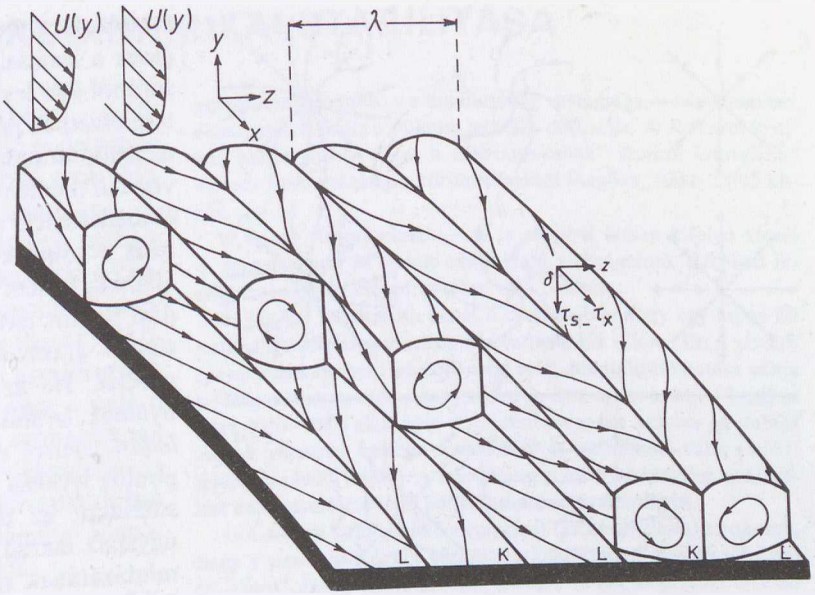


3.42 ábra. Negatív mederlépcső felett kialakult, spirális örvény („vortex") térbeli képe ALLEN (1982) nyomán, módosítva

A mederlépcső éle $<45°$-os szöget zár be az áramlás irányával.
Lv: Leválási vonal. — *Kv:* Kapcsolódási vonal.

A levált folyásnak azt a természetben igen gyakori fajtáját, amelyet a fluidum elsődleges folyásirányának a reá harántos vízkörzéssel való kombinációja jellemez, *másodlagos áramlás*nak (secondary current) nevezik. Ennek egyik típusa egy vagy több folyásirányú — TAYLOR—GÖRTLER-féle — spirális örvénypárt tartalmaz, s e párok mindegyike ellentétesen forogva előrehaladó örvényekből áll (*3.43* és *3.44 ábra*). Egy másik típusában viszont — amely főleg a kanyargó medrekben gyakori — csak egyetlen spirális örvény jelentkezik.

A turbulens mozgás NAVIER—STOKES-féle egyenleteinek elméleti analízise szerint (EINSTEIN—LI 1958) a másodlagos áramlásokat a $\overline{v'^2}$ *és* $\overline{w'^2}$ REYNOLDS-feszültségek ingadozásai okozzák. Ezeket pedig a meder



3.44 ábra. A turbulens fluidumáramlás határrétegének örvénypárjai a sebességszelvények és a medret súroló áramvonalak feltüntetésével, ALLEN (1982) nyomán, módosítva

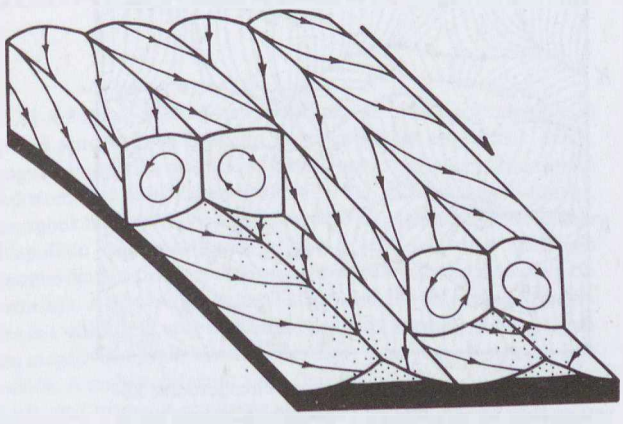
L: Leválási, *K*: kapcsolódási vonalak. — $U(y)$ = Sebességgrádiens. — δ = A legkülső áramvonal irányának a főáram irányától való eltérése. — τ_s = Az áramvonal menti tangenciális nyírófeszültség. — τ_x = A nyírófeszültség áramlásirányú összetevője. — τ_z = A τ_x-re merőleges nyírófeszültség. — λ = Az örvénypár szélessége.

kanyargásainak s az oldalfalaknak a hatásai, a horizontális nyíróerőnek a sűrűségváltozással való kombinálódása, vagy bonyolult hullámjelenségek váltják ki (ALLEN 1982).

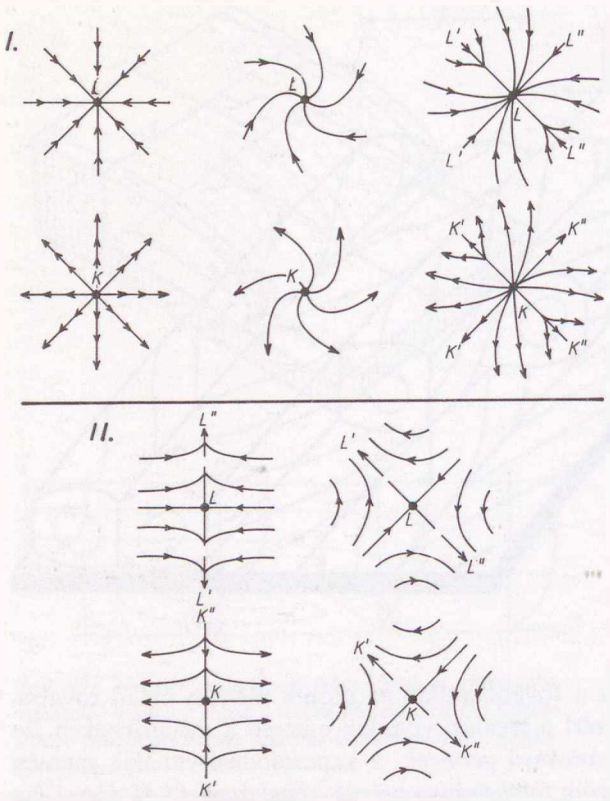
A háromdimenziós spirális örvénypárok sejtjei felülnézetben az őket határoló áramvonalak konvergálása esetén folyásirányú leválási vonalak, azok divergálása esetén pedig kapcsolódási vonalak mentén érintkeznek egymással *(3.43 ábra)*. (Az áramvonalak medret súroló részének elrendeződése ennek természetesen tükörképe). A leválási és kapcsolódási vonalak az áramlás keresztmetszetében szabályos távolságokban követik egymást. Az egyfajta vonalak közötti távolság a spirális örvénypár hullámhossza; ez kb. kétszerese egy spirális áramsejt vastagságának. Az a δ szög, amellyel a határoló áramvonal eltér az áramlás fő irányától, legföljebb 10–15°, de rendszerint még ennél is kisebb. Minden leválási vonal fölött, ahol a fluidum a mederfenékről fölemelkedik, a sebesség folyás menti összetevője y irányban viszonylag lassan növekszik. Ezért a leválási vonalak menti határfelületi nyírófeszültség kisebb, mint annak a fenéken mérhető átlaga. A fluidumrészecskék leszállásával jellemzett kapcsolódási vonalakon ellenben a sebességgrádiens viszonylag meredek; ezért itt a határ-nyírófeszültség felülmúlja az átlagot. A leválási és kapcsolódási vonalak közötti helyeken a határoló áramvonalhoz tartozó érintő irányú τ_s határ-nyírófeszültség egy folyásirányú τ_x és egy erre harántos — bár az előbbinél jóval kisebb — τ_z összetevőre bontható fel. A másodlagos áramlás hatóképességét e komponensek hányadosa határozza meg (ALLEN 1982). A *3.43 ábra* szerint a τ_z nyírófeszültség a folyómedri hordalékot a kapcsolódási vonal felől a legközelebbi leválási vonal felé fogja hajtani, és az a továbbiakban ez utóbbi mentén halad tovább. Ezért a leválási vonalak mentén a mederfenéken *folyásirányú gerincek*, a kapcsolódási vonalak mentén pedig *folyásirányú vályúk* képződnek *(3.45 ábra)*, ha elegendő mennyiségű kohéziómentes hordalék áll rendelkezésre.

A másodlagos áramlások folyásmezőiből tehát üledéktanilag *az áramvonalaknak a mederfelületet súroló részei* a legfontosabbak, mert a homokszemcsék ezek mentén kezdenek mozogni, s a mederfelszín üledékszerkezeteit is ezek alakítják ki.

A másodlagos áramlásnak az a *3.41 ábrán* bemutatott, kétdimenziós esete, amelynél a du/dy sebességgrádiens értéke mind az elkülönülési, mind a kapcsolódási ponton nulla — és ezzel összhangban a szabad



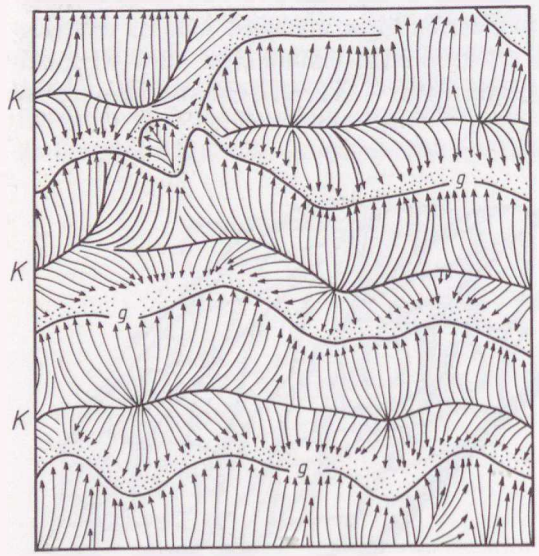
3.45 ábra. A TAYLOR—GÖRTLER-féle örvénypárok súroló áramvonalainak leválásai mentén (mérsékelt mennyiségű hordalék esetén) gerincek, kapcsolódásai mentén pedig vályúk támadnak. — ALLEN (1982) nyomán, módosítva



3.46 ábra. Csomópont *(I)*, ill. nyeregpont *(II)* típusok ALLEN (1968), HUNT *et al.* (1978) és mások nyomán, módosítva

L = Leválási pont. — K = Kapcsolódási pont. — $L' - L''$ = Leválási vonal. — $K' - K''$ = Kapcsolódási vonal.

Az *1.* sor elkülönülési, a *2.* kapcsolódási csomópontokat, a *3.* sor elkülönülési, a *4.* kapcsolódási nyeregpontokat ábrázol.



3.47 ábra. A medri súrlódási vonalak elrendeződése következtében az elkülönülési vonalakon kialakult gerincek *(g)*, ill. a kapcsolódási vonalakon *(K)* keletkezett vályúk, ALLEN (1970) nyomán

áramlás és a „leválási hólyag" áramvonalai is merőlegesek a leválási, ill. kapcsolódási pontok „végtelen" sorából álló leválási, ill. kapcsolódási vonalakra — a természetben igen ritka. Egyrészt a valóság háromdimenziós áramlásainak elkülönülési és kapcsolódási vonalai mentén nullánál nagyobb sebességgrádiensek és mederfenéki nyírófeszültségek mutathatók ki. Másrészt e vonalak nem egyes pontok végtelen sorából állanak, hanem csak kis számú leválási, ill. kapcsolódási pontot tartalmaznak. E pontok közül a medret súroló áramvonalak metszéspontját *csomópont*nak nevezik. Ha az áramvonalak a csomópont felé irányulnak, *leválási pont*ról, ha attól távolodnak, *kapcsolódási pont*ról van szó (*3.43., 3.44* és *3.46 ábra*). E pontok leválási, ill. kapcsolódási vonalakkal való társulásakor az utóbbiak mentén a sebességgrádiens ugyanaz marad *(3.46 ábra)*. A súroló áramvonalak mintázatának azt a pontját, amelyet az egymás felé tartó vagy egymástól távolodó áramvonalak nyeregszerűen vesznek körül, *nyeregpont*nak hívják. Ezeknél a kifelé irányuló áramvonalak csúcsait *leválási*, a befelé haladókét pedig *kapcsolódási vonalak* kötik össze *(3.46 ábra)*. A medri súrlódási vonalak egy kísérletileg (gipszlemezre szórt homokrétegben) kialakult, gerincek és vályúk alakjában mutatkozó elrendeződését a *3.47 ábra* szemlélteti.

Összegezve: a fluidális áramlásokban kétféle nyíróréteg kialakulásával kell számolnunk. Az egyik a fluidum és a mederfelszín közötti *határréteg*; a másik a fluidum testén belüli *szabad nyíróréteg*. A határréteghez hasonlóan — a REYNOLDS-szám nagyságától függően — a szabad nyíróréteg is vagy lamináris vagy turbulens. A természetes áramlások szabad nyírórétegeinek túlnyomó része azonban turbulens. Bár a szabad nyírórétegek a határrétegeknek a szilárd aljzatról való leválása révén keletkeznek, az elkülönülési ponttól már kis távolságban jelentkező labilitásuk és örvényességük révén azoktól jelentékenyen különböznek. A turbulens határréteg τ_{xy} nyírófeszültségei ui. a határfelületre merőleges irányban zérustól a „közbülső alréteg" külső szegélyét jellemző maximumig növekednek, majd a teljesen turbulens „külső alréteg"-ben — a látszólagos viszkozitásnak a turbulencia erősödése okozta kisebbedése miatt — fokozatosan csökkennek. Ezért a turbulens fluktuációk maximális nagyságát kifejező $\sqrt{u'v'} = \sqrt{\tau_{xy}/\rho}$ mennyiségnek a szabad áramlás U_∞ sebességével alkotott hányadosa sima határ fölött csak 0,04 körül van. A szabad nyírórétegben viszont — az örvények fölerősödése folytán — a $\sqrt{\tau_{xy}/\rho}/U_\infty$ maximális értéke 0,08 és 0,15 között lesz. *Ez a 2—3-szorosára növekedett turbulencia nagy pillanatnyi erővel támadja meg és erodálja a medernek a kapcsolódási vonal közelébe eső részét.*

3.3 A FLUIDUMOK HIDRODINAMIKAI STABILITÁSA

Minden — akár sztatikus, akár dinamikus — rendszer állapotát a benne működő stabilizáló és destabilizáló erők aránya szabja meg. A stabilizáló erők fölénye esetén a rendszer eredeti állapota fennmarad, ellenkező esetben megváltozik. Ezen egyszerű szabály ellenére a hidrodinamikai stabilitás vizsgálatát a közreműködő erők különfélesége igen bonyolulttá teszi. A természetes fluidumok ui. csak ritkán tiszták; többségük üledékes szemcsékkel keveredik. Ennélfogva a fellépő erők egy része a fluidális, más része a szilárd fázishoz kötődik. A rendszer állapota természetesen annak mozgását és ezen keresztül az üledékszállítás és lerakás módját is meghatározza. A következőkben — ALLEN (1970) nyomán — a hidrodinamikai állapot néhány legközönségesebb esetét vázoljuk:

a) Ha egy fluidum egy nála sűrűbb fluidum fölé rétegződik, akkor azok egymáshoz viszonyított helyzete nem változik.

b) Ha azonban a felső fluidumréteg — akár fölérétegződés következtében, akár a fluidumtömeg alsó részének fölhevülése, ill. felső részének lehűlése folytán — az alsónál sűrűbb lesz, akkor a gravitációs viszonyok megváltozása miatt — a viszkozitás és a felületi erők kicsinysége esetén — a felső réteg lefelé, az alsó pedig fölfelé fog mozogni. Ez a hígabb fluidumnak a fölötte levő sűrű szuszpenzión rétegen való, cső vagy gerinc alakú, diapírszerű áttöréseit, hőmérséklet-különbségekből fakadó fluidummozgás esetén pedig vertikális irányú konvekciós áramok megindulását eredményezi. Az utóbbi esetben a destabilizáló gravitációs erőnek a stabilizáló viszkózus erőkhöz való viszonyát a RAYLEIGH-féle (*Ra*) szám fejezi ki:

$$Ra = \frac{-bagy^4}{vk}. \qquad (3.78)$$

Itt $-b$ a fluidumréteg fenekétől függőlegesen fölfelé számított hőmérsékleti grádiens, a a fluidum hőkiterjedési együtthatója, g a gravitációs gyorsulás, y a fluidumréteg vastagsága, v a kinematikai viszkozitás, k pedig a fluidum termális diffúziója. A *Ra*-szám kritikus értéke, amely fölött a „BÉNARD-cellák" szerinti konvekciós mozgás bekövetkezik, a körülményektől függően, 1000—2000 között van.

c) Lassú vízáramoknál — pl. a csapból lassan kifolyó víznél — tapasztalható az eleinte vékonyfalú vízhengernek a felületi feszültség hatására cseppfüzérekre való bomlása.

d) Sokkal jelentősebb ennél a csatornában vagy egy lapos fal mentén haladó lamináris áramlás turbulenssé válása. Ezt a viszkózus erőkkel szembeni tehetetlenségi erők destabilizáló hatása váltja ki. Míg e kétfajta erő viszonyszáma (a REYNOLDS-szám) a kritikus érték (420—500) alatt van, a fluidum mozgása lemezes és stabilis marad; ellenkező esetben turbulenssé és instabilissá válik (3.281. fejezetrész és *3.27 ábra*). A tehetetlenségi erők növekedése az áramlást befolyásoló zavarok hullámhosszúságával arányos.

e) A síksági vízfolyások kanyargását (meanderezését) az okozza, hogy a vízrészecskékre a görbült szakaszon ható centrifugális erő ($F_c = mr\sigma^2$, ahol m a vízrészecske tömege, r a görbületi ívhez tartozó sugár, σ pedig a szögsebesség) a vízfolyás előrehaladásával megváltozik, s a nyomásgrádiens és a centrifugális erő egyensúlya fölborul. Ennek következtében a kanyargó vízfolyás konkáv fala mentén olyan TAYLOR—GÖRTLER-féle örvény támad (lásd *3.43 ábra*), amely ezt az oldalt alámossa. Az így vízbe került üledéket pedig az örvény folyásirányra harántos összetevője a domború part felé sodorja. Ez a hatás különböző üledékes szerkezetek létrehozásában nagy szerepet játszik.

Ha a fluidumáramlás üledékrészecskéket is tartalmaz, akkor a fluidummozgás tiszta hatásain kívül az üledékrészecskék keltette hatásokat is figyelembe kell venni. Ugyanabban a kétfázisú rendszerben tehát egyidejűleg több különböző áramlási mód is jelen lehet. Ezt az eltérő nagyságrendű áramlási lerakódási alakzatok és üledékszerkezetek egymásra helyeződése bizonyítja (II. kötet, 17. fejezet).

3.4 A FLUIDUMMOZGÁS ÉS A HORDALÉKSZEMCSÉK KÖLCSÖNHATÁSA

Mozgásuk szempontjából a málladék- és törmelékhalmazok (és azok áramlási határfelületei) kétfélék:

a) *Kohéziósak* azok a 0,03 mm-nél (5 Φ-nél) kisebb szemcséjű anyagok, amelyeknek a térfogatukhoz mérten igen nagy felületű részecskéit a tapadó vízhártyák felületi feszültségén kívül a felszínükön mutatkozó *elektromos töltések vonzóereje* tartja össze, és ennélfogva nagy nyírási ellenállással rendelkeznek. Ilyenek elsősorban az *agyagok*, amelyek kolloid méretű agyagásvány-lemezkéinek felületén és élein (a tetraéderréteg Si^{4+}, ill. az oktaéderréteg Al^{3+} ionjainak más ionokkal való részleges helyettesítődése következtében) szabad pozitív vagy negatív töltések keletkeznek, és ezek hatása felülmúlja a gravitációs erőkét.

b) *A kohézió nélküli*, laza *halmazok* (pl. a száraz kvarchomok) >0,25 mm (>2 Φ) átmérőjű szemcséi sokkal nagyobbak annál, hogy a tömegükhöz mérten aránytalanul kicsiny felületükön eloszló elektromos töltések összetarthatnák őket. E halmazok bizonyos, anyagonként változó *rézsűszög* melletti nyugalmi helyzetét száraz állapotban csak a nehézségi erőnek a lejtő felületére merőleges összetevője és a szemcsefelszínek egyenetlenségeiből adódó súrlódás biztosítja. A rézsűszöget a kapilláris vízemelkedés okozta nedvesedés és a vízhártyák súlyából adódó „negatív pórusnyomás" jelentősen megnöveli ugyan, tartós szilárdságot az anyagnak mégsem kölcsönöz. A szabad vízfelszín alatti (teljesen átnedvesedett) homokok ismét csak bizonyos rézsűszög alatt állanak meg.

A 0,03—0,25 mm közötti igen finom homokok és durva aleuritok részint kohéziós, részint kohéziómentes természetűek.

Ha az üledék elszakad aljzatától, akkor — az áramló fluidum vonszoló erejétől függően — abban továbbszállítódik. A szállítás módjának és mértékének szabályait már mintegy 120 éve kutatják. A talált tapasztalati összefüggések jelentős része azonban csak adott körülmények között volt használható. Az elméletiek legtöbbje pedig a valóságos feltételektől független, önkényes föltevéseken alapult.

Annak jelentőségét, hogy az áramló fluidum és hordaléka, ill. határfelületeik anyagai állandó mechanikai kölcsönhatásban vannak egymással, BAGNOLD ismerte fel az 1950-es években. Neki sikerült először olyan elméleti alapot teremtenie, amely valós módon világítja meg az üledékszállítás energetikáját. A fluidumáramlást ui. olyan szállítógépnek tekintette, amelynek hasznos teljesítményét a rendelkezésre álló és a felhasznált energia különbsége, ill. a hatékonyság és a teljesítmény szorzata határozza meg (3.26. fejezet). Vizsgálatai a hidraulikának a szilárd határok (ill. a szabad felülettel kombinált szilárd határok) közé zárt, *belső* fluidumáramlásokat tárgyaló fejezete mellett annak egy új, a „tiszta" fluidummozgást meghaladó fejezetét nyitották meg. Ez utóbbi azokkal a *külső* áramlásokkal foglalkozik, amelyek az elméletileg végtelen kiterjedésű *fluidumtest által teljesen körülvett szilárd részecskék* (pl. a hozzájuk mérten igen nagy víz- és légtömegen át süllyedő homok- és porszemcsék) határfelületein fejlődnek ki.

3.41 A HORDALÉKSZEMCSÉK SÜLLYEDÉSI SEBESSÉGE

A mozgásban levő fluidum mind a benne diszpergált, mind az aljzatát alkotó ásvány- és kőzetszemcséket igyekszik továbbvonszolni. A nyugalomba került víz- vagy légoszlopból viszont a benne diszpergált szilárd szemcsék a nehézségi erő hatására fokozatosan leülepednek.

Ha egy ρ_2 sűrűségű kicsiny gömböt helyezünk egy az övénél kisebb, ρ_1 sűrűségű, nyugodt fluidum felszínére, akkor a gömböcske kezdetben gyorsulva halad a fluidumon keresztül, később azonban gyorsulása mindaddig csökkenni fog, míg sebessége egy végső vagy *süllyedési sebesség*nek nevezett állandó v_s értéket el nem ér. Nagyszámú kísérlet tanúsága szerint a süllyedési sebesség nagysága a szemcseátmérő növekedésével kissé lassulva emelkedik *(3.48 ábra)*.

ALLEN (1982) szerint a fluidumban süllyedő szemcsére a következő öt tényező hat:

- a szemcse gyorsulása,
- a nyomás eredője,
- a fluidum vonszoló ereje,
- a szemcsével együtt haladó fluidumtömeg tehetetlensége,
- a részecske bemerülési súlya.

A szemcse süllyedési végsebessége — amelynek nagysága a szemcse szállítás és leülepedés közbeni viselkedését erősen befolyásolja — a szemcse méretének, alakjának, sűrűségének, felületi tulajdonságainak, valamint a fluidum sűrűségének, viszkozitásának és turbulenciájának a függvénye.

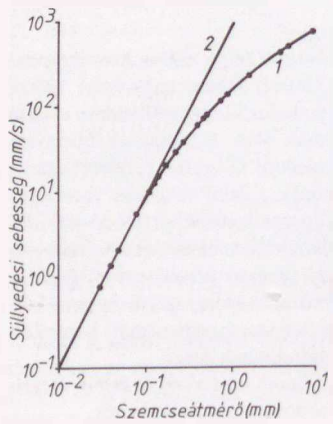
A szemcsék süllyedését meghatározó tényezők:

(1) Ha a szemcseátmérő és a reá vonatkozó REYNOLDS-szám kicsiny, akkor csak a *viszkózus vonszolás* hat.

(2) A *Re*-szám növekedésével a viszkózus vonszolást *felületi vonszolódás* váltja föl, s ezt a szemcse körüli sebességgrádiensnek a határréteg elvékonyodása miatti megnövekedése okozza.

(3) A szemcsealak egyenetlenségeinek következménye az *alaki vonszolódás*.

(4) Csoportosan süllyedő *szemcsék* között lép fel azok *kölcsönhatása*.



3.48 ábra. Kvarcszemcsék kísérletileg megállapított *(1)* süllyedési sebességének eltérése a STOKES-törvény alapján számított értékektől *(2)*, 20 °C-os vízben, a szemcsenagyság növelésével. — GIBBS *et al.* (1971) szerint

3.411 Egyetlen szemcse süllyedése. A Stokes-törvény. Egy szilárd, sima és gömb alakú szemcsének nagy tömegű, mozdulatlan newtoni fluidumban való egyenletes süllyedésekor annak F_m merülési súlyát a fluidum F_v vonszoló ereje ellensúlyozza *(3.49 ábra)*:

$$F_m = 4/3 r^3 \pi (\rho_2 - \rho_1) g = F_v = c_v 1/2 r^2 \pi r_1 v_s^2. \quad (3.79)$$

Itt r a gömböcske sugara, ρ_2 a gömb, ρ_1 a fluidum sűrűsége, g a nehézségi gyorsulás, F_v a gömb mozgásirányra merőleges $r^2\pi$ vetületére ható fluidális vonszoló erő, c_v egy tapasztalatilag megállapított vonszolási együttható, v_s pedig a gömb süllyedési sebessége. Ebből:

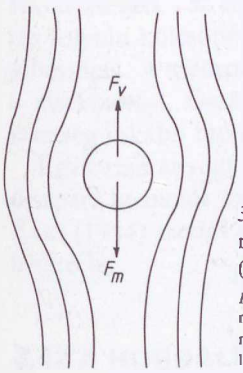
$$v_s = \sqrt{8/3r(\rho_2 - \rho_1)g/c_v\rho_1}. \qquad (3.80)$$

A fluidum tehetetlenségét figyelmen kívül hagyva:

$$F_v = 6\pi r\mu v_s, \qquad (3.81)$$

ahol μ a fluidum dinamikai viszkozitása. Egyensúly esetén az F_m és F_v egyenlősége így is felírható:

$$4/3r^3\pi(\rho_2 - \rho_1)g = 6\pi r\mu v_s. \qquad (3.82)$$



3.49 ábra. A fluidumban lesüllyedő gömbre ható erők COLLINSON—THOMPSON (1982) szerint

F_v = A fluidum vonszoló ereje. — F_m = A gömb merülési súlya. — A gömb körüli áramlás a fluidum nagy viszkozitása vagy a szemcse kicsinysége miatt lamináris.

Ebből pedig a gömb süllyedési sebessége:

$$v_s = \frac{2(\rho_2 - \rho_1)\,gr^2}{9\mu} = \frac{(\rho_2 - \rho_1)\,gD^2}{18\mu}. \qquad (3.83)$$

Ezen STOKES-*féle* (1851) *törvény*nek nevezett képlet szerint a süllyedési sebesség a szemcsesugár (ill. -átmérő) négyzetével és a relatív sűrűséggel egyenes, a fluidum dinamikai viszkozitásával pedig fordítva arányos. Az összefüggés magányos ásványpelyhek és kisebb biogén törmelékek esetében is érvényes.

A c_v *vonszolási együttható* a (3.79) és (3.81) képletek alapján a következőképpen számítható:

$$c_v = \frac{6\pi r\mu v_s}{1/2r^2\pi\rho_1 v_s^3}. \qquad (3.84)$$

Mivel $2r = D$, $\mu/\rho_1 v_s D$ viszont a szemcsére vonatkoztatott REYNOLDS-szám reciprokja, a vonszolási együttható:

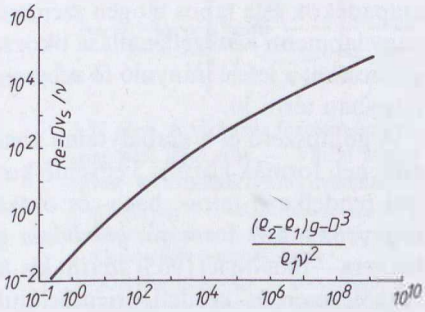
$$c_v = 24\mu/\rho_1 v_s D = 24/Re_{szemcse}. \qquad (3.85)$$

A fluidum tehetetlenségének elhanyagolása miatt a STOKES-törvény szigorúan véve csak $<0{,}5$ $Re_{szemcse}$ számok esetén érvényes. 0,5—1,0 $Re_{szemcse}$ számoknál a tapasztalati és elméleti értékek eltérése még igen kicsiny. 1—4000 közötti $Re_{szemcse}$ számok esetén azonban a vonszolási együttható tapasztalati értéke már egyre inkább eltér a számítottól. Nagy $Re_{szemcse}$ számoknál a süllyedési sebességnek a sugár négyzetével való arányosságát (3.83) egyre inkább a sugár négyzetgyökével való (3.80) arányosság váltja fel. Ilyenkor inkább a SCHILLER—NAUMANN (1933)-féle

$$c_v Re^2 = \frac{4}{3}\boxed{\frac{(\rho_2 - \rho_1)g(D^3/\nu^2)}{\rho_1}} \qquad (3.86)$$

képlet alkalmazadó, ahol D a szemcseátmérő, $\nu = \mu/\rho_1$ (a kinematikai viszkozitás), a bekeretezett rész pedig egy dimenzió nélküli mennyiség. YALIN (1977) szerint az utóbbinak a $Re_{szemcse}$ számhoz való viszonya alapján mind a szemcseátmérő, mind a süllyedési sebesség *(3.50 ábra)* megállapítható.

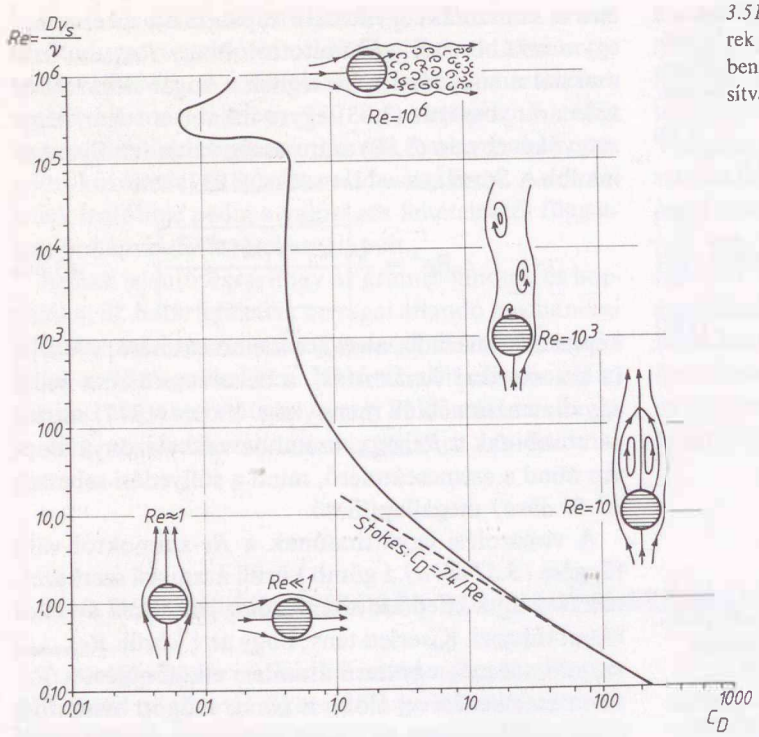
A vonszolási együtthatónak a *Re*-számoktól való függése *(3.51 ábra)* a gömb körüli áramlási szerkezetnek és a rajta kifejlődött határréteg jellegének a változásait tükrözi. Kísérleti tény, hogy az 1 körüli $Re_{szemcse}$ számoknál még egyszerű áramlási elkülönülést a *Re*-szám emelkedésével előbb a gömb mögött visszaforduló áramlás váltja fel, majd a gömbről spirális örvények válnak le, végül teljesen turbulens sodrás fejlődik ki. A kb. 30 000 *Re*-ig még lemezes határrétegnek ezen *Re*-érték fölött turbulens mozgásba való átcsapását a vonszolási együttható görbéjének hirtelen kimélyülése jelzi.



3.50 ábra. Gömbszerű szemcsék nem-dimenzionális süllyedési sebességének a szemcse és a fluidum sajátságaitól való függése YALIN (1977) szerint

D = Szemcseátmérő. — v_s = A szemcse süllyedési sebessége. — ρ_1 = A víz, ρ_2 a szemcse sűrűsége. — ν = A kinematikai viszkozitás.

Kimutatták továbbá, hogy a különben a STOKES-törvénynek engedelmeskedő gömbök süllyedése az ülepítő edény fala, a szilárd fenék vagy a fluidum egy belső határfelülete közelében lelassul. Nem-newtoni fluidumokban pedig a szemcsék süllyedési sebessége eleve kisebb, mint a newtoniakban.



3.51 ábra. A gömbszerű szemcse körüli áramlási rendszerek a vonszolási együttható (C_D) és a *Re*-szám függvényében, ROSENHEAD (1963) és ALLEN (1982) nyomán, módosítva

3.412 A szemcsealak hatása a süllyedés sebességére. A szemcsealak gömbtől való eltérésének a süllyedési sebességet csökkentő hatását a kémiai csapadékok és a lapos biogén szemcsék esetében azok nagy lapmenti közegellenállása okozza. Ez ui. az ilyen szemcséket a lefelé irányuló fő sebességvektortól oldalirányban téríti ki.

A gömbszerű és a szabálytalan szemcsealak közötti átmeneti formák közül a 3 egyenlő koordinátatengellyel rendelkező tetra-, hexa- és oktaéderes, valamint negyvennyolcas formájú, *gömbösen izotróp szemcsék* HAPPEL—BRENNER (1965) szerint kis *Re*-számok esetén függőlegesen és kezdeti orientációjuk megtartásával süllyednek le. A három egymásra merőleges szimmetriasíkkal rendelkező, *ortotróp szemcsék* (ellipszoidok, elliptikus és hatszöges alapú hasábok), továbbá az egyenes tengelyű körhengerek, korongok, kettős kúpok, gömbsüvegek és lencsék képviselte *forgási testek* viszont csak akkor süllyednek le függőlegesen, ha siklási főtengelyük párhuzamos a nehézségi erővel. A *nem-gömb alakú testek* vonszolási együtthatójának a megfelelő gömbével szembeni megnövekedését a felület és tömeg hányadosának növekedése, valamint peremeik és sarkaik élessége magyarázza.

Ha a nem-gömbszerű szemcse süllyedési sebességét v-vel, a vele azonos térfogatú és r_s sugarú gömbét pedig v_s-sel jelöljük, akkor az azok hányadosából nyert $k = v_s/v$ süllyedési együtthatónak a segítségével a vonszoló erőnek a kis $Re_{szemcse}$ számokra érvényes (3.81) képlete ALLEN (1982) szerint így alakul:

$$F_v = k(6\pi r_s \mu v), \tag{3.87}$$

a megfelelő vonszolási együttható pedig

$$c_v = k(24/Re). \tag{3.88}$$

Mivel gömb alakú szemcséknél $k = 1$, a (3.87) és a (3.88) képlet a STOKES-féle (3.81) és (3.85) képlet általánosabb alakjának tekinthető.

A *szférikusan izotróp szemcsék* közül nagy *Re*-számok esetén legnagyobb mértékben a tetraéderesek, legkisebb mértékben pedig a 48-asok vonszolási együtthatója tér el a gömbétől.

Az *anizotróp és teljesen szabálytalan szemcsék* különböző *Re*-számokra vonatkozó süllyedési együtthatóinak megállapítására végzett nagyszámú kísérlet az egyes alaktípusokra nézve értékes eredményeket nyújtott ugyan, valamennyi esetre érvényes tapasztalati képletet nyerni azonban természetesen nem sikerült. Mindössze annyit lehetett megállapítani, hogy a különböző alaki tényezőjű ellipszoidális kavicsszemcsék vonszolási együtthatói 1000 fölötti *Re*-értékek esetén nagyobb mértékben térnek el a gömbétől, mint $Re < 1000$-*nél*.

3.413 A szemcsefelszín hatása a süllyedésre. A szemcsefelszín érdessége — ha a szemcse nem áramvonalas — növeli a vonszolási együtthatót, és így már a sima felületre érvényesnél kisebb *Re*-szám esetén is megindíthatja a turbulenciába való átmenetet.

Gömbös, korong és henger alakú szemcsék felszíni rovátkái esetében azonban a vonszolási együttható növekedése csak néhány %-ot tesz ki. Áramlási elkülönülést csak éles peremű szemcsék váltanak ki. Áramvonalas szemcsék esetében a vonszolási együttható értéke nulla.

3.414 A szemcsék csoportos süllyedése. Az együtt süllyedő szemcsék kölcsönhatása azért fontos, mert a természetben mindig szemcsecsoportok süllyedéséről van szó. A süllyedő szemcsék félretolják és helyileg felgyorsítják az őket körülvevő fluidumot. Határrétegeik s az előttük vagy mögöttük fellépő sodrás folytán kölcsönösen csökkentik egymás süllyedési sebességét. A szemcsekoncentráció emelkedése növeli a viszkozitást. Összetevőinek bonyolultsága miatt a jelenség inkább tapasztalatilag közelíthető meg.

Egyforma anyagú és nagyságú, gömb alakú monodiszperz szemcsék együttes süllyedése RICHARDSON és ZAKI (1954) szerint a következő tapasztalati képlettel írható le:

$$v_d = v_{sz}(1-c)^n. \qquad (3.89)$$

Itt v_d egy diszperzióbeli szemcse süllyedési sebessége, v_{sz} pedig a szemcsék egyikének süllyedési sebessége határtalan és mozdulatlan fluidumban; c viszont a szemcsék részleges térfogati koncentrációja. Az n kitevő értéke a v_{sz} sebességtől függő REYNOLDS-számokkal változik: $Re \leq 1$-nél 4,65; $Re \geq 103$-nál kb. 2,3. A (3.89) képlet szerint a szemcse süllyedési sebessége a diszperzió sűrűségének növekedésével kis Re-számok esetén gyorsan csökken. Finomszemű üledéknél, mikor $n = 4{,}65$, a koncentráció pedig 50%-os (0,5), a v_d már csak 2—3%-a a v_{sz}-nek. *Ennek a hordalékban dús turbidites áramlások fennmaradásában van nagy jelentősége.*

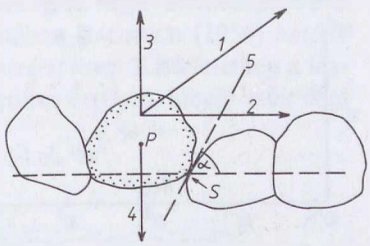
Összegezve: Az ülepítési kísérletek alapföltevései eléggé különböznek a természetben végbemenő ülepedés körülményeitől. A kísérletek többsége vagy csak egyetlen gömb alakú szemcsére, vagy homogén fluidumba merülő, azonos méretű, sűrűségű és gömb alakú szemcsék monodiszperz rendszerére vonatkozik. A reális üledékek ellenben különböző méretű, alakú és sűrűségű szemcsékből álló, polidiszperz rendszereket alkotnak. Ezért *az ideális esetekre felállított törvények a természetes szemcsehalmazokra csak megszorításokkal alkalmazhatók.*

3.42 A HORDALÉKMOZGÁS KÜSZÖBÉRTÉKE

Amikor az áramlás határfelülete menti nyírófeszültség egy kritikus érték fölé emelkedik, a határfelület szemcséi folyásirányban elmozdulnak. Ez az érték minden folyószabályozó és csatornaépítő tevékenységnek fontos paramétere. A különböző szemcsézetű üledékminták mozgási küszöbértékének ismeretét természetesen a szedimentológus sem nélkülözheti. Kohéziómentes hordalék esetén e kritikus nyírófeszültség viszonylag alacsony értéke aránylag könnyen számíthatónak tűnik, mert eróziójuk alkalmával szemcséik egymástól függetlenül távoznak. Kohéziós üledékeknél, amelyek összetapadó csomóinak mérete nemcsak azok tömegsajátságaitól, hanem a meginduló áramlás természetétől is függ, a szemcsemozgás megindulásának elméleti meghatározása eleve reménytelennek látszik.

3.421 Kohéziómentes szemcsék mozgásának megindulása vízben annak vízszintesen ható F_v vonszoló és függőlegesen ható F_e emelő ereje, valamint a részecskékre ható F_g gravitációs erő arányának a függvénye *(3.52 ábra)*. Ha a medret D átmérőjű, gömbszerű és ρ_2 sűrűségű szemcsék fedik, akkor az *egy szemcsére* ható horizontális vonszolóerő kritikus küszöbértékét a szemcsét visszatartani törekvő F_g tömegerőnek, valamint a szemcsemozgást megindító és a meder egységnyi területére ható τ_0 fluidális nyírófeszültség (3.37. képlet) F_v tangenciális vonszoló erejének az egyenlősége határozza meg:

$$F_g = F_v = (\pi D^3/6)(\rho_2 - \rho_1)g = \tau_0 D^2/D^2 n = \tau_0/n, \qquad (3.90)$$

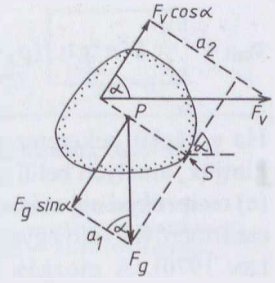


3.52 ábra. A vízfolyás fenekén heverő szemcsére ható erők. — Vázlat MIDDLETON—SOUTHARD (1978) nyomán

1. Fluidális erő. — *2.* Vonszoló komponens. — *3.* Emelő komponens. — *4.* Nehézségi erő. — *5.* A legkönnyebb elmozdulás iránya.

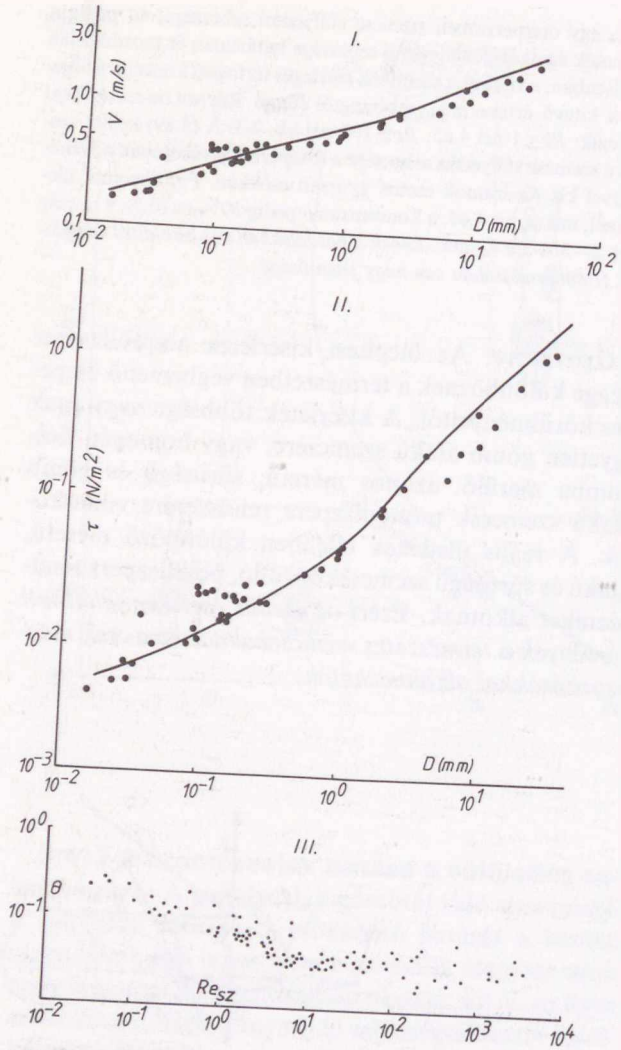
P = A szemcse középpontja. — S = Az elfordulás sarokpontja. — α = Az elmozdulás irányszöge.

ahol n a meder egységnyi területére eső, vonszolásnak kitett szemcsék száma. A medertől elszakadó szemcse azonban a P pont körül egy a szemcsék eloszlásától függő α szöggel el fog fordulni *(3.53 ábra)*. A mozgás



3.53 ábra. A vízfolyás fenekén heverő szemcse elfordulásakor működő erők COLLINSON—THOMPSON szerint

F_v = Vonszoló erő. — F_g = Nehézségi erő. — S = Az elfordulás sarokpontja. — α = Az elfordulás szöge.



3.54 ábra. Szemcsemozgási küszöbértékek MILLER *et al.* (1977) szerint

I. Különböző átmérőjű kvarcszemcsék mozgásának 20 °C-os vízben való megindulása a vízfenék fölött 1 m-re észlelt áramlási sebesség hatására.

II. Különböző átmérőjű kvarcszemcsék mozgásának 20 °C-os vízáramban való megindulásához szükséges nyírófeszültség.

III. A dimenzió nélküli feszültségek (Θ) és a különböző szemcsetípusok mozgásának 20 °C-os vízben való megindulásához szükséges *Re*-számok összefüggését ábrázoló SHIELD-diagram.

akkor indul meg, ha $F_v \cos\alpha\, a_2 > F_g \sin\alpha\, a_1$. Mivel a vonszoló erő P pont körüli momentuma egyenlő a P pont körüli tömegerő momentumával, a kritikus feszültség:

$$\tau_{krit} = \boxed{\frac{\pi}{6} D^2 n \operatorname{tg}\alpha}\,(\rho_2 - \rho_1) gD = \Theta_{krit}(\rho_2 - \rho_1) gD. \tag{3.91}$$

Ha e képlet bekeretezett részét olyan állandónak tekintjük, amelyen belül a terület (D^2) és a szemcseszám (n) reciprokjai egymásnak, akkor ez a τ_{krit}-nak a szemcseátmérővel való egyenes arányosságát mutatja (ALLEN 1970). A mozgási küszöb természetesen a Θ_{krit} értékével, tehát a feszültség dimenzió nélküli alakjával is meghatározható:

$$\Theta_{krit} = \tau_{krit}/gD(\rho_2 - \rho_1). \tag{3.92}$$

A nyírófeszültség küszöbértéke és a kohéziómentes anyag szemcsemérete közötti viszony azonban a valóságban mégis bonyolultabb, mint ahogyan azt a (3.92) képlet mutatja. Ennek az az oka, hogy a szemcse körüli áramlás jellege a szemcsemérettel és a szemcseközeli áramlási sebességekkel együtt változik. A vízbe helyezett kvarcszemcsék csak 0,6 cm átmérőig engedelmeskednek a (3.92) képletnek, mikor is a Θ_{krit} értéke 0,06 körül van *(3.54 ábra)*.

A kohéziómentes aljzatra ható másik erő a kiemelkedő szemcséknél a BERNOULLI-hatásra föllépő *emelő erő*. Az ilyen szemcsék fölött ui. az áramvonalak sűrűsödése következtében a sebesség nő, a nyomás pedig csökken, és ez a szemcse fölemelkedését eredményezi. CHEPIL (1961) és mások mérései szerint az emelő erő mindaddig a vonszoló erővel azonos nagyságrendű, amíg a szemcse a fenéken van. Ha azonban a szemcse fölemelkedik, az emelő erő gyorsan elhal, a vonszoló erő viszont fölerősödik.

Természetes viszonyok között a kritikus vonszoló feszültség nagyságának a (3.91) képlet szerinti számítását a változók nagy száma és az emelő erő hatására vonatkozó becslés nehézségei meghiúsítják. Ezért *a szemcsemozgás kezdetének kritikus föltételeit kohéziómentes hordalék (vagy üledék) esetén is kísérletileg kell megállapítani.* E mennyiségeket a kísérleti eredmények függvényszerű ábrázolása érdekében két, dimenzió nélküli csoportba osztva, MIDDLETON és SOUTHARD (1978) arra a következtetésre jutott, hogy

$$\frac{\tau_0}{gd(\rho_2 - \rho_1)} = f\frac{u_* d}{\nu}, \tag{3.93}$$

vagyis a dimenzió nélküli medri nyírófeszültség, a szemcsére vonatkozó *Re*-szám függvénye:

$$\Theta = f(Re_{szemcse}). \tag{3.94}$$

A különböző ásványszemcsékre 20 °C-ú vízáramban kialakult $\Theta/Re_{szemcse}$ arányt logaritmikusan ábrázoló SHIELDS-féle diagramból *(3.54 ábra)* — a kísérleti feltételek sokfélesége és a meghatározások pontatlansága okozta szórás ellenére is — kiolvasható, hogy:

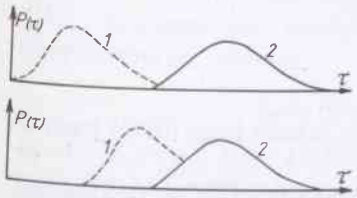
a) 10 $Re_{szemcse}$ szám fölött a szemcseméretek széles tartományán át a Θ értéke közel állandó (átlagosan kb. 0,05);

b) 10-nél kisebb $Re_{szemcse}$ számoknál a Θ értéke 0,3-ig nő. Ezt a növekedést általában a határfelület érdességének a megszűnésével magyarázzák, minthogy a nagyon finom szemcsék átmérői a „viszkózus alréteg"-en belül maradnak *(3.26 ábra)*.

GRASS (1970) szerint a szemcsemozgást két statisztikus eloszlású változó kölcsönhatása indítja meg *(3.55 ábra)*:

(1) *Adott medri anyag kezdeti mozgásjellege adott viszkozitású és sűrűségű fluidumban.* Mivel a tengerfenék minden szemcséje érzékeny a pillanatnyi helyi feszültségekre, kritikus nyírófeszültségüknek (τ_{krit}) az egyes szemcsék alakja, súlya és elhelyezkedése miatt valószínűségi eloszlása van.

(2) *A protuberanciák és a seprési fázisok (3.31., 3.32., 3.35., 3.36. ábra) okozta pillanatnyi helyi mederfenéki nyírófeszültségek.* Ezek valószínűségi eloszlása az átlagos nyírófeszültség, a fluidumsűrűség, a viszkozitás és az áramlási határfeltételek függvénye.



3.55 ábra. A szemcsemozgás a turbulens fluidum által a mederre gyakorolt pillanatnyi nyírófeszültség *(1)* és a szemcsepopuláció megmozgatásához szükséges mederfenéki nyírófeszültség *(2)* eloszlási görbéinek átfedésekor következik be. — Vázlat GRASS (1970) nyomán

A szemcsemozgás kezdetén a legkisebb jellemző kritikus nyírófeszültségre meginduló, „legérzékenyebb" szemcsék mozognak a legnagyobb nyírófeszültséggel az áramlás fenekén tapasztalt nyírófeszültség-eloszláson belül. A kétféle eloszlásnak a H_2-buborékos kísérletek *(3.28 ábra)* alapján szerkesztett hisztogramjai *(3.55 ábra)* szerint a szemcsék mozgása akkor kezdődik meg, amikor a kétféle τ-eloszlás bizonyos mértékben tartósan átfedi egymást.

3.422 Kohéziós szemcsék mozgásának megindulása vízben. Bár az áramlásoknak az iszapra tett hatása nyomán számos jellemző üledékes szerkezet keletkezik, a kohéziós rétegek eróziójának fizikai értelmezése korlátozott. Tény azonban, hogy *az iszap kétféle* (bár gyakran együtt jelentkező) *módon erodálódhat.* A mederfenékről leváló iszaprögök *vagy* közvetlenül a fluidális feszültségek hatására, *vagy* közvetve, a szemcséknek az aljzathoz való ütközései révén kerülnek az áramlásba. *Iszaprögök közvetlen leválása esetén* a kritikus határfelületi nyírófeszültség:

$$\tau_{krit} = k^* \tau_{iszap}, \qquad (3.95)$$

ahol τ_{iszap} az iszapréteg térfogati nyírószilárdsága, k^* pedig egy az áramlás és a mederfelület jellege szerint változó tényező. A fenék E erózió jának az egységnyi területről egységnyi idő alatt eltávolított tömeggel mért nagysága:

$$E = k^{**} \gamma (\tau_0 - \tau_{krit})^n, \qquad (3.96)$$

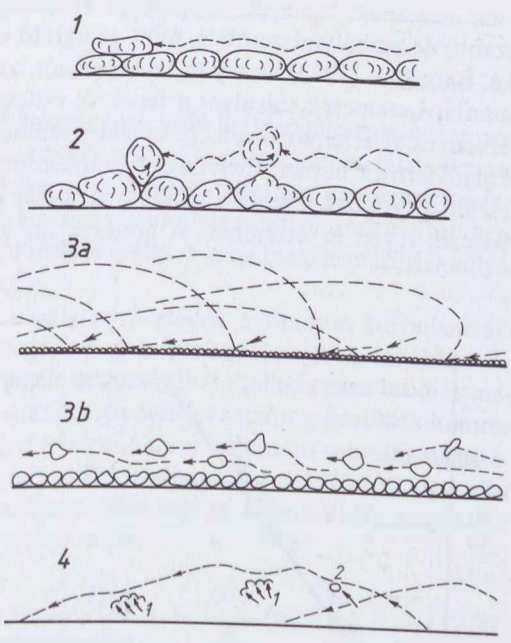
ahol k^{**} egy arányossági tényező, n pedig (kísérleti adatok szerint) ≈ 2. — *Ütközési leválás esetén* pedig:

$$E = Nm, \qquad (3.97)$$

ahol N a szállított szemcsék egységnyi idő alatt a meder egységnyi területéhez való ütközésének száma, m pedig a fenékről az ütközések alkalmával leválasztott anyag átlagos mennyisége.

Az áramlás turbulenciájának növekedésekor mind az N, mind az m értéke növekszik. Így föltehető, hogy a (3.97) képlet szerinti erózió sebessége néhány nagyságrenddel nagyobb lesz, mint az a határfelületi nyírófeszültség alapján várható lenne. Ám az iszapos medreknek a szállított szemcsékkel való ütközés okozta erózió ja sokkal kisebb nyírófeszültségek esetén is bekövetkezhet, mint az ütköző szemcsék nélküli áramlásokban. A mederfenékhez csapódó szemcsék nyilván jelentős pillanatnyi intenzitású, egy-egy pontra irányuló hatóerőt képviselnek.

3.423 A szemcsemozgás légáramokban való megindulása tekintetében BAGNOLD (1956) *kétféle küszöbértéket különböztetett meg.* Kísérleteiben a légsebességnek azon a kritikus értékén, amely még nem



3.56 ábra. A fluidummozgás hatására bekövetkező szemcsemozgás fajtái

1. Csúszás. — *2.* Gördülés. — *3.* Ugrálás: *a)* levegőben, *b)* vízben. — *4.* Lebegő részecskék *a)* örvények *(1)*, továbbá *b)* szemcseütközés *(2)* és örvények *(1)* befolyásolta röppályái. — ALLEN (1982) nyomán, módosítva.

volt képes fluidális nyírással megmozgatni az aljzat szemcséit, szemcsemozgás csupán homokszemcséknek az aljzatra szórása esetén volt tapasztalható. A lehulló szemcsék ui. becsapódásuk után ismét a légáramba pattantak, majd lehullva további szemcsemozgást indítottak meg a szél irányában. A mozgás azonban a szemcseszórás megszüntetésével azonnal befejeződött. Az ezen folyamathoz szükséges szélsebességet BAGNOLD *ütközési küszöb*nek nevezte. Ha viszont a szélsebességet az ún. *fluidális küszöbérték* fölé emelte, a homokszemcsék már a szél közvetlen hatására kezdtek mozogni *(3.56 ábra: 3a)*.

A levegőbe került homokszemcséknek az a képessége, hogy becsapódásukkal más szemcséket mozgásra kényszerítenek, a vízben (annak jóval nagyobb viszkozitása miatt) már csak kevéssé érvényesül *(3.56 ábra: 3b)*. (A homokszemcsék túlnyomó többségét alkotó kvarcnak a levegőéhez viszonyított sűrűsége 2000:1; ugyanez a vízéhez viszonyítva csak 1,65:1.) *A légáramba került homokra nézve a kritikus nyírósebesség a szemcseméret négyzetgyökének a függvénye.*

A *szállítási állapot*ot FRANCIS (1973) szerint a fluidális nyírófeszültség (vagy nyírósebesség) mozgásküszöb feletti részének (u_*) az érintett szemcsék kritikus küszöbfeszültségével (ill. sebességével) — $u_{*krit.}$ — alkotott hányadosa határozza meg.

3.43 A SZEMCSEMOZGÁS MÓDJA

Ez a küszöbérték átlépése után négyféle lehet *(3.56 ábra)*. *Csúszó* és *gördülő mozgás* alkalmával a szemcse állandó érintkezésben marad a mederrel. Az *ugráló mozgás* a szemcsék 20—100°-os (átlagosan 50°-os szögben induló) ballisztikus szökdécselését jelenti; a maximális magasság elérése után azonban a röppálya ellapul, s a szemcse 4—28°-os (átlagosan 14°-os) szög alatt csapódik be. A röppálya hossza kb. 10-szerese a magasságának, de mind a magassága, mind a hosszúsága egy vagy sok nagyságrenddel múlja fölül a szemcseátmérőt. A röppálya átlagos magassága a szemcsemérettel együtt növekszik; lapos és szögletes szemcsék esetén azonban csökken. *Lebegő mozgást* azok a szemcsék végeznek, amelyek röppályája általában hosszabb, de szabálytalanabb is, mint az ugráló szemcséké. BAGNOLD (1973) az olyan szuszpenziót, amelyben a szilárd szemcsék túlsúlyát a fenékről fölfelé mozgó örvények véletlen sorozata egészen kiegyenlíti, *teljesen kifejlődött*nek nevezi. Elég nagy szemcsekoncentráció esetén azonban a lebegés a szökellő szemcsék kölcsönhatásai révén is létrejöhet. A szemcse így az ugrási röppálya leszálló részén is szert tehet fölfelé irányuló gyorsulásra.

A vízáramban szökdelő szemcsék mozgási energiájának legnagyobb része az aljzat szilárd részecskéire megy át. Ezért ezek a folytonos „bombázás" következtében néhány szemcseátmérővel lassan előre haladnak. Az együttes (kollektív) szemcsemozgásnak ezt a rövid szökellő, gördülő és csúszó mozgásból összetevődő, néha a szállítás fő irányát metsző, vagy azzal éppen ellentétes, többségében mégis előrehaladó fajtáját BAGNOLD (1954b) *kúszás*nak nevezte.

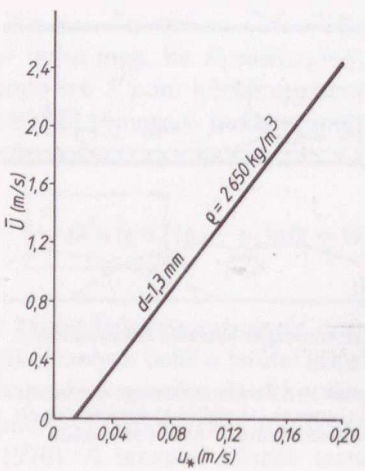
ABBOT és FRANCIS (1977) szerint *a szökdelés* (szaltáció) *olyan szemcsemozgás, amelyet az aljzatról való kezdeti elugrás után mindig lefelé irányuló gyorsulás jellemez.* Szökellés közben a szemcsék el is fordulnak, s az így fellépő centrifugális erő is csökkenti a szemcse merülési súlyát.

A mozgó homokszemcsék pályáinak követése különleges technikát igényel. A végzett kísérletek szerint:

a) az az idő, amit a vízben mozgó szemcsék a meder fölötti vízben töltenek, a szállítási állapot közvetlen függvénye;

b) az ugráló és kezdeti szuszpenziót alkotó szemcsék röppályáinak hossza és magassága a szállítási állapot növekedésével statisztikusan nő;

c) a szemcsék előre irányuló átlagos sebessége egyenesen arányos az átlagos folyási sebességgel *(3.57 ábra)*.



3.57 ábra. Az 1,3 mm-es kvarcszemcsék mozgásának előre irányuló átlagos $\bar{U}$ sebessége LEEDER (1979) szerint egyenesen arányos a fluidum u_* nyírósebességével

A szemcsék levegőben, ill. vízben való ugrálása között azonban fontos különbség van. A levegőben ui. a szemcsék úszóképessége a nagy sűrűség-különbség miatt sokkal kisebb. A lehulló szemcsék mozgásmennyisége viszont elegendő ahhoz, hogy az általuk ütött kicsiny kráterekből más szemcséket igen változó kezdeti emelkedési szöggel kipattintson *(3.58 ábra)*. A levegő viszonylag kicsiny ellenállása folytán a szemcsék kb. 100—500 szemcseátmérőnyi magasságot érnek el.

Vízben viszont a szemcsék ugrása erősen lefékező-

dik. A becsapódó szemcsék a finom kavics méretig nem zavarják a többi mederszemcsét, és nem is pattannak vissza a mederről, hogy újabb ugrást végezzenek. A szemcséknek a mederhez való ütközései tehát nem okoznak szökellési impulzust: a vízben ugráló szemcsék kezdeti fölemelkedését inkább a BERNOULLI-féle emelő erő idézi elő.

A szuszpenzió teljes kifejlődése akkor következik be, mikor a fölfelé irányuló mederközeli sebességfluktuációk átlagos értéke felülmúlja az ugráló szemcsék süllyedési sebességét:

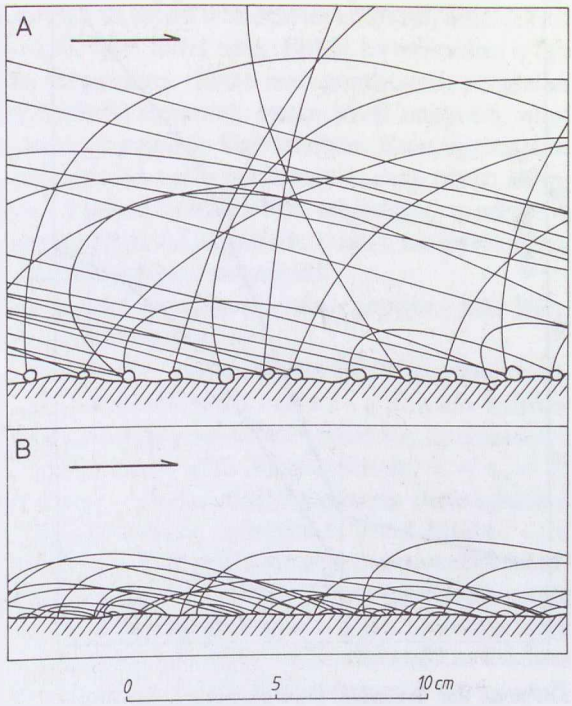
$$v_g < \sqrt{\overline{v'^2}}. \tag{3.98}$$

Mivel a v'-t tartalmazó kifejezés *maximális* értéke $1{,}2u_*$, a teljessé vált szuszpenziót *megközelítően* a következő érték jellemzi:

$$v_g/u_* < 0{,}8. \tag{3.99}$$

Ez az oka annak, hogy a 0,1 mm-nél kisebb átmérőjű mederfenéki üledék a küszöbfeltételek teljesülésekor tüstént szuszpendálódik.

A fent említett jellegzetes szemcsepályák természetesen csak az olyan üledékszállításra érvényesek, amelynél a szemcsék mozgás közben nem ütköznek egymással. Az ütközések valószínűsége azonban vízben — a röppályák alacsonysága miatt — sokkal nagyobb, mint a levegőben. A vízfolyás szállítási állapotának emelkedésével egyre több szemcse kerül a vízbe és ütközik egymással. Ezért a szállítási állapot 2



3.58 ábra. **A** = Kavicsos, **B** = laza homokos felszín fölötti légáram hatására szökdécselő szemcsék röppályái BAGNOLD (1954b) szerint

körüli értéke fölött, mikor a mederközeli szemcsék koncentrált szemcsés diszperziókként kezdenek mozogni, a szemcsék egyszerű szökellése megszűnik.

3.44 A SZÁLLÍTOTT ÜLEDÉK TÍPUSAI

Az üledékszállítás az a folyamat, amelyben az üledék részecskéi lényegileg horizontálisan mozognak egyik helyről a másikra, akár egy szállító fluidum sodrásában, akár (többnyire egy fluidummal bensőleg keveredett) önálló szállító közeg formájában. A szállítás lehet állandó vagy ingadozó; egységes vagy egyenlőtlen. Ha a szemcséknek egységnyi terület fölötti teljes száraz tömege m, az átlagos szemcseszállítási sebesség pedig $\bar{U}_{sz}$, akkor a száraz tömegre vonatkozó teljes mozgásmennyiség $I = m\bar{U}_{sz}$.

A szállított szemcsék a köztük levő fluidummal együtt *diszperziót* alkotnak; a szemcsék m tömege pedig — bár nincs föltétlenül alávetve a szemcsekőzi vagy a fluidummozgás által gerjesztett erők hatásának — a *hordalék* nevet kapja. Ez a meghatározás a vízben oldva szállított anyagokat kirekeszti a hordalék fogalomköréből. Hordaléknak csak a felszínen, ill. mederfenéken vonszolt vagy lebegve szállított anyag minősül.

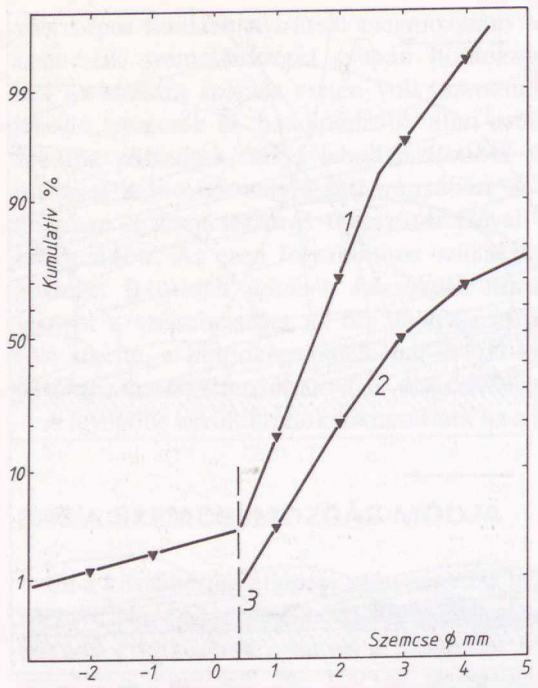
a) *A fenékhordalék* a csúszva, kúszva, gördülve, szökellve és ugrálva–ütközve mozgó szemcsék összessége. (A magyar mérnöki szakirodalom mindezt *görgetett hordalék* néven foglalja össze; lásd JUHÁSZ 1976). Jellemzője, hogy az általa az egységnyi mederfelületre egységnyi idő alatt átvitt impulzus-(momentum-) változás mértéke a szemcsék bemerülési súlyával egyenlő.

b) *A lebegtetett hordalék* a fluidum turbulenciája által fölragadott és a fluidumtömegben továbbszállított szemcsék összessége. A szállítás ezen módját magyarázó gravitációs elmélet szerint a hordalékszemcse akkor kezd lebegni, mikor a fluidális sebesség nagyságának megfelelő hidrodinamikai emelő erő kiegyenliti a szemcse bemerülési súlyát. Gömb alakú hordalékszemcse esetén tehát:

$$\frac{v^2}{2g}\frac{D^2\pi}{4}\rho_1 = \frac{D^3\pi}{6}(\rho_2 - \rho_1). \tag{3.100}$$

Az ebből nyert sebességképlet,

$$v = \frac{4}{3} g \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1} D, \tag{3.101}$$



3.59 ábra. Egy új-mexikói folyó görgetett *(1)* és lebegtetett *(2)* hordalékának szemcsenagysága és halmozott %-aránya közötti összefüggés MIDDLETON (1976) szerint, logaritmikus ordináta alkalmazása esetén

A szemcseméretben mutatkozó törés *(3)* a kétféle hordalék tartományát elválasztó kritikus szemcseméretet jelzi.

formailag a görgetett hordalék kritikus sebességének képletével egyezik. — A szemcsék lebegése vízben természetesen jóval könnyebben bekövetkezik, mint a levegőben.

A lebegő hordaléknak a csaknem minden vízfolyásban jelenlevő, szuszpendált agyagrészecskéket felölelő válfaját az angol nyelvű szakirodalom *bemosott hordalék*nak (washload) nevezi. A légáramok által fölkapott agyagrészecskéket pedig *porhordalék* (dustload) néven emlegeti. Ennek a megkülönböztetésnek az ad értelmet, hogy *az agyag-szemnagyságú részecskék az áramlás megszűnése után is csak igen lassan ülepednek le.*

A fenékhordalék mennyisége és minősége által a fluidum áramlási sebességének függőleges megoszlására gyakorolt hatást a *3.24 ábra* szemlélteti. A KÁRMÁN—PRANDTL-féle egyenlet (3.65) szerint a légáram sebessége a szilárd felszín közvetlen közelében akár 20%-kal is csökkenhet. A sebességszelvénynek ebből eredő görbültségét a fluidum mozgásmennyiségének az ugráló szilárd szemcsékre való átvitele magyarázza. BAGNOLD (1973) szerint e hatásnak a vízben való kimutatását csak a fenékhordalék öv vékonysága nehezíti.

A lebegtetett, ill. fenékhordalék halmozott mennyiségének a szemcsenagyságtól való függését félig logaritmikusan ábrázoló diagramon mutatkozó éles törés *(3.59 ábra)* — a (3.99) egyenlőtlenséggel összhangban — a szuszpenzió keletkezéséhez szükséges kritikus szemcseátmérőnek felel meg. Az ennél kisebb átmérő alatti osztályozódást nyilván a szuszpendálódás eredményezi, a durvább szemcsék osztályozódása viszont a fenékhordalékban következik be.

3.45 A SZILÁRD SZEMCSÉK NYÍRÓFESZÜLTSÉGEINEK ÁTVITELE. A BAGNOLD-FÉLE SZÁM

A szilárd felszínre, ill. a mederfenékre az áramló fluidumon kívül az általa megmozgatott, egymáshoz és a fenékhez ütköző szemcsék nyírófeszültsége is hat. Tekintsünk pl. egy m tömegű, az aljzatra U sebességgel és α szöggel rugalmasan becsapódó szemcsét. Ekkor — a súrlódást figyelmen kívül hagyva — a mederfelületre $2mU\sin\alpha$ merőleges és $2mU\cos\alpha$ párhuzamos impulzus (momentum) vivődik át. Ha pedig a visszapattanás elmarad, és a becsapódást gördülés követi, akkor a momentumátvitel felényi lesz.

A merőleges, ill. érintő irányú impulzusok cseréje folytán a szilárd testeken támadt diszperziós P, ill. tangenciális T nyírófeszültségek nagyságát az áramlási csatorna-kísérletekben nehéz megmérni. Föltehető azonban, hogy a fenékhordalék szállítása által a fenékre gyakorolt teljes τ_t nyírófeszültség a fluidum τ_{fl} és a szilárd szemcsék τ_{sz} nyírófeszültségének összegével egyenlő:

$$\tau_t = \tau_{fl} + \tau_{sz}. \qquad (3.102)$$

BAGNOLD-nak (1954a) forgódobos kísérletek útján sikerült meghatároznia a szemcsék között fellépő T tangenciális nyírófeszültség és P merőleges diszperziós nyomás arányát. Ez a $T/P = \operatorname{tg}\alpha$ arány a szilárd szemcsék közti dinamikai súrlódás együtthatója. Segítségével — a newtoni fluidumok lemezes, átmeneti és turbulens áramlási tartományaihoz hasonlóan — *viszkózus, átmeneti* és *tehetetlenségi szemcsenyírási tartomány*okat lehet elkülöníteni. BAGNOLD ui. a newtoni fluidumokban egyenletesen eloszlott, semlegesen úszó viaszgömböcskékre nézve azt kapta, hogy a viszkózus tartományban

$$T = 2{,}25\lambda^{3/2}\mu\frac{\mathrm{d}U}{\mathrm{d}y}, \qquad (3.103)$$

a tehetetlenségi tartományban pedig:

$$T = 0{,}0252\rho_2\lambda^2 D^2\left(\frac{\mathrm{d}U}{\mathrm{d}y}\right)^2. \qquad (3.104)$$

Itt U az átlagos szemcsesebesség, y a meder fölötti merőleges távolság, ρ_2 és D a szemcse sűrűsége, ill. átmérője; λ a vonal menti szemcsekoncentráció, μ pedig a dinamikai viszkozitás.

A T értéke tehát a viszkózus tartományban független a szemcsemérettől, a tehetetlenségi tartományban pedig a dinamikai viszkozitástól. A $T/P = \mathrm{tg}\alpha$ a viszkózus tartományban 0,375-ös, a teljesen tehetetlen tartományban pedig 0,75-ös *állandó* értéket vesz föl. A szemcsenyírási tartomány — a fluidális nyírósebességet jellemző *Re*-számokhoz hasonlóan dimenzió nélküli — BAGNOLD-féle számmal határozható meg:

$$Ba = \frac{D(\rho_2 T)^{1/2}}{\lambda^{1/2}\mu} = \frac{D(T/\lambda\rho_2)^{1/2}}{\mu/\rho_2}. \qquad (3.105)$$

A viszkózus és a tehetetlenségi tartomány közti átmenetet a *Ba*-szám 10—55 közötti értéke jelzi. A viszkózus tartomány szemcseközi hatásait a szemcsék közelsége okozza, melynek következtében a szemcsék között még ütközésük előtt taszítás lép fel. A tehetetlenségi tartományt a szemcseközi ütközések uralják.

LOWE (1976a) szerint az olyan β hajlásszögű lejtőre került szemcsetömeg mozgása, amelynél $\mathrm{tg}\beta < \mathrm{tg}\alpha$, tüstént megáll; ezzel szemben, ha $\mathrm{tg}\beta > \mathrm{tg}\alpha$, a mozgásnak folytatódnia kell. Jól osztályozott szemcsék folyása azonban az olyan természetes lejtőkön, amelyeknél $\mathrm{tg}\beta < 0{,}58$, nem indul meg. Ebből következően a $\mathrm{tg}\alpha$ értéke természetes (tehát nem-gömbszerű, szögletes, érdes felületű) szemcsék esetén jóval nagyobb, mint BAGNOLD viaszgolyós kísérleteiben. Ezért egységes és állandó áramlás $\mathrm{tg}\beta > \mathrm{tg}\alpha$ esetén is csak olyan szemcseközi fluidum jelenlétében lehetséges, amelyet a szemcsék magukkal ragadnak, s ami a mederrel szembeni fluidális nyírást megnöveli.

Természetes áramlásokra nézve azonban már BAGNOLD is föltételezte, hogy:

a) *levegőben* — a küszöbérték fölötti hordalékmozgás láncreakció-jellegénél fogva — a fluidális nyírófeszültség szinte teljes egészében a szemcsék ugráltatására fordítódik; ezért a teljes nyírófeszültség: $\tau_t = \tau_{sz} = T$;

b) *vízben* — ahol a szilárd szemcsék sűrűségének a fluiduméval alkotott hányadosa jóval kisebb — a szemcsék $\tau_{sz} = T$ nyírófeszültsége magas szállítási állapoton a τ_t-hez közeledik: $T \to \tau_t$; egyébként pedig bármely szállítási állapotban a τ_t teljes nyírófeszültség T-nek és a szemcsemozgást megindító kritikus fluidális feszültségnek (τ_{krit}) az összegével egyenlő: $\tau_t = \tau_{krit} + T$.

3.46 A KLASSZIKUS ÜLEDÉKSZÁLLÍTÁSI ELMÉLET

Arra is választ keresünk, hogy a szállítási sebesség milyen mértékben képes fenntartani a szemcsediszperzió stabilitását. Tekintsünk ezért egy ρ_1 sűrűségű, homogén fluidumban levő egységes, ρ_2 sűrűségű, gömb alakú részecskékből álló, h vastagságú diszperziót. Ha a meder fölötti y távolságtól függő szemcsekoncentráció $C(y)$, akkor az egységnyi mederfelület fölötti szemcsetömegre ható két erő:

a) *a részecsketömeg lefelé ható ereje*:

$$F_{sz} = gm = g\rho_2 \int_0^h C(y)\mathrm{d}y, \qquad (3.106)$$

b) *az áramló fluidum tömegerejétől származó*, fölfelé ható *úszási erő*:

$$F_u = -g\rho_2 \int_0^h C(y)\mathrm{d}y. \qquad (3.107)$$

Az egységnyi mederfelület fölötti szemcsék bemerülési súlya:

$$F_{sz} + F_u = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} mg = gm_b, \qquad (3.108)$$

egyúttal az a *tényleges hordalék*, amelyet bizonyos — a szemcsék között és/vagy az áramló fluidumon belül támadt — F_m erő(k)nek kell egyensúlyban tartani(uk). Ezért a diszperzió stabilitását az

$$F_t = F_{sz} + F_u + F_m \qquad (3.109)$$

egyenlőség nagysága és összetétele szabja meg, ahol F_t a teljes működő erő, F_m pedig a körülményektől függően fölfelé vagy lefelé ható erő.

Ezek alapján ALLEN (1982) a szemcsediszperziókat a *3.5 táblázat* szerinti módon osztályozza. Az I. osztályba a sztatikusan stabilis, mozdulatlan vagy előrehadó, a II.-ba a dinamikailag stabilis, mozdulatlan vagy előrehaladó, a III/a.-ba a sztatikusan instabilis, mozdulatlan (azonban bizonyos körülmények között előrehaladó), a III/b.-be pedig a dinamikailag instabilis, mozdulatlan vagy előrehaladó diszperziókat sorolja be.

3.5. táblázat. Az üledékdiszperziók dinamikai osztályozása*

Osztály	Relatív sűrűség	A hatóerők	
I.	$\rho_2 = \rho_1$	$F_t = 0$	$F_m = 0$
II.			$F_m \neq 0$
III/a.	$\rho_2 \gtrless \rho_1$	$F_t \gtrless 0$	$F_m = 0$
III/b.			$F_m \neq 0$

* ALLEN (1982) nyomán.

3.47 A VÍZFOLYÁSOK ÜLEDÉKSZÁLLÍTÓ MUNKÁJA

A BAGNOLD-féle „szállítógép-szemlélet" alapján (3.27. és 3.29. fejezet) az üledékszállítás a következőképpen ítélhető meg:

Az üledékszállítás kezdetét az áramlási teljesítménynek az az i_b értéke jelöli, amit a szemcse gm_b bemerülési súlyának azzal az $\bar{U}$ átlagsebességgel való szorzata ad, amelynél a nyugalomban levő szemcse mozogni kezd:

$$i_b = gm_b\bar{U}. \tag{3.110}$$

A szemcsék közti súrlódás következtében a hasznos szállítási teljesítményt mégis csak az i_b-nek a szemcse elfordulási szög tangensével kisebbített értéke fejezi ki:

$$i_b \mathrm{tg}\alpha = gm_b\bar{U}\,\mathrm{tg}\alpha. \tag{3.111}$$

A (3.43) képlet szerint a fluidális áramlás ω aktív teljesítménye a $\bar{\tau}_0$ átlagos határmenti nyírófeszültségnek és az $\bar{U}$ átlagos áramlási sebességnek a szorzata ($\omega = \bar{\tau}_0\bar{U}$), ennek megfelelő *hasznos teljesítménye* pedig az e hatékonysági tényező bevezetésével:

$$e\bar{\tau}_0\bar{U} = e\omega. \tag{3.112}$$

A (3.111) és (3.112) képletek egyenlősége folytán:

$$i_b \mathrm{tg}\alpha = e\bar{\tau}_0\bar{U} = e\omega. \tag{3.113}$$

Ebből pedig:

$$i_b = e\omega/\mathrm{tg}\alpha = e\bar{\tau}_0\bar{U}/\mathrm{tg}\alpha. \tag{3.114}$$

Eszerint *a vízfolyások fenékhordaléka időegység alatti szállítódásának mértéke az áramlás aktív teljesítményével* (ill. határfelületi nyírófeszültségével és átlagsebességével) *egyenesen, a szemcsék elfordulási szögének tangensével pedig fordítva arányos.*

Egy adott vízfolyás teljesítménye szempontjából az e tényező fordítva arányos a mélység/szemcseméret hányadosával, mivel mély vízfolyásokban a fenékhordalékrétegre ható hasznos sebesség kisebb, mint a sekély vízfolyásokban (LEEDER 1982).

A (3.114) képlet azonban szigorúan véve csak olyan nyugodt és stacionárius áramlásra érvényes, amelynek sebessége az időben nem változik, sőt egy áramvonal mentén a távolságtól függetlenül is ugyanaz marad. A természetben, ahol az erózió és a lerakódás váltakozása egyúttal a fluidális áramlás üledékfenntartó képességének változékonyságáról tanúskodik, ez igen ritkán valósul meg. A (3.114) képlet ennek ellenére is használható, mert az áramlás változásaival az $\bar{U}$ és az i_b értéke is változik. Arra a legáltalánosabb esetre, amikor a hordalékszállító fluidális áramlás egyszerre ingadozó és nem-egységes, de változásai nem túlságosan gyorsak, az erózió és a lerakódás $ML^{-2}T^{-1}$ dimenziójú R sebessége ALLEN (1970) szerint a

$$R = \frac{\partial i_b}{\partial x} + \frac{1}{\bar{U}}\frac{\partial i_b}{\partial t} \tag{3.115}$$

képlet szerint alakul. Ebben x az áramlás irányában mért távolságot, t pedig az időt jelenti. $\partial i_b/\partial x$ az áramlás nem-egységes, $\frac{1}{\bar{U}}\frac{\partial i_b}{\partial t}$ pedig annak ingadozó voltát fejezi ki. Ha az áramlás egységes és nem-ingadozó, akkor $R = 0$. Ha az $\bar{U}$ értéke egy időpillanatban az áramlás mentén csökken, akkor ezen irányban az i_b is csökken, és így $\partial i_b/\partial t$ — mederfenéki lerakódást jelezve — negatív lesz. A $\partial i_b/\partial t$ pozitív értéke viszont — amit az $\bar{U}$ és i_b folyásirányú növekedése idéz elő — a fenék eróziójáról tanúskodik.

A (3.115) képlet jobb oldalán levő két mennyiség előjele változhat. Az $1/\bar{U}$ mennyiség mindig negatív, ha a csatornában mozgó ingadozó áramlás azáltal válik nem-egységessé, hogy keresztmetszete áramlásirányban megnövekszik. A $\partial i_b/\partial t$ mennyiség előjele akkor pozitív, ha a csatornában mozgó áramlás felgyorsul; ellenkező esetben negatív lesz. A lerakódás az áramlás felgyorsulása esetén is tartóssá válhat, ha mind az $1/\bar{U}$, mind a $\partial i_b/\partial t$ értéke elég kicsiny.

3.48 A SZÉL ÜLEDÉKSZÁLLÍTÓ MUNKÁJA

Ez BAGNOLD (1954b) szerint akkor állapítható meg, ha a szél okozta nyírásmennyiség a hordalékszemcsék előidézte momentumveszteség mennyiségével egyenlő. Ha egy nyugalmi helyzetéből kimozduló, m tömegű szemcse L távolság megtétele után becsapódva teljes U sebességét elveszíti, akkor úgy tekinthető, hogy a szemcse egységnyi „utazási" időtartam alatt mU/L mozgásmennyiséget nyert a levegőtől. Ha pedig egy — egyenlő nagyságú ugráló homokszemcsékből álló — m_b tömeg egységnyi szélességű pálya mentén mozog, és a pálya egy rögzített pontját egységnyi idő alatt éri el, akkor az impulzuscsökkenés sebessége i_bU/L lesz. Ez utóbbi a szemcseszökellés révén a levegőre egységnyi területen kifejtett nyíróerő mértéke. Ha ezt a nyíróerőt τ-val, ill. — mint a 79. oldalon — ρu_*^2-tel jelöljük, akkor:

$$\tau = \rho u_*^2 = i_bU/L. \tag{3.116}$$

Mivel $U/L = g/v'$ (ahol v' a szökellő szemcse kezdeti vertikális sebessége), azért:

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA

$$\frac{i_b g}{v'} = \rho u_*^2, \tag{3.117}$$

s ebből:

$$i_b = v' \frac{\rho u_*^2}{g}. \tag{3.118}$$

Minthogy v' arányos u_*-gal, $v' = ku_*$. A k kísérletileg megállapított értékét (0,8) behelyettesítve:

$$i_b = 0{,}8 \frac{u_*^3}{g}. \tag{3.119}$$

Miután a fenékhordalék kb. 27%-a a szökellő szemcsék becsapódásának hatására kúszva mozog, a *teljes* mozgásra vonatkozó képlet:

$$i_b = 1{,}1 u_*^3 \frac{\rho}{g}, \tag{3.120}$$

ami jól egyezik a kísérleti adatokkal.

Mind a szél, mind a vízfolyás okozta fenékhordalékszállítás a sebesség köbével arányos. A (3.114) egyenlőség ui. az

$$i_b \propto U u_*^2, \tag{3.121}$$

alakban, a (3.120) pedig

$$i_b \propto u_*^3 \tag{3.122}$$

alakban is felírható. Eszerint az üledékszállítás mértéke erősen függ a folyássebesség növekedésétől. BAGNOLD szerint egy 16 ms^{-1} sebességű szél 24 óra alatt annyi homokot képes megmozgatni, amennyit az állandóan 8 ms^{-1} sebességgel fúvó szél csak 3 hét alatt mozgatna meg. Hosszabb idő alatt a szállítás mértékét mégis inkább a mérsékelt sebességű szelek szabják meg, mert ezek alacsony nagyságrendje jóval nagyobb gyakorisággal párosul.

3.5 A FROUDE-SZÁM ÉS A FOLYÁSRENDSZEREK

Mindenfajta — akár lemezes, akár turbulens — áramlásnak és üledékszállítási módjának a REYNOLDS-számhoz hasonló fontosságú kifejezője az ugyancsak dimenzió nélküli FROUDE-szám. De míg a *Re*-szám az áramló fluidumra ható tehetetlenségi és viszkozitási erők hányadosa, a FROUDE-szám a tehetetlenségi (F_i) és a nehézségi erő (F_g) hányadosa. Benne tehát a nehézségi erőnek a szabad tükrű lamináris vagy turbulens áramlásra kifejtett hatásai tükröződnek:

$$F_i : F_g = (\rho l^2 u^2) : (\rho l^3 g) = u^2 : lg = u : (lg)^{1/2}, \tag{3.123}$$

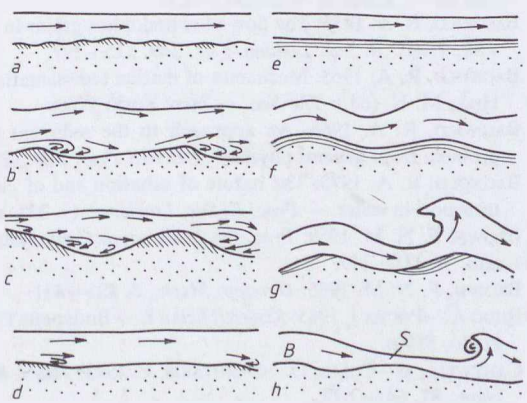
ahol ρ a fluidum sűrűsége, g a nehézségi erő gyorsulása, l az áramlás jellemző hosszúsága, u pedig a jellemző sebessége.

A képletben szereplő $(lg)^{1/2}$ mennyiség a nyugodt sekély vízben képződő, kis méretű gravitációs hullám terjedési sebessége. A FROUDE-szám tehát az áramlási sebességnek az áramló fluidumban létrejött kishullám sebességéhez való viszonyát fejezi ki. Ha a FROUDE-szám kisebb 1-nél, akkor a hullám terjedése megelőzi a fluidum áramlását. Ezért a nyugodt vízfolyásba dobott kő keltette felszíni hullámok az áramlás ellenében is tovaterjednek. A gyors víz- és légáramok FROUDE-száma azonban mindig > 1. A csöndes és gyors áramlások közötti átmenet FROUDE-száma 0,5—0,6 és 1,0 között van. Nagy sűrűségű áramlás FROUDE-számát az

$$Fr = u : [lg(\Delta\rho/\rho)]^{1/2} \tag{3.124}$$

kifejezés határozza meg, ahol $\Delta\rho$ a fluidumrétegek sűrűség-különbsége, ρ pedig az átlagos fluidumsűrűség.

A csöndes, ill. rohanó vízfolyásoknak a szilárd mederre gyakorolt hatása közvetlenül többnyire nem figyelhető meg. Homokos mederben azonban a különböző áramlásfajták különböző felhalmozódási alakzatokat hoznak létre. A 0,1—0,6 közötti FROUDE-számú, kis sebességű, lassú üledékmozgású és kis üledékhozamú *alsó folyásrendszer*t az áramlással szembe-



3.60 ábra. Balról az alsó, *jobbról* a felső folyásrendszer mederalakulatai alluviális vízfolyásokban, MIDDLETON (1965) szerint

a—c: Növekvő nagyságú víz alatti homokfodrok és -buckák az alsó folyástartományban. — *d—e:* Az átmeneti folyástartomány csaknem sík és sík mederfelszínei. — *f—h:* A felső folyástartomány antidűnéi.

B = Böge. — *S* = Surrantó.

ni nagy ellenállás miatt a határréteg erős turbulenciája jellemzi. Az ilyen vízfolyások medrében lerakódó sík rétegek, nyírási homokfodrok és homokhullámok *semmiféle kapcsolatban nincsenek a felszíni vízhullámokkal.* A 0,5—0,6-nál nagyobb FROUDE-számú, nagy sebességű, gyors üledékmozgású és nagy üledékhozamú *felső folyásrendszer* medrét $Fr = 0{,}5$—10 között a fenékhordalék sík lemezessége, 1 fölötti FROUDE-számnál pedig antidűnék, gyors vízű *surrantók* és csöndes vízű mélyedések kialakulása jellemzi. (Az *antidűnék* olyan homokhullámok, amelyek meredek oldala és vándorlási iránya szembenéz a vízfolyással: *3.60 ábra.*) A felső vízfolyásrendszer a medernek az áramlással szembeni, aránylag kicsiny ellenállásáról tanúskodik; *a meder lerakódási alakzatai pedig azonos fázisban vannak a felszíni hullámokkal.* Az alsó folyásrendszer súrlódási együtthatói — a mederalakulatokat létrehozó másodlagos áramlások következtében *(3.60 ábra)* — 2—5-ször nagyobbak, mint a felső áramlásrendszerben mérhetőké. Ez alól csak az alsó áramlásrendszer sík–lemezes medrei alkotnak kivételt, mert ezeken — lerakódási alakzatok híján — az áramlással szemben csak a szemcsevonszolás miatt támad ellenállás. *A FROUDE-szám két olyan áramlási tartományt különít el, amelyek medre, különböző sebességük ellenére is, azonos lejtésű és mélységű.*

IRODALOM

ABBOTT, J. E.—FRANCIS, J. R. D. 1977: Saltation and suspension trajectories of solid grains in water stream. — *Phil. Trans. R. Soc. London. (A)*, **284,** 225—254.

ALLEN, J. R. L. 1968: *Current Ripples.* — Amsterdam: North-Holland.

ALLEN, J. R. L. 1970: *Physical processes of sedimentation.* — London: Allen & Unwin.

ALLEN, J. R. L. 1982: *Sedimentary structures. Their character and physical bais.* **I—II.** — Amsterdam, etc.: Elsevier, 593 + 663 p.

BAGNOLD, R. A. 1954a: Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in Newtonian fluid under shear. — *Proc. R. Soc. London. (A)*, **225,** 49—63.

BAGNOLD, R. A. 1954b: *The physics of blown sand and desert dunes.* 2nd ed. — London: Meuthen, 265 p.

BAGNOLD, R. A. 1956: The flow of cohesionless grains in fluids. — *Phil. Trans. R. Soc. London. (A)*, **249,** 235—297.

BAGNOLD, R. A. 1963: Mechanics of marine sedimentation. — *In:* HILL, M. N. (ed.): *The Sea.* — New York: Wiley.

BAGNOLD, R. A. 1966: An approach to the sediment transport problem from general physics. — *USGS Prof. Pap.*, **422—I.**

BAGNOLD, R. A. 1973: The nature of saltation and of „bed-load" transport in water. — *Proc. R. Soc. London. (A)*, **332,** 473—504.

BROWN, F. N. M. 1959: *Proc. 6th Midwestern Conf. Fluid Mechanics.* — 331—349.

BROWN, F. N. M. 1965: *Develop. Mech.*, **3,** 421—431.

BUDÓ Á.—PÓCZA J. 1965: *Kísérleti fizika* **I.** — Budapest: Tankönyvkiadó, 519 p.

CANTWELL, B—COLES, D.—DIMOTAKIS, P. 1978: *Journ. Fluid Mechan.*, **87,** 641—672.

CARSON, M. A. 1971: *The mechanics of erosion.* — London: Pion.

CHEPIL, W. S. 1961: The use of spheres to measure lift and drag on wind-eroded soils. — *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.*, **25,** 343—345.

CLAUSER, F. H. 1956: *Adv. Appl. Mech.*, **4,** 1—51.

COLLINSON, J. D.—THOMPSON, D. B. 1982: *Sedimentary Structures.* — Boston—Sidney: Allen & Unwin, 194 p.

COULSON, J. M.—RICHARDSON, J. F. 1965: *Chemical Engineering.* **1.** (2nd ed.) — Oxford: Pergamon.

DAVEY, A. 1961: *Jour. Fluid Mechanics*, **10,** 593—610.

DHAWAN, S.—NARASHIMA, R. 1958: *J. Fluid Mechanics*, **3,** 418—436.

DŻULYŃSKI, S. 1965: New data on experimental production of sedimentary structures. — *J. Sed. Petrol.*, **35,** 196—212.

EINSTEIN, H. A.—LI, H. 1958: Secondary currents in straight channels. — *Trans. Am. Geophys. Union*, **39,** 1085—1094.

ENGELHARDT, W. v. 1973: *Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen.* — Stuttgart: Schweizerbart, 378 p.

FAGE, A.—TOWNEND, H. C.-H. 1932: *Proc. R. Soc. London. (A)*, **135,** 656—677.

FRANCIS, J. R. D. 1973: Experiments on the motion of solitary grains along the bed of a water stream. — *Proc. R. Soc. London. (A)*, **332,** 443—471.

FRIEDMAN, G. M.—SANDERS, J. E. 1978: *Principles of Sedimentology.* — New York, etc.: Wiley & Sons, 792 p.

GASIOREK, J. M.—CARTER W. G. 1967: *Mechanics of Fluids for Mechanical Engineers.* — London: Blackie.

GIBBS, R. J.—MATTHEWS, M. D.—LINK, D. R. 1971: The relationship between sphere size and settling velocity. — *J. Sed. Petrol.*, **47,** 7—18.

GÖRTLER, H. (ed.) 1958: *Boundary Layer Research.* — Berlin: Springer.

GRASS, A. J. 1970: Initial instability of fine bed sand. — *J. Hydr. Div. Am. Soc. Civ. Engin.*, **95,** 619—632.

GRASS, A. J. 1971: Structural features of turbulent flow over smooth and rough boundaries. — *J. Fluid. Mechan.*, **50,** 233—255.

HAMA, F. R.—LONG, J. D.—HEGARTY, J. C. 1957: *J. Appl. Phys.*, **28,** 388—394.

HAPPEL, J.—BRENNER, H. 1965: *Low Reynolds Number Hydrodynamics.* — Englewood Cliffs, N. J.: Prentice Hall.

HUNT, J. C. R.—ABELL, C. J.—PETERKA, J. A.—WOO, H. 1978: *J. Fluid Mechan.*, **86,** 179—200.

JUHÁSZ J. 1976: *Hidrogeológia.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 767 p.

KÁRMÁN, T. v. 1930: Mechanische Ähnlichkeit und Turbulenz. — *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen.* Math.-phys. Kl., 58—68.

KLEBANOFF, P. S. 1955: *NASA Rep.*, No. **1247.**

KLINE, S. J.—REYNOLDS, W. C.—SCHRAUB, F. A.—RUNSTADLER, P. W. 1967: The structure of turbulent boundary layers. — *J. Fluid. Mechan.*, **30,** 741—773.

KNIGHT, D. W. 1978: Review of Oscillatory Boundary Layer Flow. — *Journal of the Hydraulics Division (Proc. Amer. Soc. Civil Engin.)*, **104,** HY6, 839—855.

LAMB, H. 1932: *Hydrodynamics.* — 6th ed. — Cambridge: Cambridge Univ. Press.

LAUFER, J. 1951: *NASA Rep.*, No. **1053.**

LEEDER, M. R. 1979: „Bedload" dynamics: grain-grain interactions in water flows. — *Eart Surf. Proc.*, **2,** 3—12.

LEEDER, M. R. 1982: *Sedimentology. Process and Product.* — London: Allen & Unwin, 344 p.

LIU, C. K.—KLINE, S. J.—JOHNSON, J. P. 1966: An experimental study of turbulent boundary layer on rough wall. — *Thermosciences Div., Mech. Eng. Dept., Stanford Univ., Stanford,* **Md-15.**

LOWE, D. R. 1976a: Grain flow and grain flow deposits. — *J. Sed. Petrol.* **46,** 188—199.

LOWE, D. R. 1976b: Subaqueous liquified and fluidized sediment flows and their deposits. — *Sedimentology,* **23,** 285—308.

LÜTZNER, H. 1979: *Transportanalyse der unterpermischen Sedimente im Thüringer Walde.* — *Veröffentl. Zentralinst. Physik Erde,* **43.** — Potsdam.

MIDDLETON, G. V. 1965: Antidune cross bedding in a large flume. — *J. Sed. Petrol.,* **35,** 922—927.

MIDDLETON, G. V. 1978a: Hydrodynamic interpretation of sand size distribution. — *J. Geol.* **84,** 405—426.

MIDDLETON, G. V. 1978b: Flow regimes. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 330—333.

MIDDLETON, G. V.—SOUTHARD, J. B. 1978: Mechanics of sediment movement. — Tulsa, Okla.: SEPM short course, *no. 3.*

MILLER, M. C.—MCCAVE, I. N.—KOMAR, P. D. 1977: Threshold of sediment motion under unidirectional currents. — *Sedimentology,* **24,** 507—528.

NÉMETH E. 1962: *Hidrodinamika.* — Budapest: Tankönyvkiadó, 334 p.

NIKURADSE, J. 1933: Strömungsgesätze in rauhen Rohren. — *Forsch. h. Deutsch. Ing. — Arbeiten Ing. -Wesen.,* **361.**

PRANDTL, L. 1904: Über Flüssigkeitsbewegung bei sehr kleiner Reibung. — *Proc. 3rd Internat. Math. Congr., Heidelberg,* 484—491.

PRANDTL, L. 1933: *Zeitschr. Ver. Deutsch. Ing.,* **77,** 105—114.

PRANDTL, L. 1952: *Essential of Fluid Dynamics.* — London: Blackie.

PRANDTL, L. 1965: *Führer durch die Strömungslehre.* — 6. Aufl. — Braunschweig: Viehweg.

REYNOLDS, O. 1883: *Philos. Trans. R. Soc. London.* **(A), 174,** 935—982.

RICHARDSON, J. F.—ZAKI, W. N. 1954: Sedimentation and fluidisation. — *Trans. Inst. Chem. Engin.,* **32,** 35—53.

ROSENHEAD, L. 1963: *Laminar Boundary Layers.* — Oxford: Clanderon Press, 687 p.

ROSS, J. A.—BARNES, F. H.—BURNS, J. G.—ROSS, M. A. S. 1970: *J. Fuid. Mechan.,* **43,** 819—832.

SHIELDS, A. 1936: *Mitt. Preuss. Versuchsanst. Wasserbau, Schiffbau,* **26.**

SCHILLER, L.—NAUMANN, A. 1933: *Zeitschr. Deutsch. Ver. Ing.,* **77,** 318—320.

STATHAM, I. 1977: *Earth Surface Sediment Transport.* — Oxford, 184 p.

STOKES, G. G. 1847: *Trans. Cambridge Philos. Soc., Math. Phys. Sci.,* **8,** 441—473.

STOKES, G. G. 1851: On the effect of internal friction on the motion of pendulums. — *Trans. Cambridge Philos. Soc., Math. Phys. Sci.,* **9,** 2, 8—106.

TANNER, W. F. 1978: Reynolds and Froude numbers. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds.): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 620—622.

TELEKI, P. G. 1972: Wave boundary layers and their relation to sediment transport. — *In:* SWIFT, D. J. P.—DUANE, D. B.—PILKEY, O. M. (eds): *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 21—59.

TELEKI, P. G.—ANDERSON, M. W. 1970: Bottom boundary shear stresses on a model beach. — *Proc. 12th Conf. on Coastal Eng., Washington, D. C.,* 269—288.

VANONI, V. A. 1941: Some experiments on the transportation of suspended load. — *Amer. Geophys. Union Trans.,* **22,** 603—621.

WILLIAMS, P. B.—KEMP, P. H. 1971: Initiation of ripples on flat sediment beds. — *J. Hydraul. Div. ASCE,* **97,** 505—522.

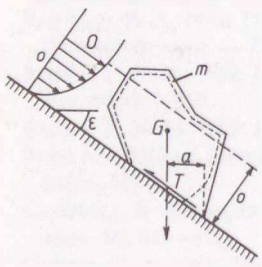
YALIN, M. S. 1977: *Mechanics of Sediment Transport.* — Oxford–New York: Pergamon (2. kiadás), 298 p.

4. A GRAVITÁCIÓS TÖMEGMOZGÁSOK

BALOGH KÁLMÁN

A 2.1. fejezetben kifejtett okokból a szilárd kéreg s a lég- és vízkör érintkezési övében gravitációs hatásra végbemenő törmelékszállító mozgások kétfélék: 1. tömeges üledékmozgások, 2. fluidális áramlások. *Fluidális áramlás* esetén a víz, a jég vagy a levegő gravitációs mozgása viszi magával a beléjutó törmeléket az aljzattal (mederrel) párhuzamosan. *Tömeges üledékmozgás* esetén viszont a törmelék- vagy üledékszemcsék halmazának a gravitációs mozgása ragadja magával a szemcseközi fluidumot.

A gravitációs üledékmozgásnak az az alapfeltétele, hogy a nehézségi erő lejtő menti összetevője felülmúlja a törmelék- vagy üledékhalmaz kohézióját (3.4. fejezet). Egy-egy kőzettömb lejtő menti mozgását egyszerűen megtámaszkodási felületének előrehaladó mállása is előidézheti. Ennek következtében ui. helyzete labilissá válik, s a tömb a szél- vagy víznyomás, a hullámzás, az árapály, a föld- és tengerrengés okozta ütemes rázkódások hatására legördül. Ha viszont a tömb támaszkodási felületén a súrlódási szög a víz vagy a jég hatására csökken, a tömb csúszni kezd. A gördülő és csúszó mozgás gyakran kombinálódik egymással.



4.1 ábra. Kőzettömb gravitációs mozgása az *Oo* irányában ható szélnyomásra, támaszkodási felületének mállás okozta csökkenése következtében, JUHÁSZ (1976) szerint

G a tömeg súlyereje; *a* a támaszkodási felület lejtő menti átlója; *m* a mállási kéreg; ε a lejtőszög; *T* a lejtő menti nyíróellenállás.

A tömb JUHÁSZ (1976) szerint akkor gördül le *(4.1 ábra)*, ha pl. a szélhatás *Oo* eredője nagyobb, mint a tömb súlypontjában támadó *G* súlyerőnek, ill. a közte és a tömb alsó széle közti vízszintes *a* távolságnak a szorzata, s az ε lejtőszög legföljebb egyenlő a φ súrlódási szöggel (vagyis $Oo > Ga$; és $\varepsilon \leq \varphi$). A tömb csúszása pedig akkor következik be, ha az ε lejtőszög nagyobb a súrlódási szögnél ($\varepsilon \geq \varphi$); a szélhatásnak és a súly G_t tangenciális vetületének összege pedig nagyobb a *T* lejtő menti nyíróellenállásnál ($Oo + G_t > T$, de $Oo < Ga$).

A gravitációs üledékszállítás módját, a szemcsetömeg mozgás közbeni belső deformációját s az általa kialakított üledékszövetet és -szerkezetet a lejtő meredekségén, valamint a szilárd szemcsék és a rendelkezésre álló fluidum anyagi minőségén kívül mégis főleg az utóbbiak térfogataránya határozza meg. Ezen múlik, hogy a mozgó tömegen belüli nyírás turbulenciába csap-e át vagy sem. A gravitációs tömegmozgás ez alapon megkülönböztethető fő típusai: 1. *üledékcsuszamlás*, 2. *suvadás*, 3. *tömeges üledékfolyás*. Éles különbségeket azonban csak e mozgások tiszta formái között találunk. Valójában, a tömegmozgást kiváltó okoknak, a mozgó anyag minőségének, települési helyzetének és feküjének, a mozgás felszíni vagy vízi körülmények közötti lefolyásának sokfélesége következtében, mind a fő-, mind az altípusok, mind a fluidális áramlások között számos átmenet van.

4.1 AZ ÜLEDÉKCSUSZAMLÁS

Ez nagy kiterjedésű, bár viszonylag vékony kőzettömegeknek (gyakran a feküfelszínnel párhuzamos) határozott nyírófelület mentén bekövetkező, felszíni vagy felszín alatti gravitációs lesiklása *(4.2 ábra)*. Ennek során a csúszó tömeg mindvégig érintkezésben marad feküjével; zuhanó, görgő vagy visszapattanó mozgást nem végez.

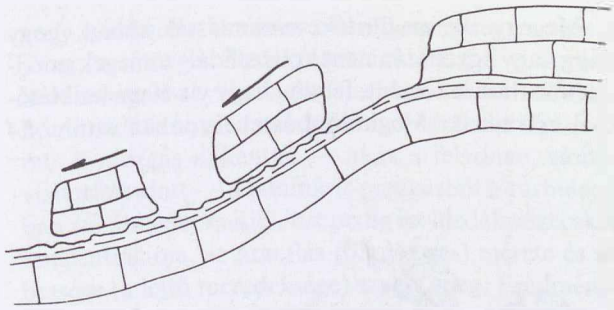
A szálban álló kőzet *mállási kérge* sokáig helyben maradhat. Bizonyos m_x vastagság elérése után azonban *(4.3 ábra)*, ha $\varepsilon > \varphi$ és

$$m_x \geq \frac{3c}{2\rho_t(\sin\varepsilon - \operatorname{tg}\varphi\cos\varepsilon)}, \qquad (4.1)$$

„magától" csúszni kezd. Itt *c* az m_x mélységben észlelhető tényleges kohéziós feszültség, ρ_t pedig a mállott kéreg térfogatsúlya. Az ap-

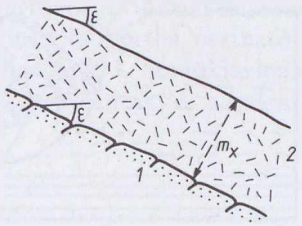
róbb szemcséjű, agyagos málladék — nagyobb kohéziójánál fogva — nehezebben, a nagyobb szemcséjű hamarabb csúszik meg.

A gravitációsan lecsúszó *lejtőtörmelék* igen különböző szemcsézetű, többnyire rétegzetlen, néha meredek ferderétegzésű, a lejtőre merőlegesen korlátozott kiterjedésű, de sokszor igen nagy vastagságú és nagy hézagtérfogatú halmazokat alkot. Kialakulásának szakaszossága a mállási periódusok erősségétől függ. Nedves éghajlaton a hegylábi törmelék nagyobb tömbjei rendszerint pélites anyagba ágyazódnak. Arid éghajlatú területek lejtőtörmelékei egyenletesebben durvák.



4.2 ábra. Üledékcsuszamlás vázlata

Máskor a lejtő menti mozgás akkor indul meg, ha egy dőlt helyzetű kőzetsornak kompetens rétegek közé zárt, lazább, vagy duzzadó agyagásványokban gazdag tagjára az annak nyíróellenállásánál nagyobb (pl. tektonikai) erő, víz- vagy szélnyomás hat, vagy ha e tag nyíróellenállása — a fedőterhelés gyors mérséklődése, fagyhatás, a kiszáradást követő újrafölázás, víz alatti gyors felhalmozódás esetén pedig az üledék eleve nagy víztartalma következtében — a *folyási határ* alá csökken. A fellazult réteg a rajta levő, s a mozgás folyamán együttmaradó vagy szétszakadó, de lényegileg csak rugalmasan deformálódó kőzettömegek csúszópályájául szolgál. A csúszópálya lehet réteglap, klivázs vagy különböző eredetű és szilárdságú üledékes (esetleg magmás vagy metamorf) kőzettömegek tektonikusan preformált felülete, ami különösen hegyomlásnál gyakori.



4.3 ábra. Ép kőzet *(1)* mállási kérge *(2)* lecsúszásának ε lejtőszög mellett az m_x vastagságtól való függése. — Vázlat Juhász (1976) nyomán

Az üledékcsuszamlásnak óriási üledékszállító jelentősége van. A csúszófelületek száma azonban csak akkor növekszik, ha a rétegsor több egymás feletti inkompetens réteget tartalmaz. Mivel a lesikló tömegnek a fekühöz való viszonya mozgás közben nem változik, a csuszamlást többnyire csak a csúszóréteg kivékonyodása és deformáltsága árulja el. Jóllehet minden üledék- és kőzettípus képes csuszamlásra, az mégis agyagok, aleuritok, márgák, csillámdús palás kőzetek, vízáteresztő és vízrekesztő rétegek váltakozásai vagy regolitok elterjedésterületén a leggyakoribb. Tengeri üledékekben található, ék alakú allochton tömbök, fiatalabb üledékeknek idősebbekkel való befedődése és ülepedési hiányok az üledékképződéssel csaknem egyidejű üledékcsuszamlások következményei *is* lehetnek. A csuszamlás irányát a csúszóréteg redőinek átbuktatottsága és egyéb eltorzulásai vagy a csúszó tömb és az aljzata érintkezésén levő csuszamlási tükrök árulják el. Vonszolódási, szakadási és budinázs szerkezetek, továbbá irányított terhelési zsebek mellett a rétegek feltornyosulásai, deltahomlokokon és a kontinentális lejtőn pedig víz alatti kimosások, sőt völgyek is megfigyelhetők. Kohéziómentes vagy csak gyengén kohéziós üledékekben természetesen az ilyen formák jóval ritkábbak. Mészkő és palás képződmények váltakozásának teljes megszilárdulás előtti, 1—2 km hosszúságú lesiklásai 100—300 m vastagságú üledéktömegeket is megmozgathatnak a fekü jelentősebb deformációja nélkül. A mozgást ilyenkor főként az üledéknek a kimélyülés belseje felé való vastagodása árulja el. Az egyidejű vagy fiatalabb üledékek közé víz alatti üledékcsúszás folytán lepényszerűen betelepült, lapos, de nagy (több száz vagy ezer m) kiterjedésű kőzetegységek (Kovács 1987) az *olisztoplakák* és *olisztonappák*. Az ezek szétszakadozásával képződött és többé-kevésbé önállóan csúszó, szabálytalan alakú, dm-es–km-es üledékdarabok pedig az *olisztotrimmák* fogalomkörébe tartoznak (Richter 1973). Mindezeknek a törmelék- vagy iszapárakból származó olisztosztrómáktól és olisztolitoktól megkülönböztető legfontosabb bélyege, hogy *e kőzettestek* — iszapmozgást tanúsító, külön alapanyag nélkül — *közvetlenül azokkal a fiatalabb üledékekkel érintkeznek, amelyek közé* a geoszinklinális különböző fejlődési stádiumaiban tektonikusan létrejött magaslatokról vagy a kontinentális lejtőről *lesiklottak* (4.35. fejezet).

Az üledéksiklási formákat *átmenetek* sora köti össze a tömegmozgás egyéb fajtáival. Az aleuritok, finom homokok, regolitok csak bizonyos mértékig állékony szerkezetének felszíni vagy víz alatti összecomlásával egybekötött, de a feküfelszínnel párhuzamos *folyásos csuszamlások, sár-, iszap- és töremelékcsúszások* részint suvadással, részint szemcse- vagy törmelékárral párosulhatnak, sőt zagyárak kiindulásaivá is válhatnak.

4.2 A SUVADÁS

Megegyezik az üledékcsuszamlással abban, hogy félig vagy egyáltalán nem konszolidált tömegek gravitáció hatására történt, felszíni vagy víz alatti lesiklásából származik. Megkülönbözteti azonban attól *(4.4 ábra)*:

a) lényegesen kisebb mérete,

b) felszínének változatosabb morfológiája,

c) a lesiklásos mozgásokénál kissé nagyobb számú csúszófelületek íves lefutása,

d) a meredek falból kiinduló fő csúszófelület hajlásának a terep lejtő irányában való ellapulása,

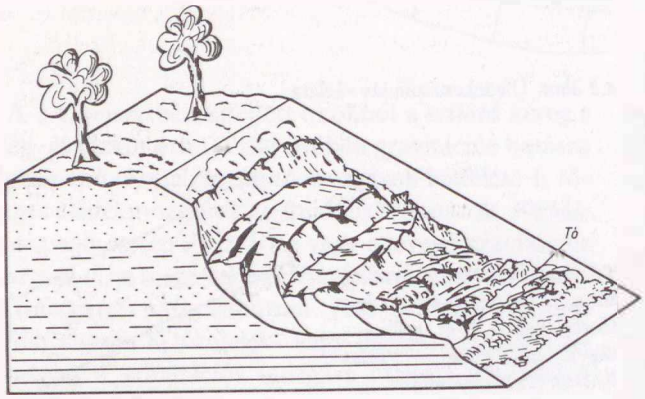
e) e fő csúszófelület fölötti, kötöttebb (pl. lösz- vagy homok-) rétegeknek a fő csúszófelületbe belesimuló, kisebb mozgási felületekkel határolt *karéjok*ra való bomlása,

f) a fő szakadástól távolodva egyre laposabb dőlésű karéjok anyagának hátrafelé billenéséből adódó, *rotációs mozgás*, ami megzavarja a csúszó tömegek és feküjük eredeti viszonyát,

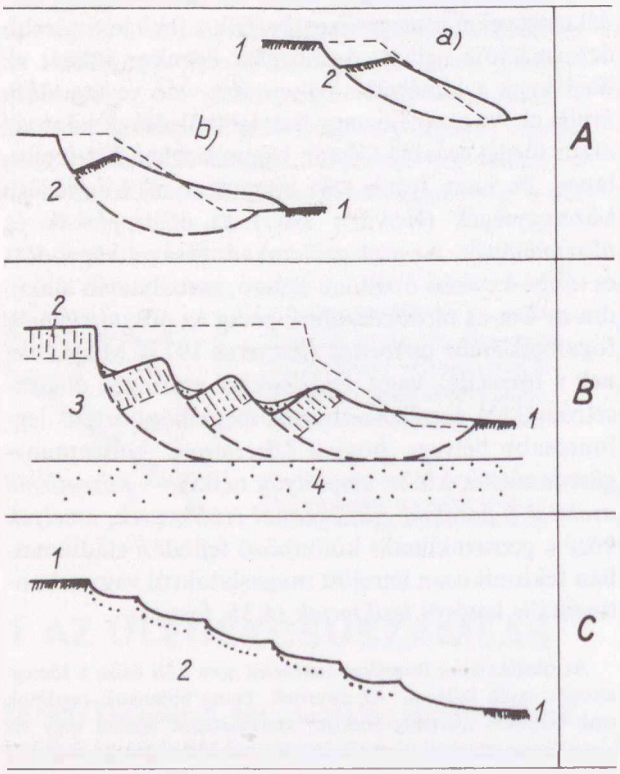
g) *a suvadási feklü*nek a karéjok előretolódása okozta nyomás révén bekövetkező *felpúposodása*,

h) a felpúposodás előterében kialakuló *suvadási nyelv*, amelyet a terep egyenetlenségei következtében a mozgás irányára merőleges, a szétterülés következtében pedig sugárirányú repedések tagolnak *(4.4 ábra)*,

i) a lesiklásos mozgások lejtőre merőleges ismétlődésével szemben a suvadások lejtő mentén való ismétlődése *(4.5 ábra)*.



4.4 ábra. Üledékfolyásba átmenő, többszörös rotációs üledékcsuszamlás (suvadás) képe

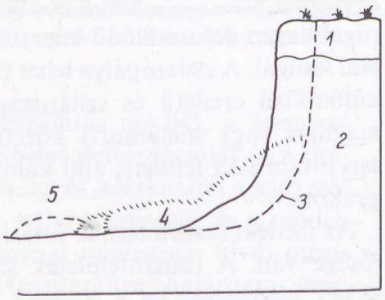


4.5 ábra. A suvadások fő típusai:

A: Egytagú szakadás; *a)* lejtő mentén, *b)* az aljzatba mélyülve. — *1.* Homokos talaj. — *2.* Agyag.

B: többtagú szakadás; *1.* Talaj. — *2.* Lösz. — *3.* Agyag. — *4.* Kemény homokkő.

C: Lépcsőzetes suvadás. — *1.* Talaj. — *2.* Agyag.



4.6 ábra. Rogyás. — VENDL (1951) nyomán

1. Talaj. — *2.* Ép kőzet. — *3.* Rogyási pálya. — *4.* A friss rogyás utáni kőzettörmelék. — *5.* A régi rogyás törmeléke.

A suvadás hátsó főfalához közeli karéjokban — kibillenésük ellenére is — felismerhető még az eredeti rétegegymásután. A települési zavarok a suvadás homloka felé növekednek, sőt a *suvadási nyelv* területén *üledékfolyás*ba mehetnek át. Az igen meredek falú, természetes vagy mesterséges feltárásokban észlelhető *rogyás*okat *(4.6 ábra)* csak a fő csúszópálya hátsó szakaszának mély és meredek volta, továbbá kicsiny csapásmenti mérete különbözteti meg a suvadásoktól.

A suvadás oka többféle lehet: nagyobb sűrűségű rétegeknek kisebb sűrűségekre való telepedése; karbonátos kőzetek alatti agyagrétegek ioncsere okozta képlékenysége; gyors üledéklerakódás miatti nagy víztartalom; földrengés; frissen lerakódott üledék feletti vízáram nyíróhatása; a mélyebb helyzetű üledék szilárdságának oldalas erózió okozta meggyengülése; vizét vesztett agyagrétegnek nagy esőzés vagy hóolvadás utáni átnedvesedése.

A suvadással kapcsolatos és lényegében a csuszamlásiakkal azonos nyírási deformációk gyakran mikrotektonikai formákra emlékeztetnek. A nyírási redők általában csak tetejük eróziós lenyesődése esetén minősíthetők biztosan suvadásos eredetűeknek.

A víz alatti suvadás rendes üledékekbe ágyazódó idegen kőzettestek, *olisztotrimmák* képződését eredményezheti (Kovács 1987).

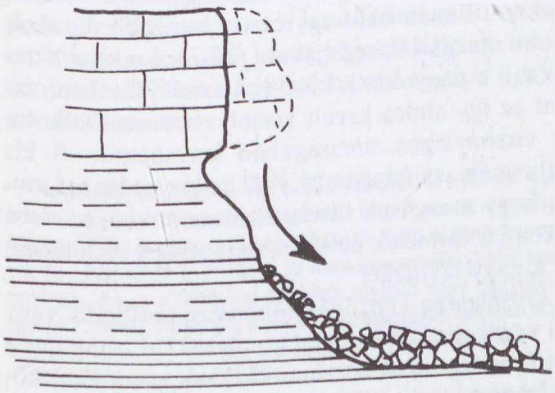
4.3 A TÖMEGES ÜLEDÉKFOLYÁS

Különböző nagyságú törmelék- és üledékszemcséknek és/vagy vízzel (ill. levegővel) alkotott keverékük-nek olyan mozgása ez, amelynél az egyes szemcsék az egész tömeg lejtő menti mozgása mellett a lejtőfelszíntől eltávolodó, önálló mozgást is végeznek. *A mozgó tömegre ható nyírófeszültség tehát* nem a lejtő mentén összpontosul, hanem *megoszlik a tömeg része(cské)i között*. A tömeges üledékfolyást a „kenőanyagul" szolgáló szemcseközi fluidumnak az üledékcsuszamlás vagy a suvadás esetén tapasztaltnál nagyobb mennyisége és egyenletesebb eloszlása jellemzi. Az üledék nagy koncentrációja folytán azokat mégsem a fluidum áramlása ragadja magával, hanem éppen fordítva: a gravitáció hatására mozgásba lendült szemcsék hozzák mozgásba a nyugalomban levő fluidumot. Jóllehet egy frissen lerakódott, vízzel telített üledék földrengés vagy túlterhelés hatására bármilyen lejtőn mozgásba jöhet, a tömeges üledékfolyásnak felszíni viszonyok közt a magashegységek, állóvizekben a deltafrontok, a kontinentális lejtők és a mélytengeri árkok a fő színterei. A mozgás miként jét — akár a felszínen, akár a vízborítás alatt — a lamináris mozgásból a turbulensbe való átmenet módja, ezt pedig az üledékrészecskék koncentrációja, az áramlás (függőleges) mérete és sebessége (a lejtő meredeksége) szabja meg. Eredménye pedig az üledékrészecskék egymáshoz és az alapanyaghoz való viszonyában tükröződik.

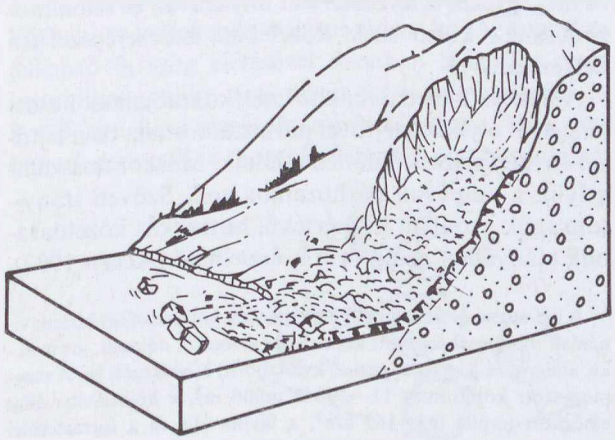
Ezen az alapon — felszíni vagy víz alatti végbemenetelüktől függetlenül — a tömeges üledékfolyások hat, átmenetekkel összekötött csoportba oszthatók: 1. sziklaomlások, 2. kőzetlavinák, 3. homoklavinák, 4. üledékfolyósodások, 5. törmelékárak, 6. zagyárak.

4.31 SZIKLAOMLÁS

Ez a folyamat egy alávájt vagy alámosott sziklafalról levált, kisebb-nagyobb szögletes kőzettömböknek és -daraboknak a szabadesés törvényei szerinti mozgásával *(4.7 ábra)*, amely gyakran kőzetlavinában, majd törmelékárban folytatódik. Speciális esete a kevés alapanyagot tartalmazó, laza kötésű kavics- és konglomerátumtömegek leomlás közbeni felaprózódásával létrejött *kavicslavina (4.8 ábra)*. A túlhajló lejtő alján fölhalmozódó anyag magashegységekben, víz alól kiemelkedő sziklák és zátonyfalak előterében durvaszemű intra- vagy extraformációs breccsává szilárdul.



4.7 ábra. Sziklaomlás. — VENDL (1951) nyomán

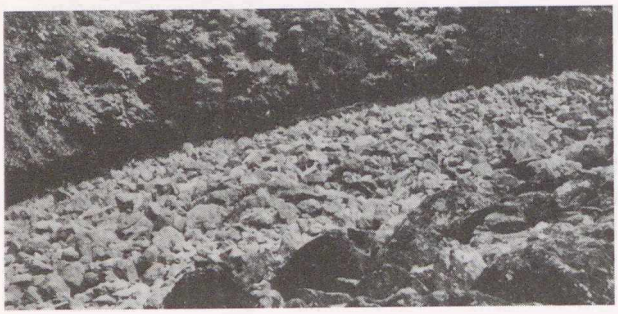


4.8 ábra. Kavicslavina. — VARNES (1958) nyomán

4.32 KŐZETLAVINA

Ez alatt felszíni és víz alatti sziklák túlhajló kőzettömegeinek erózió, földrengés, vulkáni kitörés vagy bányaműveletek hatására megindult lejtő menti mozgását értjük, amit az anyagnak a rétegdőléstől függetlenül, meredek törésfelületek, litoklázisok mentén történt hirtelen leomlása és összetöredezése indít meg. Ez ugyancsak intra- vagy extraformációs breccsa és konglomerátum képződését eredményezi *(4.9 ábra)*.

A magashegységekben megfigyelt, hatalmas kőzettömegeket megmozgató, nagy sebességű, *katasztrofális kőzetlavinák* nagy hézagtérfogatú törmeléke általában teljesen osztályozatlan. Anyakőzetük nagy, szög-



4.9 ábra. Kőzetlavina a Vizes-kesző völgy fejében (Mátra hegység), hatalmas andezittömbökkel. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1984

letes és megmunkálatlan tömbjei és darabjai olyan murvaszerű alapanyagba ágyazódnak, amely részint az anyakőzet széthullásából, részint a kőzetlavina haladása közben bekebelezett idegen anyagokból áll. A törmelék gyakran a szemközti völgylejtő alját is elborítja. A nagy kőzetlavinák üledékei széles kiterjedésű, de ehhez képest vékony, karéjos lepleket alkotnak, amelyek szűk völgyekben nyelv-, szélesebb aljzatra kerülve inkább legyezőformát öltenek. Az egyes karéjok enyhe lejtésű felszínét mozgásirányban sorakozó íves gerincek, barázdák, talajsávok, kisebb törmelékkúpok, oldalgerincek, helyi akadályokon kialakult törmelékgerincek tarkítják. A törmelék anyaga jobbára megegyezik a forrásterület anyagával, és felhalmozódásának külső széle közelében tetőcserépszerűen helyezkedik el.

A felszíni kőzetlavinák törmelékdarabjainak hossztengelyét olykor a lejtővel párhuzamosnak, de a lejtővel enyhén szembedőlőnek találták. Máskor hosszúkás tengelyük a csapással párhuzamos volt. Szöveti irányítottságuk azonban kismértékű; hosszúkás kőzetdarabok hiányában pedig nem is észlelhető (ALLEN 1982).

A két utolsó évszázad vagy a pleisztocén katasztrofális kőzetlavináinak mindegyike szilárd kőzetekben (mészkő, dolomit, grauvakke, andezit, csillámpala, gneisz, kvarcdiorit) következett be. A megmozgatott kőzettömeg 11—20 840 millió m^3, a kőzetlavina által elborított terület 0,5—165 km^2, a lavina alja és a forrásterület közötti V vertikális magasságkülönbség 0,3—3,7 km, a lavinavég fölemelkedésének legnagyobb értéke 91—450 m, a mozgás megfigyelt vagy számított minimális sebessége 120—335 km/óra, a lavina által megtett legnagyobb horizontális távolság (H) pedig 0,5—17,4 km volt (PLAFKER 1978). A negyedkor előtti kőzetlavinákra vonatkozó adatok valószínűleg azért ritkák, mert üledékeiket tektonikai breccsáknak, jég- vagy törmelékárak lerakódásainak vélik.



4.10 ábra. Húzódó lejtőtörmelék

Bár a víztartalom nem elengedhetetlen föltétele mozgásuknak, a nagyméretű, hegységi kőzetlavinák haladásuk közben vizet is fölvehetnek. A nedves és *víz alatti kőzetlavinák* lerakódásait azonban többnyire csak az alapanyag hiánya különbözteti meg a törmelék- és iszapárakétól. Egyes nagy jelenkori nedves kőzetlavinák külső szegélyei mederhez kötött törmelék- és iszapárakban folytatódtak.

A nagyméretű kőzetlavinák fő jellegzetességeit *a*) a mozgó törmelék alatti levegőnek (vagy víznek) a siklási súrlódást csökkentő és/vagy *b*) a törmelék által elsodort levegő iszap, víz vagy pára fluidizációs hatásának tulajdonítják. Csak ezek a mechanizmusok teszik ui. érthetővé e lavinák nagy sebességét, meg a V/H viszonyszámnak (vagyis a lavina függőleges magassága és legnagyobb horizontális hossza hányadosának) a kicsiny (0,07—0,33) értékét.

A kisméretű kőzetlavinák szabálytalan törmelékkúpokat alkotó üledékeit a nagyobbakétól a lejtő aljához való kötődésükön kívül az alkotó törmelék természetes rézsűszögének megfelelő lejtőfelszín, igen változó vastagság és fordított lejtő menti osztályozódás jellemzi: a nagy tömbök és darabok a kúppalást külső szélén halmozódnak föl, a kisebbek a csúcs közelében maradnak. Ennek okát egyrészt a nagyobb darabok nagyobb mozgási energiájában, másrészt a kisebb daraboknak a nagyobbak közötti átszitálódásában, valamint az így alulra került kisebb részecskék alkotta réteg viszonylagos simaságában kereshetjük. A kis kőzetlavinák aránylag nagy V/H értéke pedig azt mutatja, hogy mozgásuk mechanizmusa sokkal kevésbé csökkenti a törmelék belső és/vagy siklási súrlódását, mint a nagy lavináké.

A kőzetlavina-képződés többnyire vertikális vagy közel vertikális kőzet- és talajomlásokkal, valamint a kőzettörmelék lejtős felszínen történő, gördülő, ütköző vagy meg-megszakadva csúszó mozgásaival kezdődik. Sziklaomlás esetén az anyag eredeti szövetének szétroncsolódása viszonylag kis mértékű, kohéziómentes vagy kohéziószegény anyagok omlásakor azonban teljes. A kőzetlavina-képződés a törmelék újjászerveződésének kezdetét jelenti. Üledékeinek rossz osztályozottságán azonban inkább csak a törmelékkúpjain utólag bekövetkezett *szoliflukció* (talajfolyás) képes javítani. A talajrészecskéknek ez a talajnedvesség megfagyásának és kiolvadásának, az üledék (kőzet) kiszáradásának és újra-átázásának sokszoros ismétlődése következtében előálló, araszoló mozgása, amely hűvös mérsékelt és hideg makro- és mikroklímában *húzódó lejtőtörmelék* kialakulását eredményezi *(4.10 ábra)*, főleg a negyedidőszak kontinentális üledékeiben figyelhető meg.

4.33 HOMOKLAVINA (HOMOK- VAGY SZEMCSEFOLYÁS)

Ez a folyamat a kohéziómentes, laza homok részecskéinek a természetes rézsűszög túllépése után bekövetkező, lavinaszerű *kollektív* mozgása. Mindennapi tapasztalat, hogy a laza homokhalmaz felszínének lejtése még horizontális aljzaton is csak egy maximális értékig növelhető. Ezt a szöget az egyes szemcsék alakja, érdessége, tömege (nagysága) és a szemcsék közti nedvesség jelenléte vagy hiánya határozza meg. Amíg a részecskék érdessége, a tapadó vízhártya és a nehézségi erőnek a lejtőre merőleges komponense ellenáll ugyanezen erő lejtő menti összetevőjének, s a szemcsék közvetlen érintkezésben maradnak egymással, halmazuk szilárd testként viselkedik, ellenáll az aktív nyíróerőnek, és vezeti a nyíró *(S)* rengéshullámokat *(4.11 ábra)*. Ellenkező esetben a szemcsék csúszni kezdenek, majd rugalmas ütközéseik következtében szétszóródva, eltávolodnak a lejtőtől, és ez megakadályozza leülepedésüket *(4.12 ábra)*. Ezáltal a halmaz felső rétegének térfogata megnövekszik, sűrűsége a kritikus érték alá csökken, s a lejtő meredekségétől függő diszperziós nyomás hatására folyni kezd. Ezen — első tanulmányozója után BAGNOLD-hatásnak nevezett — mozgásnak az α lejtőszög csökkenése és a diszperziós nyomás megszűnése vet véget. A szemcsefolyás megindulásának ϑ_i szöge, amelynek értéke — a porozitástól függően — a laza homokra 30°, a tömöttebb anyagokra 40° körül van, kísérletek tanúsága szerint 5—15°-kal is felülmúlhatja a halmaz ϑ_r nyugalmi rézsűszögét.

Az L lejtő menti nyíró erő és a P diszperziós nyomás viszonyát a belső súrlódás dinamikus szögének, vagyis annak a β szögnek a tangense határozza meg, amely mellett a homok mozgása megszűnik ($\beta = \vartheta_r$); tehát $L/P = \operatorname{tg}\beta$. A homokszemcsék akkor kezdenek mozogni, ha az α lejtőszög tangense egyenlő vagy nagyobb, mint $\operatorname{tg}\beta$ *(4.12 ábra)*. Mivel a $\operatorname{tg}\beta$ értéke kvarcszemcsék esetében 0,5—0,6, a homok csak 25—30°-nál meredekebb lejtőn indul meg.

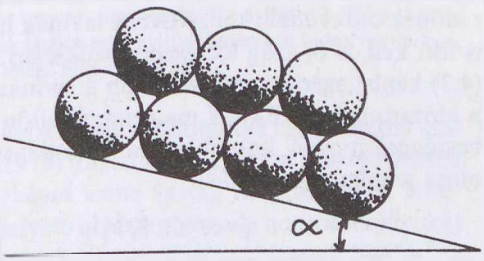
Ez azért fontos, mert BAGNOLD (1954, 1956) még úgy vélte, hogy a viszkózus szemcsefolyások ϑ_i szöge 37°, a tehetetleneké pedig csak 18°. A különbség abból adódott, hogy számításait egyenlő nagyságú és gömb alakú szemcsékre alapozta. A természetes szemcsék azonban az efféle egyszerűsítést nem engedik meg. 1973-ban BAGNOLD is elismerte, hogy a helyes szögérték a viszkózus és a tehetetlen homoklavináknál egyaránt kb. 30°.

Ha a szemcseközi folyadék tiszta víz, a mozgáshoz szükséges minimális lejtőszög valóban a belső súrlódás szögével (30°) egyenlő. Ha azonban a szemcsekőzi fluidum sűrűsége nagyobb 1-nél, akkor annak felhajtó ereje csökkenti a szilárd szemcsék hatékony súlyát és az azok lebegve tartásához szükséges diszperziós nyomás nagyságát. Ez esetben a mozgás 30°-nál kisebb lejtőn is megindul, és azt a sűrű fluidum hozzáadódó súlya is elősegíti.

A kisméretű eolikus és víz alatti homokfodrok, víz alatti homokpadok és GILBERT-*típusú delták* áramlásárnyékos oldalán megfigyelhető homoklavinákon az alakulat gerincéről lehulló szemcsék szóródását ALLEN (1970) szerint azok helyi lerakódási sebességének *(R)* áramlásirányú csökkenése fejezi ki:

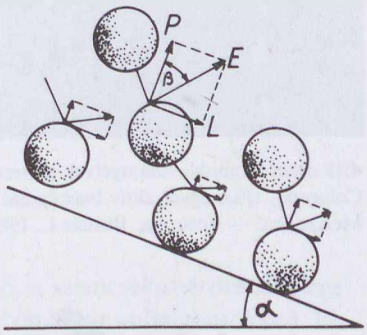
$$R = mx^n, \qquad (4.2)$$

ahol x az alakzat gerincétől áramlásirányban mért távolság, m egy a szemcsemérettől függő együttható, az n kitevő értéke pedig kisebb zérusnál. A képlet az



4.11 ábra. Adott α lejtőszög mellett a nehézségi erő lejtőmenti komponensének ellenálló gömbszemcsék halmaza, FRIEDMAN—SANDERS (1978) nyomán, módosítva

áramlásárnyékos oldal felső részének lavinázódás közbeni meredekebbé válását fejezi ki. A homokra jellemző ϑ_i szög elérésével azonban a lejtő e része instabilissá válik, s a meginduló szemcselavina a $\vartheta_r < \vartheta_i$ nyugalmi rézsűszög eléréséig mozog. Ha azonban a gerincről a homokszemcsék újabb hullámai



4.12 ábra. A Bagnold-effektus (FRIEDMAN—SANDERS 1978 nyomán, módosítva)

A lejtő menti nyírófeszültség hatására a lejtővel párhuzamos irányban mozgásba jött részecskék egymásba ütközésük következtében E irányban eltávolodnak a lejtőtől. Ez a szemcsehalmaz térfogatának megnövekedését eredményezi.

érkeznek, a lavinázódás és nyugalomba kerülés játéka tovább folytatódik. Minthogy a homoklavinák megindulása annak a szállításnak az erősségétől függ, amely a homokszemcséket az alakzat gerincéig sodor-

ja, *a lavinázódás folytonossá válásához a szállítási sebesség egy kritikus értéke szükséges.*

Ha egy ϑ_r nyugalmi rézsűszögű lejtő olyan egyenletes és $R(x)$ és $(dR/dx)x$ eloszlást eredményező szemcsehullásnak van kitéve, amelynek legnagyobb értéke a gerinc szomszédságára esik, akkor a t idő eltelte után itt kialakuló ϑ_i szög tangense:

$$\operatorname{tg}\vartheta_i = \operatorname{tg}\vartheta_r - \frac{1}{\gamma}\int^{t}\frac{dR}{dx}\,dt, \qquad (4.3)$$

ahol γ a száraz üledék tömegsűrűsége. Könnyű belátni, hogy a hordalékszállítási sebesség növekedésével a t időnek csökkennie kell. Mivel a lavinák lesiklásához is idő kell, a ϑ_i szög eléréséhez szükséges t időnek a (4.3) képlet szerinti értéke kisebb a lavinázódás teljes p időtartamánál. Egy H magasságú lejtőn V átlagsebességgel mozgó homoklavina t_l lesiklási ideje (ha nincs szemcseutánpótlás):

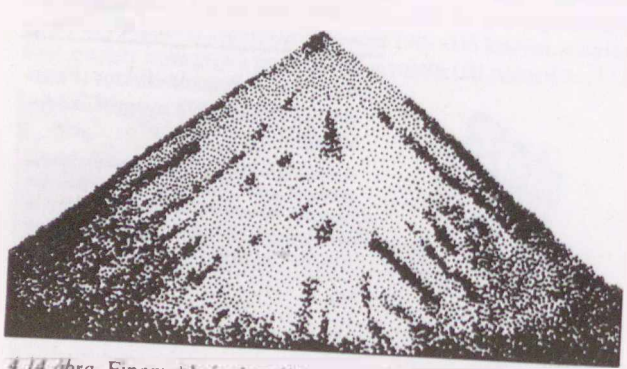
$$t_l = H/\sin\vartheta_r V. \qquad (4.4)$$

Egyedi homoklavinák esetén tehát, amikor $t > t_l$, a lavinázódás teljes időtartama:

$$p = t + t_l. \qquad (4.5)$$



4.13 ábra. Homoklavina-nyelvek a Great San Dunes Nat. Park, Colorado, USA egyik aktív buckájának 30–32°os lejtőjén, E. D. McKee-vel. — Foto: DR. BÉRCZI I., 1980



4.14 ábra. Finomabb és durvább szemcsék keverékének tölcsérből való lehullatással kísérletileg előállított fordított tangenciális osztályozódása. — Vázlat ALLEN (1982) nyomán, módosítva

Amikor $t \leq t_l$, a lavina lesiklása állandóan kiegyenlíti a lejtő meredekebbé válását, és a lavinázódás folytonos lesz. Eszerint a p kritikus értéke: $p_{kr} = 2t_l$.

Mivel kis sebességű üledékszállításkor a lavina a gerincnek (vagy a lejtőnek) csak egy-egy pontjáról indul el, az itt támadt homorú bemélyedések alatti siklási felszínen egymásra torlódó harántbordák rövidesen domború keresztmetszetű hosszanti csíkokká rendeződnek. A más pontokon kezdődő fiatalabb csíkok természetesen hamarosan elborítják az idősebbeket *(4.13 ábra)*. Ha pedig a felszíni szemcséket időről időre pára- vagy sólerakódás tapasztja egymáshoz, akkor ezek párhuzamos lemezsorok alakjában merülnek a fiatalabb homoklemezek alá. *A víz alatti kísérletek homoklavináit* ALLEN (1965) szerint csak *viszonylagos szélességük különbözteti meg az eolikusaktól.* Mivel e részletekben történő lavinázódás tartamát a gerinc feletti üledékszállítás sebességének növekedése csökkenti, ennek egy kritikus értékén túl a homok mozgása az egész lejtő mentén általánossá válik. Ekkor a $p-t$ értéke megközelíti a t_l értékét.

A dűnék, homokfodrok, GILBERT-*típusú delták* homoklavináin a szemcsék kétféle. *áramlásirányú (tangenciális) és függőleges osztályozódás*a figyelhető meg. *Rendes* az osztályozottság, ha a szemcsék nagysága áramlásirányban, ill. fölfelé csökken, *fordított*, ha áramlásirányban, ill. fölfelé növekszik.

Fordított tangenciális osztályozódás a futóhomok-lerakódások siklási felszínét jellemzi *(4.14 ábra)*: a durvább szemcsék a homokfelszín elülső részén és tetején gyülekeznek, mert megelőzik a lefelé igyekvő finomabb szemcséket. — Durva homokok vízi ülepedésű keresztrétegeiben is fordított, finomhomokos vízfenéken viszont rendes tangenciális osztályozottság mutatkozik. Némely sekélytengeri, keresztrétegzett homokkőnek azonban nincs tangenciális osztályozottsága.

Hogy a függőleges osztályozódás két módja közül a lavinázódott homokokban melyik az uralkodó, ALLEN (1982) szerint még nem eldöntött. *Rendes* alakja jelenik meg durvább és finomabb szemcsék keverékének levegőben való kiöntésekor *(4.14 ábra)*. Kicsiny futóhomok-dűnék meredek oldalának a gerinc közelébe eső rendes osztályozódását viszont a dűne lábánál többnyire *fordított* gradáció váltja fel. Vízsodorta homokok keresztrétegeiből mind rendes, mind fordított osztályozottságot említettek, bár REINECK—SINGH (1973) szerint ezekben csak fordított gradáció lehetséges.

Laboratóriumi kísérletek szerint az osztályozódást a) a folyékony közeg minősége, b) a szállított üledék jellege, c) az üledékszállítás sebessége és d) a homoktest nagysága befolyásolja. *A szemcseülepedés általában a fordított végső gradáció elérése irányában halad.* Ennek háromféle magyarázata van:

1. Kisebb szállítási energia esetén ALLEN (1965, 1968) szerint a fordított gradációt a lehullásra váró durva szemcséknek a gerinc közelében való dúsulása idézi elő. A szállító energia növekedésével azonban a fordított gradáció esélyei még durva szemcsék esetén is

csökkennek. Finomszemcsés homok alkalmazásakor pedig (ami a viszonylagos szállító erő növelésének más módját jelenti), folytonos lavinázódás esetén csak rendes tangenciális osztályozódás alakul ki.

2. BAGNOLD (1954, 1956) szerint a homoklavina-üledékek fordított osztályozódásának oka *a durva szemcsék nagyobb diszperziós nyomásában rejlik*. Ezért azok a lavina kisebb nyomású külső felszíne felé nyomulnak, a finom szemcsék pedig a maximális feszültségű nyírófelület felé mozdulnak el. Ez a BAGNOLD-hatáson alapuló magyarázat azonban ALLEN (1968) kísérletei alapján csak tehetetlen homoklavinákra alkalmazható, viszkózusokra már nem. Sőt RIDGWAY—RUPP (1970) szerint a nagyobb szemcsék akkor is a lavina felszínére törnek, ha a lejtő nyíróhatását egészen sima lejtő alkalmazásával kiküszöbölik.

3. Ezzel szemben MIDDLETON (1970) véleménye az, hogy *a lavinában ugráló finomabb szemcsék a durvábbak közti réseken át a lavina aljára szitálódnak*. MIDDLETON a perkoláció (beszüremkedés) mechanizmusára hivatkozik, amely önmagától is bekövetkezik, ha nagyobb szemcsék mozdulatlan halmazára finom szemcséket töltünk, s amelynek hatékonyságát a szemcseközi hézagokat tágító rázással jelentékenyen növelni lehet. Tovább segítheti ezt a folyamatot, hogy RICHARDSON (1903) szerint az átszitálódó homokszemcsék sima aljzatot biztosítanak a felettük legördülő nagyobb szemcsék számára (4.32. fejezet).

BAGNOLD (1954, 1956) úgy vélte, hogy a nagy szemcsekoncentráció teljesen semlegesíti a szemcseközi fluidum turbulenciáját. Erre hivatkozva, egyesek a kohéziómentes homokok folyását lemezes nyírásként írták le. Valószínű azonban, hogy igen nagy tömegek mozgásakor a kezdeti homokfolyás turbulenssé válik.

BAGNOLD (1954, 1956) szerint a homokszemcsék lejtő menti folyása egy talpi nyírási sík mentén megy végbe, ahol a szemcsék súlyából adódó és a lejtőre merőleges W nyomást a szemcsék mozgási momentumának a nyírási síkra való átviteléből adódó P diszperziós ellenerő ellensúlyozza *(4.12 ábra)*. Ez az erő:

$$P = k\sigma(\lambda D)^2\left(\frac{dU}{dy}\right)^2 \cos\alpha, \qquad (4.6)$$

ahol k állandó, σ a szemcse sűrűsége, λ a lineáris szemcsekoncentráció, D a szemcseátmérő, U a szilárd szemcse sebessége, dU/dy a folyási deformáció mértéke, α pedig a belső súrlódás dinamikus szöge ($= \vartheta_r$). A W súlyerő viszont:

$$W = \overline{C}g(\sigma - \rho)(Y - y)\cos\beta, \qquad (4.7)$$

ahol $\overline{C}$ a szemcsefolyás y pontja feletti térfogat átlagos szemcsekoncentrációja ($= 1 -$ porozitás), σ a szemcse, ρ a fluidum sűrűsége, Y a folyás vastagsága, y a lejtő feletti távolság, β a helyi lejtőszög. Mivel egyensúlyi helyzetben $P = W$, feltételezve, hogy $y = 0$ értéknél $U = 0$, az egyenletek dU/dy-ra integrálása után:

$$U = \frac{2}{3}\left[\frac{\overline{C}g(\sigma - \rho)\cos\beta}{\rho k \cos\alpha}\right]^{1/2}\frac{1}{\lambda D}[Y^{3/2} - (Y - y)]^{3/2}. \qquad (4.8)$$

Ha $\overline{C}$-t, λ-t és α-t állandónak feltételezve, az U értékét a homoklavina különböző magasságaira kiszámítjuk, olyan közel parabolikus sebességszelvényt kapunk, amelyen belül a nyírási sík fölött aktívan nyíródó szemcsék tetején nem-nyíródó szemcsék passzívan mozgó, vékony felszíni rétege helyezkedik el.

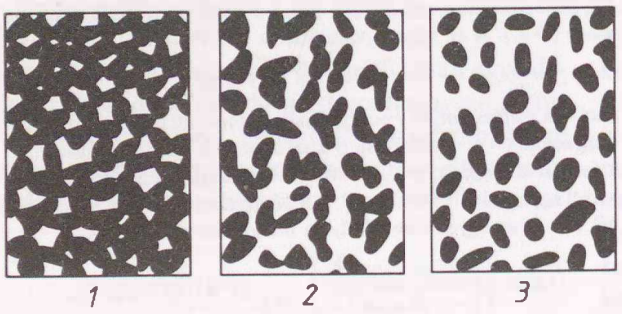
Mivel a homoklavinák vastagsága csak néhány cmnyi, LOWE (1976) tagadja, hogy ez a mozgásforma egymagában képes lenne vastag homokrétegek létrehozására. Ehelyett olyan módosult homokfolyásokat feltételez, amelyek diszperziójának fenntartásában a BAGNOLD-hatáson kívül más erők (pl. sűrű szemcseközi folyadék felhajtó ereje, áramlás vagy a pórusfolyadék elszökése) is részt vesznek. Az óvatosság mindenképpen indokolt, mert a korábban STAUFFER (1967), ill. KLEIN *et. al.* (1972) által nagyméretű, fosszilis homokfolyások termékeinek vélt üledékszerkezetekben LINK (1975) proximális turbiditek és fluidizált üledékfolyások lerakódásait ismerte fel.

A homoklavinák legtisztább formáival tehát elsősorban arid területek futóhomokbuckáinak szélárnyékos oldalán találkozunk. Tengeri üledékek kizárólag homokfolyásos eredete azonban — részint az óceáni lejtők szelídebb volta, részint a jelenségnek más tömegmozgásokkal való összefonódása miatt — csak ritkán állapítható meg határozottan.

4.34 AZ ÜLEDÉKEK FOLYÓSODÁSA (LIKVIDIZÁCIÓ)

A szemcsék egymásra nehezedéséből fakadó nyíróellenállás révén a kohéziómentes homok- és durva aleuritrétegek is tekintélyes nyomást képesek elviselni. Szilárdságukat azonban különböző természetes vagy mesterséges folyósító mechanizmusok hatására elveszítik, és viszkózus folyadékokként kezdenek viselkedni. Üledéktani szempontból e mechanizmusok két fajtájának van különös jelentősége: a) cseppfolyósodás (likvefakció), b) fluidizáció.

4.341 A cseppfolyósodás (CASAGRANDE 1936: likvefakció) a szemcsék támasztórendszerének *saját pórusfluidumukban* való felbomlása. Erre akkor kerül sor, ha a pórusfluidum nyomása valamilyen külső ok hatására hirtelen megnő, a szemcsék nyírófeszültsége pedig ennek következtében (akár nulláig) csökken. Pl. a vízzel átitatott, nagy pórustérfogatú homokhalmazok szemcséi saját pórusvizükben egy időre zaggyá diszpergálódnak *(4.15 ábra)*, amely — ha ebben semmi nem akadályozza — már 3—10°-os lejtőn folyni kezd. A folyás azonban a rendkívüli pórusnyomást okozó hatás megszűnésével hamarosan megdermed. A nyugalomba került diszperzió szilárd szemcséi ui. esési sebességüknek megfelelő ütemben ismét *leülepednek*, és alulról fölfelé növekvő, de a korábbinál jóval tömörebb, ennélfogva kisebb térfogatú (vékonyabb), konszolidáltabb, s amellett *egyenesen osztályozott* halmazt építenek föl. Az eredeti halmaznak az újraülepe-



4.15 ábra. Likvefakció kifejlődése finom homokban

1. Minden szemcse érintkezik egy másikkal: szemcsevázú, eléggé szilárd homok. — *2.* Csak egyes szemcsék érintkeznek: részben folyós homok. — *3.* Egyetlen szemcse sem érintkezik a másikkal: teljesen folyós homok.

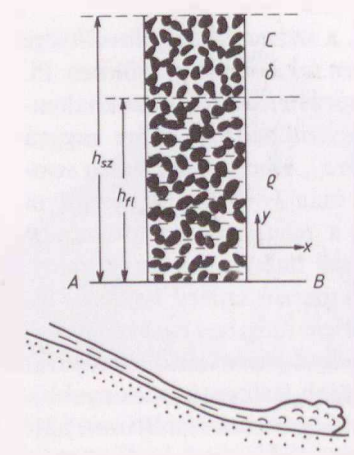
dő szemcsék közül kiszoruló pórusvize pedig az új halmaz fölött helyezkedik el. Tixotróp iszapgéleknek ezt a cseppfolyósodást követő nyugalmi időszakban, vízborítás alatt is bekövetkező, és zsugorodási repedések vagy üregek képződését eredményező vízvesztését *szinerézis*nek nevezik. *A likvefakció sem pórusfluidum beáramlását, sem az eredeti halmaz térfogatváltozását nem igényli.*

Három fajtája közül a *nyugalmi állapotú (sztatikus) likvefakció*, amit a szemcsehalmazon belüli pórusfluidum nyomásának a kritikus értéket meghaladó növekedése hoz létre, fizikailag a következőképpen modellezhető *(4.16 ábra)*.

Az AB szint felett h_{sz} magasságig ρ sűrűségű és c kohéziójú szilárd szemcsékkel és h_{fl} magasságig ρ sűrűségű fluidummal megtöltött térben az AB szinten mutatkozó T_{xz} nyírófeszültség reális anyagok esetén:

$$T_{xy} = c + \{[\overline{C}\sigma h_{sz} + (1-\overline{C})\rho h_{fl}]g - \rho g h_{fl} + A\rho g h_{fl}\}\operatorname{tg}\vartheta, \quad (4.9)$$

ahol $\overline{C}$ a szilárd szemcsék koncentrációja, g a gravitációs gyorsulás, A a szemcseközi érintkezési felületeknek az AB szint egységnyi területére vetített összege, ϑ az anyag súrlódási szöge. Az A értéke természetes kohéziómentes üledékekben (amelyekben $c = 0$) 0,01—0,1 nagyságrendű; ezért csak akkor hanyagolható el, ha a pórusfluidum $\rho g h_{fl}$ hidrosztatikus nyomása kiegyenlíti a kapcsos zárójelbe foglalt *hatékony feszültség*et. Mivel ez utóbbit a szemcse- és fluidumoszlop együttes súlyának és a fluidum nyomásának a különbsége adja, az előbbi feltétel akkor teljesül, *ha a szemcsék kölcsönös alátámasztásának megszűnésével azok súlyát a szemcseközi fluidum veszi át.* A hatékony feszültség csökkentése *vagy* a hidrosztatikus nyomás emelése, *vagy* víznek a halmazon át való áramoltatása útján érhető el. Nagy koncentrációjú törmelékhalmazok azért nem cseppfolyósodnak, mert a nyíróerők okozta rugalmas szemcsedeformációk közül a *tágulásosak* csökkentik a pórusfluidum nyomását és növelik a nyíróellenállást, az *összenyomásosak* pedig hatástalanok. *Cseppfolyósodásra tehát csak kis szemcsekoncentrációjú halmazok képesek.* A sztatikus cseppfolyósodás legszebb példája, ha az agyagásványokban szegény, jól osztályozott durva kőzetliszt és sok finom homok felett lesikló áramlás a lejtőszög csökkenése miatt hirtelen lefékeződve, felpúposodik *(4.16 ábra)*.



4.16 ábra. Részben vízzel telített, kohéziómentes üledék definíciós diagramja, ALLEN (1982) nyomán, módosítva

A–B: viszonyítási szint. — *C:* térfogati koncentráció. — *δ:* a szemcsék sűrűsége. — *ρ:* a víz sűrűsége. — h_{sz}: a szemcseoszlop magassága. — h_{fl}: a fluidumoszlop (víz) magassága.

Alul: Sztatikus likvefakció lejtőn.

A cseppfolyósodás dinamikus formáját a szemcsehalmaz terhelésének a kritikus értékig való növekedése, *ciklikus alakját* pedig a halmazt érő hatás (sűrű) ismétlődése okozza. *A dinamikus likvefakció* leggyakoribb természetes oka a lejtő alávájódása, robbanás, tengerrengés vagy folyami árhullám, a ciklikusé pedig a RICHTER-skála szerinti ≥ 6 erősségű S rengéshullám vagy a hullámzás keltette nyomásfluktuáció. A dinamikus cseppfolyósodást okozó rázkódások tehát általában rövid életűek, nyírófeszültségük inkább nyomásos jellegű, s a 10—100 km-es frontú kikötőhullámoktól eltekintve, kis területet érintenek.

Földrengéskor a P merőleges korlátozó nyomás alatt álló halmaz szemcséi a horizontális nyírófeszültség T_{xz}-nyi ciklikus váltakozásának vannak kitéve. A rengések rezgésszáma 0,1—10 Hz, a talajmozgás gyorsulása 0,2 g, sebessége pedig rendesen több, mint 0,1 ms^{-1}. Az erős rázkódások rendesen 10—100 másodpercenként, a gyöngébb utórezgések néhány percnyi időközökben követik egymást. A talajmozgás gyorsulása és amplitúdója a felszín alatti mélységgel arányos ugyan, de ezt a valóságban a rétegsor felépítése is befolyásolja. „Kedvező" körülmények között a ciklikus cseppfolyósodás 100, sőt 1000 km^2-nyi területre is kiterjedhet.

A h magasságú, vízzel telített, kohéziómentes üledékoszlop egy elemének legnagyobb nyírófeszültsége SEED—IDRISS (1970) szerint:

$$(T_{xz})_{max} = (\gamma h)a_{max}, \quad (4.10)$$

ahol γ a pórusvízzel telített halmaz tömegsűrűsége, a_{max} pedig a talajfelszín gyorsulásának legnagyobb értéke. Mivel a valóságban az üledékoszlop nem merev, a $(T_{xz})_{max}$-nak a mélység és a kőzettani minőség szerint csökkennie kell. ALLEN (1982) szerint pl. 30 m mélységben a nyírófeszültség megfigyelt maximuma kb. a fele a számítottnak. A cseppfolyósodás akkor következik be, ha a $(T_{xz})_{max}$ értéke felülmúlja az üledék nyugalmi állapotú nyírófeszültségét (amely a h érték növekedésével maga is nő, a tömöttség csökkenésével azonban csökken).

A tengervíz hullámzásának cseppfolyósodást okozó hatása a fenéknyomás általa létrehívott értékének a nyugalmi fenéknyomástól való Δp eltérésével fejezhető ki:

$$\Delta p = \rho g \frac{1/2H\cos\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right)}{\cos\left(\frac{2\pi d}{L}\right)}, \quad (4.11)$$

ahol H, L, T a hullám magassága, hossza és periódusa, x a hullám terjedési irányában mért távolság, t az idő és d a vízmélység. 10 m körüli vízmélységben hasonló magasságú és 0,1 Hz körüli rezgésszámú hullámzás szükséges a kis feszültségű üledékek cseppfolyósításához.

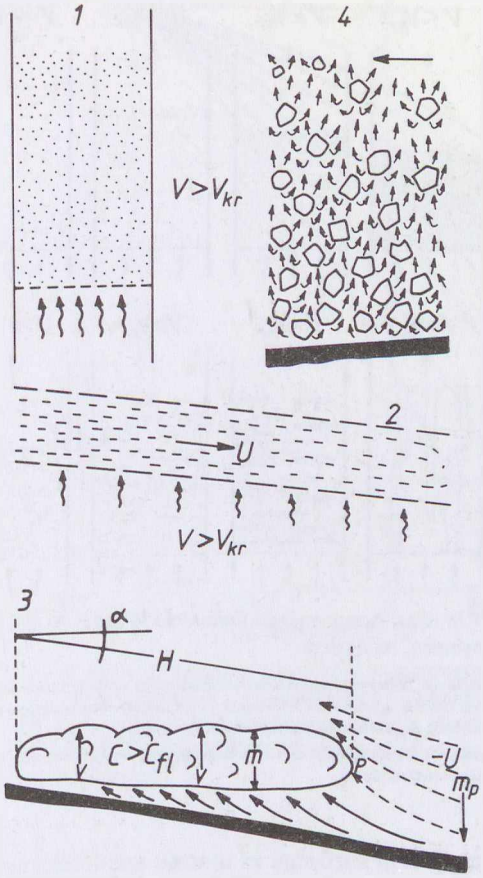
Kísérletek tanúsága szerint a ciklikus likvefakciót a) a ciklikus nyírófeszültség amplitúdójának és b) a terhelési ritmusok számának emelkedésével szemben c) a korlátozó nyomás, d) a szemcsekoncentráció és e) a szemcseméret csökkenése mozdítja elő.

4.342 Fluidizáció akkor áll be, ha hidrosztatikus nyomásának megnövekedése következtében a fedő üledéket egy-egy ponton áttörő fluidum addig nyomul abban fölfelé, míg a fedő szilárd szemcséinek lefelé ható bemerülési súlyát e mozgás ellensúlyozni képes *(4.17 ábra)*. A fluidum aktív mozgását *a pórusfluidum mennyiségének kívülről történő utánpótlódása teszi lehetővé*. Ez következik be pl. akkor, ha a fekü (többnyire agyagos) rétegeinek — gyakran éppen a hirtelen reájuk rakódó üledékhalmazok súlya alatti — tömörödése a pórusvizet a fedő homokos üledékbe préseli. Nagyrészt a beléjük zárt gázok és a magukkal ragadott levegő fluidizációs hatásának tulajdonítható a *forró piroklasztikum-árak* mozgékonysága. KENT (1966) a nagyméretű, *hideg kőzetlavinák* rendkívüli sebességét is a kőzetdarabok közé szorult levegő fluidizációjával magyarázza, noha föltevéseit SHREVE (1968) — aki a levegőt itt csak „kenőanyag"-nak tekinti — nem fogadja el.

A passzív likvefakcióhoz hasonlóan a jóval aktívabb fluidizáció is kohéziómentes, finom szemű, de nagy hézagtérfogatú üledékekben gyakori, amelyek pórusai teret biztosítanak az amúgy is gyönge alátámasztású szemcseváz nyíródásához. Tömött szövet esetén — a szemcsék szoros kapcsolódása következtében — a fluidizáció nem indul meg. Bár a frissen lerakódott tengeri agyagok — ásványlemezkéik kártyavárszerű elrendeződése folytán — többnyire nagy porozitásúak és nagy víztartalmúak, rázásra vagy terhelésre csak akkor tömörödnek, ha előbb édesvízű oldatok eltávolítják belőlük az eredeti szemcse-elrendeződést fenntartó ionokat. Lényeges különbség, hogy *a likvefakció felszíni, a fluidizáció fedővel borított, zárt üledékrétegekben játszódik le*. De mindkét jelenség *az eredeti szemcseváz szétrombolódását eredményezi*, melynek során a szuszpendált szemcsék súlyát a szemcseközi fluidum veszi át.

A fluidizáció megfordíthatatlan, a likvefakció azonban *ismételhető folyamat*: a tixotróp iszapok és homokok leülepedésük után rázással és ütögetéssel újra folyásképes állapotba hozhatók.

A fluidális fázis származása és a fluidizált tömeg mozgásállapota szerint a fluidizáció *(4.17 ábra)*:



4.17 ábra. A fluidizáció fő fajtái, ALLEN (1982) nyomán, módosítva

1. Stacionárius fluidizáció. — *2—4.* Siklatásos fluidizáció. — *2.* Áramlási fluidizáció. — *3.* Tömeges önfluidizáció. — *4.* Szemcsés önfluidizáció.

V: a felületi fluidumsebesség. — V_{kr}: a fluidizáció bekövetkezéséhez szükséges felületi fluidumsebesség. — *U:* az áramló közeg sebessége.

1. *stacionárius*, ha a fluidumáram egy alulról alátámasztott, nyugalomban levő szemcsetömegen át halad fölfelé;

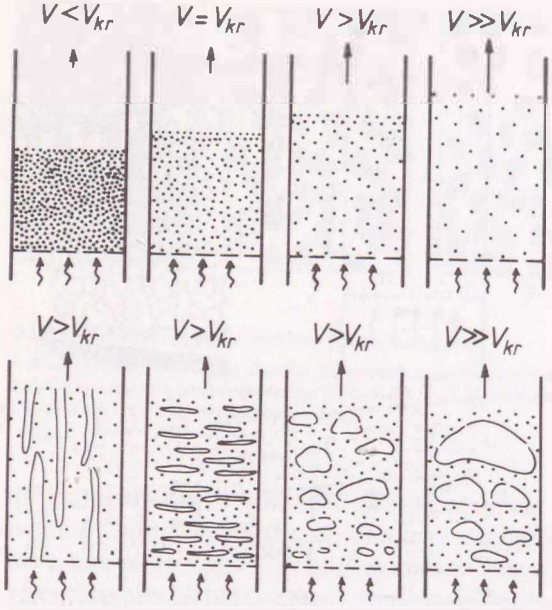
2. *tovahaladó*, ha a fluidizált tömeg horizontális mozgásban van; ennek további módozatai:

2a. *áramlási fluidizáció*, ha a szemcsék egy olyan lejtős felület fölött haladnak, amelyen a fluidum akkora sebességgel szüremkedik át, hogy az ellensúlyozza a szemcsék súlyát (ennek példáit azonban egyelőre csak kísérletekből ismerjük);

2b. *tömeges önfluidizáció* (KENT 1966), ha a lavina törmelékét — a zagyárakhoz hasonlóan — a lavina orránál bekebelezett fluidum fölfelé irányuló belső áramlása tartja fenn;

2c. *szemcsés önfluidizáció*, ha a fluidális fázis magukból a fluidizált szemcsékből származik; ez főleg azoknál a piroklasztikus áraknál tapasztalható, amelyek gázai a forró magmatöredékekből szabadulnak ki.

4.3421 A stacionárius fluidizáció módja a szilárd szemcsék, ill. a fluidum sajátságaitól és érintkezési felületeik geometriájától függ. A jelenség kísérletileg egy olyan függőleges (üveg)hengerrel modellezhető, amelynek likacsos lemezzel elrekesztett alsó részében



4.18 ábra. A stacionárius fluidizáció fő fajtái ALLEN (1982) nyomán, módosítva

Felső sor: Szemcsénkénti fluidizáció kifejlődése egy kezdetben homogén rétegben (balról), a beáramlási sebességnek (V) a fluidizációhoz szükséges kritikus sebesség (V_{kr}) fölé emelkedése következtében.

Alsó sor: Halmazos fluidizáció a fluidum csatorna-, lencse-, buborék- és üregképző beáramlásával.

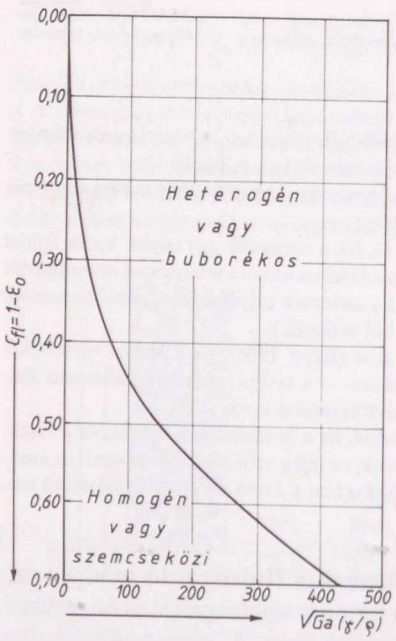
egyforma sűrűségű és méretű szemcsék monodiszperz rétege foglal helyet (lásd *4.17 ábra, 1*). A lemezen át alulról V sebességgel fluidum áramlik a rétegbe. Ha ez a V sebesség kisebb annál a V_{kr} sebességnél, amely a réteget fluidizálni képes, akkor a réteg szemcséit még továbbra is a szomszédos szemcsék fogják hordozni, de a réteg bemerülési súlya — ARCHIMÉDESZ tételének megfelelően — a száraz súlyánál kisebb lesz. A fluidizáció akkor indul meg, midőn $V = V_{kr}$, amikor a fluidumbeáramlás vonszoló ereje a szemcsék bemerülési súlyát is kiegyenlíti. Szorosan illeszkedő szemcsék esetén ez a réteg enyhe tágulását eredményezi. A lehetséges leglazább szemcseilleszkedésnek megfelelő térfogati koncentráció esetén azonban a fluidizáció kezdetét nem kíséri a réteg tágulása.

Ha a fluidum V beáramlási sebessége nagyobb a fluidizáció előidézéséhez szükséges V_{kr}-nél, a réteg a szemcsék és a fluidum kölcsönhatásának megfelelő mértékben, egyenletesen duzzad meg a csőben *(szemcsénkénti fluidizáció)*. Ezzel szemben *halmazos*nak mondjuk a fluidizációt, ha a nagy sűrűségű és átmérőjű, kohéziómentes szilárd szemcsék rétegét a beáramló fluidum kör vagy ellipszis keresztmetszetű, *függőleges csatornákon* át vagy alulról fölfelé növekvő méretű *buborékok* alakjában töri keresztül *(4.18 ábra)*.

A szemcsénkénti, ill. a halmazos fluidizáció közötti egyensúlyi határt DOICHEV *et al.* (1975) szerint a következő egyenlet határozza meg:

$$\left(\frac{\rho(\sigma-\rho)gD^3}{\eta^2}\right)^{1/2}\left(\frac{\gamma}{\rho}\right)^{1/2} = 128\,\frac{C_{fl}^{3/2}}{(1-C_{fl})^2(2-C_{fl})}, \qquad (4.12)$$

ahol ρ a szilárd szemcsék, σ a fluidum sűrűsége, g a gravitációs gyorsulás, D a (gömb alakúnak vett) szemcsék átmérője, η a fluidum dinamikus viszkozitása, γ a fluidizált réteg tömegsűrűsége, C_{fl} pedig a fluidizáció kezdetén mutatkozó minimális térfogati szemcsekoncentráció. Ha az egyenlet bal oldalán levő mennyiség a nagyobb, akkor a fluidizáció halmazos, ellenkező esetben szemcsénkénti lesz. A kettő közti határt a *4.19 ábra* szemlélteti. A *(4.12) egyenlet* bal oldalán levő első zárójeles mennyiség (a GALILEO-féle szám: *Ga*) a mederfenéki formák létrejöttének egyik jelzőszáma (II. kötet, 17. fejezet). Az egyenlet szerint a természetes törmelékek vizes fluidizációja rendesen *szemcsénkénti*, levegő vagy forró vulkáni gázok általi fluidizációja pedig többnyire *halmazos* (ALLEN 1982).



4.19 ábra. Stacionáriusan fluidizált rétegek stabilitásmezői a halmazos és a szemcsénkénti fluidizáció határvonalával, DOICHEV *et al.* (1975) nyomán, módosítva

LOWE (1976) szerint 20 °C-on a fluidizációhoz szükséges legkisebb sebesség tehetetlen és viszkózus anyagokra egyaránt:

$$V_{fl} = \left[\left(\frac{150k_2\eta}{3{,}5k_1D\rho}\right)^2 + \frac{(\sigma-\rho)gD}{1{,}75k_1\rho}\right]^{1/2} - \frac{150k_2\eta}{3{,}5k_1D\rho}, \qquad (4.13)$$

ahol k_1 a szemcsealak, k_2 pedig a fluidizációhoz szükséges C_{fl} fluidumkoncentráció függvénye. Egyforma gömbök esetén $k_1 = 10{,}3$, k_2 pedig 7,83 (vagy 11, sőt 14). A V_{fl} értéke egy-két nagyságrenddel kisebb a szemcse szabadesési sebességénél. Kicsiny szemcséknél $V_{sz} \approx 100V_{fl}$, nagy szemcsék esetén azonban $V_{sz} \approx 10V_{fl}$.

A V_{sz}/V_{fl} hányados értéke a STOKES-törvény érvényességi területének megfelelő $Ga<1$ esetén kb. 75, a tehetetlenségi viszonyoknak megfelelő $Ga>10^5$ esetén pedig kb. 10. A V_{sz}/V_{fl} hányados nagy értéke szemcsénkénti, kicsiny értéke halmazos fluidizációt jelent.

Az, hogy a fluidumnak egy *monodiszperz rétegbe* való V beáramlási sebessége mily mértékben változtatja meg a réteg átlagos szemcsekoncentrációját, RICHARDSON (1971) szerint a RICHARDSON—ZAKI képlet (3.89) alábbi átalakításával határozható meg:

$$V/V_{fl}=(1-C)^n. \qquad (4.14)$$

Itt a pórusfluidum sebessége: $V_{fl}=(\log V_{sz}-D/d)$; V_{sz} a diszperzió egyetlen D átmérőjű szemcséjének esési sebessége, d a fluidizációs tér szélessége, n pedig egy a szemcsealaktól, a D/d aránytól és a $Re=V_{sz}D\rho/\eta$ REYNOLDS-számtól függő kitevő, amelynek értéke ALLEN (1982) SZERINT:

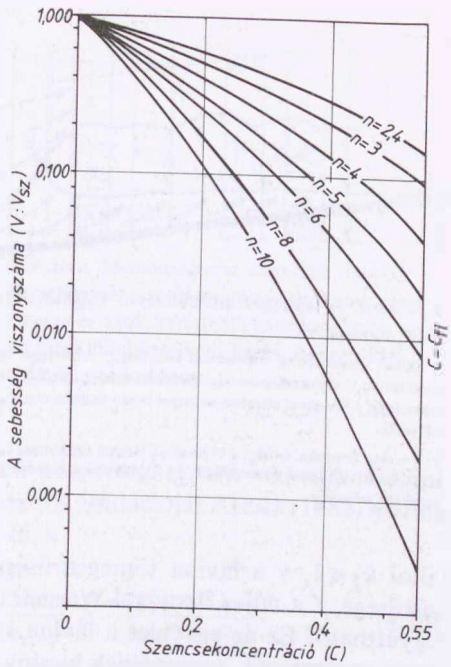
$n=4{,}65+20(D/d)$, ha $Re<0{,}2$,
$n=4{,}4+18(D/d).\ Re^{-0{,}03}$, ha $0{,}2<Re<1$,
$n=4{,}4+18(D/d).\ Re^{-0{,}1}$, ha $1<Re<200$,
$n=4{,}4Re^{-0{,}1}$, ha $200<Re<500$,
$n=2{,}4$, ha $Re>500$.

Ha a D/d hányados elhanyagolhatóan kicsiny, akkor az n értékei a $V=V_{sz}$ és $C=0$, ill. $V_{fl}=V_{sz}(1-C_{fl})^n$ és $C=C_{fl}=0{,}55$ határfeltételek között a *4.20 ábrán* látható módon változnak. A fluidizáció mezejét *(4.21 ábra)* alul a V_{fl}, felül a V_{sz} görbe határolja. Ha a $V>V_{sz}$, akkor a beáramló fluidum *kimossa* a szemcséket *(elutriáció)*. Ha viszont $V<V_{fl}$, akkor csak a legfinomabb szemcsék szöknek ki fölfelé a rétegből. Szemcsénkénti fluidizáció esetén a (4.14) képlet 0,1 koncentrációnál jó eredményt ad, halmazos fluidizáció és vastag finomszemcsés rétegek esetén azonban már nem megbízható.

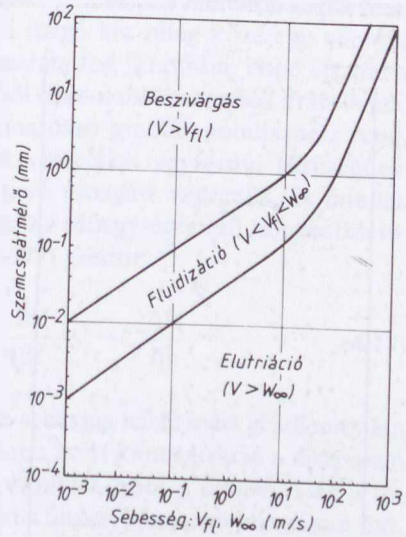
Kevert szemcseméretek esetén a monodiszperz fluidizáció kezdetét leíró egyenletekbe a szemcseadatok átlagait kell behelyettesíteni. A polidiszperz rendszerek azonban a monodiszperzeknél lassabban és csak foltokban fluidizálódnak. *Szemcséik* ennek során *főként függőleges, de kisebb mértékben horizontális irányban is* — méretük és/vagy sűrűségük szerint elkülönülve — *rétegződnek*. E szegregációs folyamat mértéke a) a szemcseméret szórásától, b) a szemcsék sűrűségétől, c) a fluidizációnak a V/V_{fl} aránnyal mérhető élénkségétől függ. A *szegregáció* a V/V_{fl} közepes értékénél a legtökéletesebb. Akár szemcsénkénti, akár halmazos fluidizáció esetén minden polidiszperz rendszerre van egy olyan beszivárgási sebesség, amelynél a kisebb, ill. könnyebb szemcsék — a nagyobbak, ill. nehezebbek hátrahagyásával — kimosódnak (elutriáció).

4.3422 A tömeges önfluidizáció feltételei egy α hajlásszögű víz alatti vagy felszíni lejtőn egyenletes m vastagságban és H hosszúságban U sebességgel haladó, V_{sz} szabad esési sebességű szemcsékből álló, $C>C_{fl}$ koncentrációjú lavina *(4.22 ábra)* esetén ALLEN (1982) szerint így írhatók le:

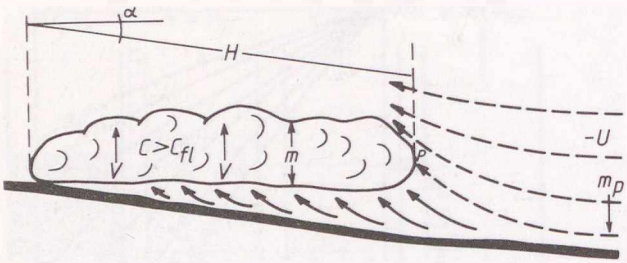
$$\frac{HV_{sz}}{g^{1/2}m^{3/2}}\left(\frac{\gamma}{\gamma-\rho}\right)^{1/2}(1-C)^n\le k_3\left(\frac{8\sin\alpha}{f}\right)^{1/2}\cos\alpha, \qquad (4.15)$$



4.20 ábra. Diszpergált szemcsék viszonylagos esési sebessége a koncentrációnak *(C)* és az esési sebesség–koncentráció egyenlet n kitevőjének a függvényében, ALLEN (1982) nyomán, módosítva



4.21 ábra. Kvarcszemcsék legkisebb fluidizációs, ill. esési sebessége 20°C-fokú vízben, ALLEN (1982) nyomán, módosítva

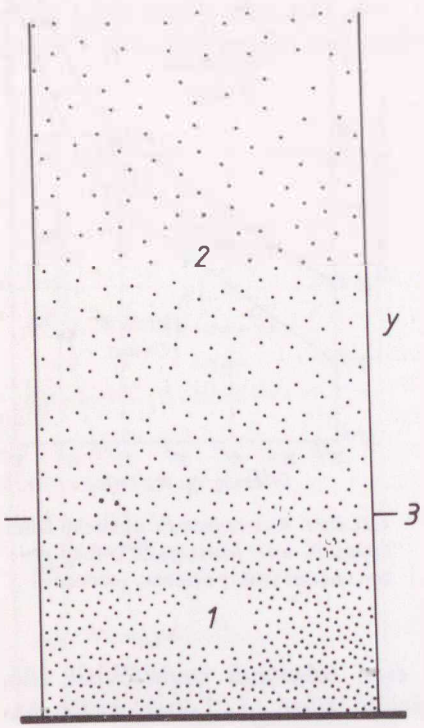


4.22 ábra. A tömeges önfluidizáció vázlata, ALLEN (1982) nyomán, módosítva

A szilárd felszín fölötti fluidummal szemben U sebességgel egy m vastagságú és H hosszúságú, C szemcsekoncentrációjú lavina mozog balról jobbra. A $-U$ viszonylagos sebességgel a lavinával szemben mozogni látszó fludium áramvonalait szaggatott vonalak jelzik.

P: a lavina homloka. — m_p: a P ponthoz tartozó áramvonal kialakulási magassága. — C_{fl}: a fluidizáció utáni koncentráció. — V: a lavina alsó felületét áttörő fluidum vertikális sebessége.

ahol $k_3 \ll 1$, γ a lavina tömegsűrűsége, ρ a fluidum sűrűsége, f a teljes DARCY—WEISBACH-féle súrlódási együttható. Ez az egyenlet a lavina kis hosszúságát, nagy vastagságát, szemcséinek kicsiny szabadesési sebességét, de nagy koncentrációját feltételezi. Eszerint a víz alatti lavinának kőzetliszt méretű, a levegőbelinek pedig még finomabb szemcsékből kellene állania, ha csak a fluidizáció tartaná fenn. Durvább ásványszemcsék esetén ui. a bekebelezett fluidum energiája nem képes a lavinát fluidizálni, mint azt KENT (1966) föltételezte. Inkább arról lehet szó, hogy a lavina alsó határfelületén foglyul ejtett fluidumban fellépő RAYLEIGH—TAYLOR-féle bizonytalanság következtében hosszanti hullámok keletkeznek, s az ezekben összenyomódott fluidum nem egyenletesen, hanem nagy buborékok alakjában töri át a lavinát (ALLEN 1971). Ezek erősen felkavarhatják a lavina törmelékét, magukkal ragadhatják annak finomabb részét is, de — a talpi sebesség egyenlőtlenségei következtében — nem fluidizálhatják annak egészét. *A tömeges önfluidizáció lehetősége tehát inkább csak a felszíni forró lavináknál áll fenn*, amelyek szemcséi hőmérsékletük átadásával gyors kiterjedésre késztetik a belőlük kiszabaduló vagy a közéjük rekedt gázokat. Vízborítás alatt azonban erre csak a víz forrásba hozatala esetén kerülhet sor.



4.23 ábra. A szemcsekoncentráció függőleges változása önfluidizált rétegben

A nem fluidizált réteg *(1)* koncentrációja nagyobb az önfluidizált rész *(2)* koncentrációjánál ($C \geq C_{fl}$). A *2.* réteg koncentrációja a fluidizáció határfelülete *(3)* fölötti y magasság függvénye [$C_{fl} = C(y)$].

4.3423 A szemcsék önfluidizációja a vulkáni törmelékszórásokat jellemzi ugyan, rossz osztályozottságuk miatt ezek mégis csak félig fluidizáltaknak tekinthetők. SPARKS (1976) szerint az ignimbritek és vulkáni törmelékárak olyan háromfázisú rendszerek, amelyeket a) önfluidizálásra alkalmatlan, durva törmelékek, b) önfluidizált finom szemcsék és c) a törmelékár sűrű alsó része fölött fölemelkedő por- és gázfelhő legfinomabb (elutriált) szemcséi alkotnak *(4.23 ábra)*. A kavargó tömeg durva szemcséi méretük és sűrűségük szerint szállítódnak és különülnek el az önfluidizált szemcsék kenőanyagában. A törmelékár sűrű alsó rétegének 1—10 m-es vastagsága s az adott gázkeverék és szemcsesűrűség mellett, legfeljebb a homokméretű szemcsék önfluidizációjára kerülhet sor. *A fluidizáció tehát csak részleges*: az ennél durvább darabokat *vagy* az önfluidizált szemcsék mozgása, *vagy* a rugalmas ütközésükből fakadó BAGNOLD-hatás repíti tovább. A fluidizáció eredetileg halmazos jellegét a buborékoknak a nagyobb szemcsék okozta elnyíródása alakítja át úgy, hogy az végül is a szemcsénkénti fluidizáció látszatát kelti.

A fluidizált rétegek 5×10^3—5×10^4 körüli *relatív viszkozitása* 2—3 nagyságrenddel nagyobb, mint a nem-fluidizált diszperzióké. *Látszólagos viszkozitásuk* ellenben a beáramlási sebesség növekedésével rohamosan csökken. A csak részben fluidizált, ill. a nem fluidizált rétegek *relatív viszkozitása* természetesen kevésbé különbözik egymástól. A gázban, ill. vízben fluidizált, valamint a fluidizált, ill. nem-fluidizált rendszerek relatív viszkozitásának az elől állóknál tapasztalt növekedése a GALILEO-féle számmal mérhető tehetetlenségi hatások eredménye.

Az üledékfolyósodás egymagában aligha eredményezi nagy zagyárak képződését, azok fejlődésének egyes szakaszaiban mégis fontos szerepet játszhat. A fluidizáció s az üledékek szinerézises zsugorodása pedig számos (részben fáciesjelző) üledékszerkezet kialakítója lehet. Föltehető, hogy a DŻUŁYŃSKI *et al.* (1959)

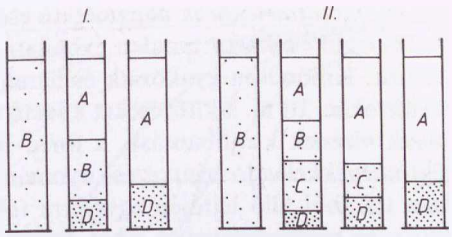
definíciója szerinti *fluxoturbiditek* is szemcsefolyás és üledékfolyósodás révén keletkeznek.

Azt a MIDDLETON—HAMPTON (1973, 1976) által fölvetett gondolatot, hogy a cseppfolyósodott üledéket saját megszökő fluiduma is fluidizálni képes, az önfluidizáció feltételeinek hiányában LOWE (1976b) és ALLEN is (1982) kizártnak tartja.

4.3424 A likvidizált törmelék leülepedése. A cseppfolyósító mechanizmus vagy a fluidizáció gyengülésével a diszpergált szemcsék új szövet és új térbeli összeszövődés kialakulása közben lerakódnak. Nyugalomra jutott, egyforma szemcsékből álló *(monodiszperz)* rendszereknek *(4.24 ábra: B)* először a legfelső *(A)* része tisztul meg; ez alatt pedig egyre nagyobb koncentrációjú rétegek alakulnak ki. Ezek *AB, BC, CD* stb. határfelületei az idő múlásával a részecskemozgás REYNOLDS-számától és a koncentrációtól függő sebességgel közelednek a legalsó határfelülethez, miközben a legalsó réteg vastagsága a felette levő, hígabb szuszpenziók rovására nő. Az összes szemcse leülepedése után a megtisztult fluidum alján már csak egyetlen, legsűrűbb üledékréteg fog elhelyezkedni.

Newtoni fluidumokban eloszló *polidiszperz* rendszerek leülepedése jóval bonyolultabb. Az eredetileg minden különböző nagyságú és sűrűségű szemcsét egyenletes koncentrációban tartalmazó zagy ekkor is úgy kezd leülepedni, hogy a kialakuló zagyrétegek koncentrációja fölfelé csökken. A legalsó rétegek azonban legalább két különböző mozgékonyságú szemcserészleget fognak tartalmazni. Ezekből pedig a kisebb esési sebességű szemcsék vagy tartósan szuszpenzióban maradnak (valójában fluidizálódnak), vagy fölfelé mozognak (elutriálódnak), és így végül is szemcsenagyság, ill. sűrűség szerint *osztályozott* (gradált) *rétegzés* jön létre. Ennek végső formáját természetesen a mindenütt jelenlevő bizonytalansági tényezők is befolyásolják.

A gradációnak két típusa van: a) folyamatos, ha nem párosul az üledék belső lemezességével, b) megszakadó, ha rétegekre vagy lemezekre bomló sorozatokban jelenik meg. Olyan egyforma sűrűségű és külön-külön egyenletesen diszpergált szemcsékből álló, igen nagy kiterjedésű rétegek sorozatán belül, amelyek likvidizáció utáni koncentrációja $C_1, C_2, \ldots C_x$, a diszpergált szemcsék esési sebessége $V_1, V_2, \ldots V_x$, a RICHARDSON—ZAKI-féle kitevő (3.89. sz. képlet) pedig



4.24 ábra. Monodiszpersz szemcsék nyugodt leülepedésének a szedimentációs oszlopok megjelenése és azok határfelületeinek mozgása alapján megkülönböztethető fajtái, ALLEN (1982) nyomán, módosítva

$n_1, n_2, \ldots n_x$, a k-adik rétegnek a $(k-1)$-edik réteggel szembeni folyamatos gradációját ALLEN (1982) szerint a $V_k/V_{k-1} \geq 1$, ill. a

$$\frac{n_k}{n_{k-1}} \geq \frac{\log(1-C_{k-1})}{\log(1-C_k)} \qquad (4.16)$$

egyenlőtlenség határolja be. A folyamatosság ui. addig áll fenn, míg az n értéke azonos, és a koncentráció nem növekszik fölfelé, vagy pedig — változatlan koncentráció esetén — az n értéke nem nő ebben az irányban. Ha e föltételek nem teljesülnek (vagyis ha $V_k/V_{k-1} < 1$), akkor — a fellépő instabilitás következtében — a szóban forgó két réteg közé egy *növekvő vastagságú fluidumréteg* fog iktatódni; ebbe viszont a $(k-1)$-edik rétegből (finomabb) szemcsék áramlanak.

Az olyan folyamatosan gradált polidiszperz rendszerben, amelynek részecskéi egyforma sűrűségűek, csak vertikális irányú mozgást végeznek, és minden szinten egyneműek, az időegységre eső koncentrációváltozás ALLEN (1977) szerint:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -C\frac{\partial V}{\partial y}, \qquad (4.17)$$

ahol $\partial V/\partial y$ az esési sebesség lefelé mért grádiense. Ha $\partial V/\partial y$ pozitív, akkor a helyi koncentráció a diszperzió alján gyorsabban csökken, mint a tetején, s ez a tömegsűrűségi grádiens bizonytalansága irányában hat. Ha $\partial V/\partial y$ negatív, a diszperzió gyorsabban húzódik össze a talpán, mint a tetején, és ez a tömegsűrűségi grádiens megszilárdulását eredményezi.

4.35 TÖRMELÉKÁR

Ez a neve a homokméretű vagy ennél finomabb szemű, vízzel átitatott, $2—6 \times 10^3$ poise ($2—6 \times 10^2$ Pa.s) belső súrlódású üledékek plasztikus szilárd test vagy viszkózus folyadék módjára végbemenő, rendszerint mederhez kötött tömegmozgásának, amely gyakran nagy kőzetdarabokat, sőt -tömböket ragad magával. Speciális esete a durva törmelék nélküli *iszapár*. A törmelékfolyás addig mozog, míg víz-, ill. gáztartalma csökkenteni képes a benne mozgó törmelékek súrlódását.

Felszíni törmelékárak nagyméretű esőzések vagy olvadás után csaknem minden éghajlati övben létrejöhetnek. Különösen gyakoriak és hatalmasak vulkáni területeken. Itt ui. a kitöréseket követő esőzés, krátertavak vizének kirobbantása, a forró lávának hó- és jégtömegekkel való érintkezése nyomán a vulkáni kúp laza tefrából álló lejtőjén egyszerre többféle üledékmozgató mechanizmus (a sebes vízfolyáson kívül talajcsuszamlás, kőzetlavina, suvadás, lassú földfolyás) jöhet működésbe. Az erősen lüktetve haladó törmelék hosszú utat tehet meg szűk, de meredek medrében; ám gyorsan lefékeződik, amikor a lejtő alján elhagyja azt, és nagy pusztítást okozva szétterül a hegylábi törmelékkúpon. Törmelékfolyás keletkezhet akkor is, ha a hegyi patak medrét sziklaomlás vagy suvadás révén eltorlaszoló törmeléket árvíz mobilizálja. A magashegységi törmelékfolyások jó része gleccserekhez kapcsolódik, amelyek kőtörmelékkel dúsan borított szegélyét egyébként sem köti meg növényzet.

A víz alatti törmelékárak többnyire földrengések hatására létrejött suvadásokból látszanak kifejlődni, s a lejtőn haladás közben zagyárakba mehetnek át. Mozgásuk az üledéktömegen belüli nyírás eredménye, és átmenetet alkot az üledékcsuszamlás és a zagyárak turbulens mozgása között.

A mozgás mégis többnyire lamináris; a fellépő turbulencia foka a folyásban levő tömeg viszkozitásváltozásának a függvénye. A törmelékfolyás sebességét és fenntartásának feltételeit általában a JOHNSON (1970)-féle reológiai egyenletek határozzák meg (MIDDLETON—HAMPTON 1973).

Eszerint a törmelékár T „szilárdság"-a az alapanyag kohéziójának, a szemcsék érintkezésén fellépő súrlódásnak, valamint az alapanyag „viszkozitás"-a okozta (newtoni) nyírási ellenállásnak az összege:

$$T = c + F_N \operatorname{tg}\vartheta + \mu du/dy. \qquad (4.18)$$

A törmelékfolyás megindulásakor:

$$T \geq c + F_N \operatorname{tg}\vartheta_d. \qquad (4.19)$$

(c a kohézió, F_N a merőleges súlyerő, ϑ_d a belső súrlódás dinamikus szöge, μ a viszkozitás, du/dy = a sebességgrádiens.)

A *(4.18)* egyenlet szerint, ha a kohézió és a szemcsesúrlódás nulla, akkor T egy newtoni folyadék nyírási ellenállására redukálódik. Az egyenlet nem-newtoni folyadékokra való alkalmazásával:

$$T = k + \mu_B du/dy, \qquad (4.20)$$

ahol k a folyási ellenállás, μ_B a BINGHAM-féle viszkozitás, du/dy a sebességgrádiens. A folyás megindulásakor $T \geq k$; a törmelékfolyás tehát csak a folyási ellenállás túllépésekor indul meg.

A szállított szilárd testek a törmelékár térfogatának 70—80%-át is kitehetik, az agyag méretű szemcsék részaránya viszont gyakran 10%-nál is kevesebb. HAMPTON (1975) szerint finom homok szállításához 1,5—4%-nyi, durvább homokéhoz 19%-nyi agyag szükséges. CURRY (1966) közel 1 m átmérőjű tömböket figyelt meg mindössze 1,1%-nyi agyagméretű szemcsét tartalmazó alpi iszapárakban. Bár a sűrű iszapárak sok durva törmeléket képesek szuszpendálni, a nagy tömböket mégis inkább görgetve, vonszolva és taszítva szállítják. A törmelékárat nem annyira a diszperziós erő, a folyósodás vagy a turbulencia, hanem a zagy folyási szilárdsága, sűrűsége és felhajtó ereje tartja fenn. Az a törmelékdarab, amelynek súlya nagyobb, mint a zagy folyási szilárdsága és felhajtó ereje, szükségképpen a folyás fenekére süllyed.

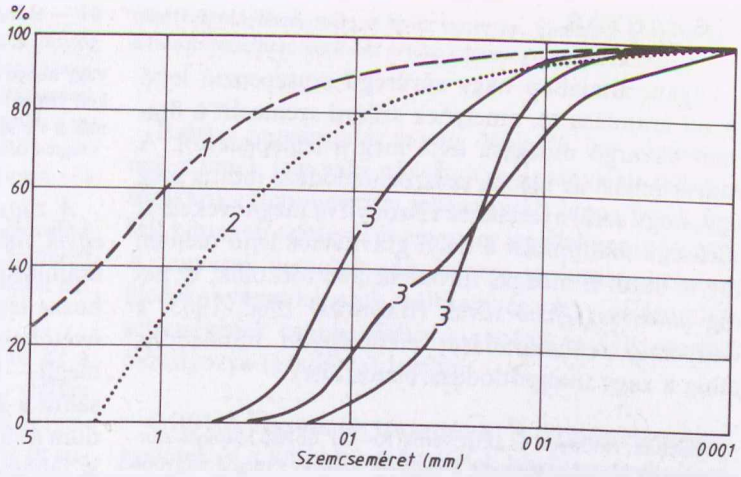
A törmelékárak *átlagsebessége* 5—15 m/s, de a vulkáni iszapáraké 100 m/s-et is elérhet. A kísérleti törmelékárak sebességeloszlása felülnézetben olyan (a BINGHAM-féle folyásokra jellemző), egyforma sebességű, „központi nyelv"-et mutat, amelyet mindkét oldalán keskeny, de erősen deformált zónák szegélyeznek (lásd *3.15 ábra*).

A törmelékár folyása már igen enyhe lejtőn megindulhat, mivel a homok- és aleuritszemcsék közötti súrlódást a szemcséket fenntartó agyag/víz zagy erősen lecsökkenti. Kísérletek szerint a folyás megindulásának ϑ_i szöge még akkor is kicsiny, ha a zagy 60 térf.%-nyi homokszemcsét tartalmaz. Ennél nagyobb homoktartalom esetén azonban a ϑ_i szög (a szemcsék közti súrlódás növekedése folytán) gyorsan növekszik. Forró, de szemiarid klímában az üledék közé beszüremkedő agyagásványok is hozzájárulhatnak a törmelékár kohéziós alapanyagának kialakításához.

Bár a törmelékárak rendesen meredek (max. 30°-os) lejtőn képződnek, hosszuk néhány fokos lejtőn is több km-re rúg, különösen, ha szétterülésüket völgy- vagy mederfalak akadályozzák. Enyhe lejtőn mozgó, viszkózus iszapár meredek fallal, karéjosan vagy ormányszerűen végződik. A mozgást a pórusvíz nyomásának hirtelen csökkenése állítja meg, amit a szállított anyag gravitációs leülepedése és a folyósabb anyagnak a durva szemű homokon való átszüremkedése idéz elő.

A fosszilis törmelék- és iszapárak más mozgási jelenségeknél is előforduló, poligenetikus üledékszerkezeteinek csak összességükben van diagnosztikus értékük. Genetikájuk változatosságának megfelelően üledékeik elnevezése is különböző: diamiktit, homokos–kavicsos agyag(kő) (ill. aleurolit), tilloid, fluxoturbidit (7. és II. kötet, 19. fejezet). Ezek valamennyijének szemcséi csak gyengén kerekítettek; kumulatív gyakorisági görbéjük pedig lapos és bimodális *(4.25 ábra)*. Legfontosabb ismertetőjelük a durva és finom anyag keveredésén alapuló rossz osztályozottság; csak a sárfolyások nem tartalmaznak durva klasztokat. A TRASK-féle osztályozottsági együttható *(So)* átlaga 9,7; a *phi* standard deviációé 4,7. Mind az átlagos, mind a legnagyobb szemcseméret a forrásterülettől távolodva szabálytalanul csökken.

Egy-egy iszapár *vastagsága* néhány cm és néhány m között mozog, és folyásirányban vagy egyenletesen vagy szabálytalanul csökken. A mederben mozgó iszap-



4.25 ábra. Egy iszapár jellemző kumulatív szemcsegörbéinek *(1–2)* a csatlakozó vízfolyás hordalékának szemcsegörbéitől *(3)* való eltérése, SHARP és NOBLES (1953) szerint

ár homloka és oldalai a főtömegnél jóval vastagabbak. A durva törmeléknek a folyási fronton tapasztalható nagyobb koncentrációját vagy az ütközésükből származó diszperziós erőnek a szemcseméret négyzete szerinti növekedése, vagy a finomabb törmelék kimosódása okozza. Az egyes iszapárak rétegzetlenek; egymás fölötti ismétlődésük azonban jól rétegzett üledéksorokat eredményezhet.

A víz alatti törmelékárak üledékeinek szerkezetét DOTT (1963) szerint anyaguknak a folyási, ill. folyósodási határhoz való viszonya határozza meg. Kohéziós üledéknek a folyási határ átlépésével bekövetkezett *plasztikus folyása* ui. az üledék rétegzését csak eltorzítja, de nem semmisíti meg. A folyósodási határ átlépésével kialakuló viszkózus folyás ellenben tönkreteszi a rétegzést, és szuszpenziót alakít ki.

A *turbulencia* a homoknak az alapanyagban való részarányától függ. Ha ui. a törmelékár alapanyaga sok agyagot tartalmaz, akkor a folyás laminárissá válik, és a törmeléktömbök sértetlenek maradnak. Ha viszont a folyás mátrixa homokos, a kis viszkozitású ár nagy sebessége és turbulenciája következtében a tömbök kavicsokká és hömpölyökké esnek szét. A víz alatti törmelékfolyás lamináris jellegét az alapanyagszemcsék lemezes irányítottsága és — azok irányítatlansága esetén is — a közéjük zárt klasztok helyzete árulja el. *Az utóbbiak vastag vége ui. a folyás irányába néz*, tengelyük pedig párhuzamos a folyás irányával. A jól rétegzett tengeri üledéksorokban lepényszerűen elhelyezkedő, egykorú vagy idősebb, de mindenesetre „téridegen" kőzetek agyagos–márgás, meszes, homokos–kőzetlisztes, esetleg tufás alapanyagba ágyazott, igen különböző nagyságú, szögletes vagy kerekített, rendezetlen és osztályozatlan darabjaiból álló közbetelepüléseit FLORIS (1959) nyomán *olisztosztrómák*nak nevezik. Ezeket az olykor több 10 km hosszúságú, 10 km-nél is szélesebb, dm–100 m–>1 km vastagságú és gyakran több fázisban létrejött, aljukon eróziós felszínnel határolt és különösen a flis fáciesben elterjedt kőzettesteket egykori víz alatti törmelék- vagy iszapárak megszilárdult termékének tartják. Az olisztosztrómák egymással nem érintkező (tehát alapanyag alátámasztású) s az alapanyaggal egykorú vagy annál idősebb kőzettörmelékének és -darabjainak a neve *olisztolit* (*4.26 ábra;* RICHTER 1973; KOVÁCS 1987). Az óceánszegélyek részletes kutatása azt sejteti, hogy a kontinentális lejtő felső részének suvadásaiból kiinduló törmelékárak üledéktani jelentősége sokkal nagyobb, mint azt korábban hitték (FLOOD *et al.* 1979). Például az EMBLEY (1976) által a Kanári-szigetek környékén szeizmikusan és fényképezéssel kimutatott víz alatti törmelékár, amely az ÉNy-afrikai kontinentális lejtő egy 600 km^3-nyi tömeget megmozgató suvadásából indult ki, 0,1°-os lejtőn több száz km-t haladt előre; kb. 30 000 km^2-t fedett be kavicsos iszappal. A víz alatti iszapár nem mindig tartalmaz durva klasztokat, felső része azonban — a tömegmozgás közben szuszpendálódott anyag leülepedése révén — gradálttá válhat, és így *fluxoturbidit*ek kialakulását eredményezheti.

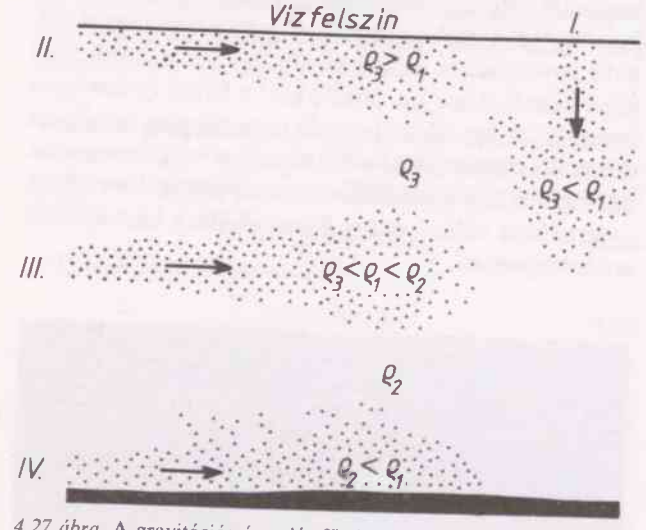


4.26 ábra. Homokkő olisztolit júra agyagpalában

Perkupa. Alapszelvény-feltárás a Telekesi-völgyben, a Kistelekes-tető DK-i oldalán. — Foto: KOVÁCS S.

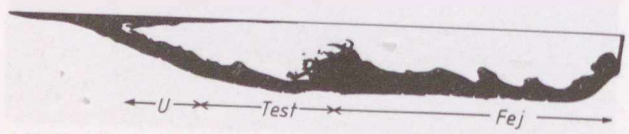
Olyan, általában nagy sűrűségű szuszpenzió lejtő menti áramlása ez, amelynek szilárd szemcséit a fluidum kavargó mozgása óvja meg a leülepedéstől. A zagyáramlást az üledék szuszpendálódása indítja meg úgy, hogy a környezetéhez viszonyítva megnövekedett sűrűségű fluidumtest a helyi gravitációs lejtő mentén folyni kezd. E mozgás turbulenciába torkollik, ez pedig *autoszuszpenzió* révén (BAGNOLD 1962, 1963) a diszperzió fennmaradását eredményezi mindaddig, amíg a zagy utánpótlódása biztosított.

A deltákat, zátonyok és aktív vetők 10—30° dőlésű lejtőinek durvaszemcsés üledékei könnyen mozgásba jönnek, s még a nagyobb mélységek 40— > 80%-nyi vizen kívül sok szerves anyagot is tartalmazó finom iszapja is könnyen felkavarható. Az utóbbi mégis mozdulatlan marad, mert belső súrlódásának 20—40°-os szöge jóval felülmúlja a tengerfenék viszonylag szelíd (5—15°-os) lejtéseit. Ezért a vízfenék egyensúlyát többnyire csak hirtelen üledékbeáramlás vagy földrengés okozta megrázkódtatás változtatja meg, csuszamlásokat és suvadásokat idézve elő a már lerakódott üledékben. Az így mozgásba lendült üledék *vagy* felhőszerűen terjed tovább a vízben, *vagy* porlavinához hasonlóan zúdul le a lejtőn. Mindkét esetben szuszpenzió-ár, zagyár keletkezik. DOTT (1963) szerint ezek olyan tixotrópos üledékből formálódnak, amelyek nagy hézagtérfogatuk és hidrosztatikus pórusnyomásuk következtében metastabilis vagy ahhoz közeli állapotban vannak. (A nagy viszkozitású üledékek viszont takarószerűen siklanak le, és kaotikus redőket formálnak a víz alatti lejtő alján.)



4.27 ábra. A gravitációs áramlás fő típusai:

I. Lesüllyedő, *II.* felszíni, *III.* vízbeli, *IV.* vízfenéki zagyáramlás. ϱ_1 a ϱ_3, ill. ϱ_2 sűrűségű fluidumba nyomuló zagy sűrűsége.



4.28 ábra. Egy balról jobbra a mederfenéken haladó, kísérleti zagyár oldalnézete és tagozódása, FRIEDMAN—SANDERS (1978) nyomán

U = Uszály.

A zagyár a sűrűségi (vagy gravitációs) *áramlások egyik fajtája.* A hullámszerűen tovaterjedő sűrűségi áramlásokat az a hidrosztatikus nyomáskülönbség hozza létre, amely egy *A* fluidumtömegnek egy — az övétől eltérő sűrűségű és általában jóval nagyobb tömegű — *B* fluidum rétegei alá, fölé vagy közé hatolásakor a két fluidum között mutatkozik. Ha az *A* fluidum a sűrűbb, akkor annak áramlása még sík aljzaton is félreszorítja a könnyebb *B* fluidumot. S ha ez az aljzat az áramlás irányába lejt, akkor a sűrűségkülönbség okozta hidrosztatikus nyomóerőhöz még a lejtő meredekségével növekvő súlyerő is hozzáadódik. Ha viszont egy kis sűrűségű *A* fluidum áramlik a nála nehezebb *B* fluidum szabad felszínére, akkor az előbbi eset tükörképe áll elő *(4.27 ábra)*. A sűrűségi áramlás három fő része: (1) a fluidumok keveredési helyét magába foglaló, a befogadó közeg ellenállása következtében feldomborodó és turbulens mozgásokkal jellemzett *fej*, (2) a nagyjából egyöntetű és állandó mozgást végző, többé-kevésbé hosszúra nyúlt *test*, (3) a test elvégződését jelentő *uszály (4.28 ábra)*. A sűrűségi áramlásnak négy fő típusa van: (a) *fenékáramlás*, ha a benyomuló fluidum ϱ_1 sűrűsége nagyobb a befogadó közegénél (ϱ_2); (b) *belső áramlás*, ha közepes sűrűségű fluidum hatol a befogadó fluidum különböző sűrűségű rétegei közé; (c) *felszíni áramlás*, ha a befogadó közeg ϱ_2 sűrűsége nagyobb a rááramló fluidum ϱ_1 sűrűségénél; (d) *vertikális áramlás*, ha a nehéz fluidum felülről hatol a könnyebb közegbe *(4.27 ábra)*. A sűrűségkülönbséget a fluidumok (1) összetételének, (2) hőmérsékletének, (3) sókoncentrációjának eltérő volta és (4) szilárd részecskéknek az áramló fluidummal alkotott diszperziója idézheti elő (ALLEN 1982).

A sűrűségi áramlások a természetben igen gyakoriak és változatosak. A *légkör* legnagyobb méretű gravitációs „fenékáramlásai" a hűvös-párás óceáni légtömegeknek a kontinensek fölé több száz km-re benyomuló hidegfrontjai. Jóval kisebb a mérete a hideg levegő zivataroknál tapasztalt, sugárirányú szétáramlásainak. A légköri frontok és zivatarok haladási sebessége általában 55 km/óra alatt marad. Belsejükben azonban nagy a szélsebesség, és elülső szegélyükön gyakran alakulnak ki porviharokat okozó forgószelek. Nagy sűrűségüknél fogva ezeknél jóval lassúbbak a *vulkán* oldalán egy irányban lefelé gomolygó, forró gázokat és kőzettörmeléket mozgató *izzófelhők* (II. kötet, 23.3. fejezet), s a maar-típusú kitörések központja körül minden irányban gyűrűszerűen tovaterjedő, viszonylag *hideg tufaárak* (base surges).

A *felszíni gravitációs áramlást* legszebben a tengerbe ömlő folyók édesvizének eltérő színe, habos szegélye és lebegtetett törmeléke alapján a sósvíz fölött messze követhető szétterülése példázza. Ezzel szemben az édesvizű tó vagy tározó felszínén az iszapos folyóvíz beáramlása általában csak kis távolságig nyomozható. Az áradás-

kor lényegesen sűrűbb folyóvíz ellenben gyakran lesüllyed és — 10 cm/s körüli sebességű zagyárak képében — a vízfeneken mozog tovább. Igen nagy méretű (bár közvetlenül meg nem figyelt) zagyárak tételezhetők fel az óceánokban. Ezeknek a mélységmérések szerint sok száz km távolságig előnyomuló fenékáramoknak a sebességét — a földrengéseket s a nagy folyók árvizeit követő tengerfenéki kábeltörések idejének és távolságának ismerete alapján — a 10 m/s többszörösére becsülik.

A kísérletileg előállított *belső áramlások* természetes viszonyok közti lebonyolódását nem ismerjük eléggé. *Vertikális gravitációs áramlások*at szilárd részecskék gyorsan hulló áradata idézhet elő.

A *zagyár* a vízfenéki gravitációs áramlásnak az a fajtája, amelynek szokatlanul nagy sűrűségét a vízben diszpergált törmelékszemcsék okozzák. Főként folyótorkolatokban vagy víz alatti üledékcsuszamlás és suvadás nyomán keletkezik. Földtani jelentősége abban áll, hogy nagy mennyiségű, viszonylag durva szemű ásványi és/vagy szerves váztörmeléket képes sekély vízből nagy mélységekbe szállítani, s a lassú üledékképződésű hipabisszikus medencék feltöltésével a vízfenék domborzatát átalakítani. A zagyár-üledékek, a *turbiditek* zöme tengeri; a taviak kevésbé gyakoriak és kisebb térfogatúak.

*Tengeri zagyárak*ra először azokból a pontosan rögzített idejű és távolságú kábelszakadásokból következtettek, amelyeket 1929. XI. 18.-án az Új-Fundland közelében levő Grand Bank lejtőjén egy földrengés következményeként észleltek. Itt az 1 : 10—1 : 30 lejtésű részeken 25 m/s, a csatlakozó, 1 : 5000 lejtésű mélytengeri síkon pedig 5,5 m/s áramlási sebességet állapítottak meg. 2,5 és 20 m/s közötti áramlási sebességeket becsültek az 1954. IX. 9.-én az algériai Orleansville környékén bekövetkezett kábelszakadások kapcsán. A zagyár működését a mélyvízbe került homok és kőzetliszt is tanúsította.

Bár szemcsenagyság szerint osztályozott zagyot a síksági folyók is szállítanak, ez a folyóvizek dinamikájának és üledékképződésének sajátosságai miatt nem vonható be a zagyár fogalomkörébe. Megkülönbözteti a zagyárakat a víz alatti csuszamlásoktól, suvadásoktól és törmelékfolyásoktól, hogy a bennük szuszpendált anyag koncentrációja és sűrűsége fölfelé csökken, míg az utóbbiakban ilyen irányított elrendeződés nem figyelhető meg. A zagyárak a rendes fluidumáramlás minden tulajdonságával rendelkeznek ugyan, az áramlásokat szabályozó tényezők arányai tekintetében mégis eltérnek attól. Ez az oka, hogy a zagyárüledékek szerkezeti formái a nem-zagyár üledékekben — bár jóval ritkábban, de — szintén megtalálhatók. *A zagyárak jellemzői a folyóvizekkel szemben*:

1. A szuszpenzió sűrű volta miatt a diszpergált szemcsékre ható felhajtó erő sokkal nagyobb.

2. A szuszpendált szemcsék — tehetetlenségüknek a nehézségi erőhatás csökkenésével arányos megnövekedése folytán — olyan vertikális irányú mozgást végeznek, amilyen nyílt csatornában haladó rendes vízfolyásban nem lehetséges.

3. A víz alatt haladó zagyár sokkal inkább hajlamos a súrlódás miatti örvénylésre, mint a nyílt vízfolyás, amelynél a víz/levegő határon észlelhető súrlódás értéke elhanyagolhatóan kicsiny.

Ezért *a zagyáramlás mindig örvénylő*, bár sűrűségének a fenék felé való növekedése örvénylését fékezni törekszik. Nem-newtoni jellege miatt lapos fenék fölött könnyen szétterül és egységes lepellel vonja be azt. A zagyárak nemcsak sok, hanem szokatlanul durva üledékanyagot képesek szállítani, és azt — az áramlás sebességének csökkenésével — méret és súly szerint osztályozva (gradálva) lerakni.

4.361 A zagyárak mozgása. A természeti megfigyelések és a különböző feltételek között végrehajtott kísérletek nagy száma ellenére máig sem rendelkezünk olyan áramlási elmélettel, amely képes lenne a zagyár minden részében végbemenő mozgások egységes leírására. Ennek egyik oka a természetes zagyárak kísérleti modellezésének nehézségeiben rejlik. A modellezés sikere elsősorban a szállított üledék helyes megválasztásán múlik. Ahhoz ui., hogy a kísérleti FROUDE-szám megegyezzék a természetes zagyáréval, a kísérleti áramlás sebességmércéjét a hosszúsági mérce négyzetgyökével kell arányosítani, s az üledék esési sebességét is ennek megfelelően kell kisebbíteni. A STOKES-törvény szerint ez *vagy* a szemcseméret *vagy* a szemcsesűrűség megváltoztatásával érhető el. Az ezt figyelmen kívül hagyó, régibb kísérletek eredményei összehasonlításra alkalmatlanok (ALLEN 1970).

A másik ok a részjelenségek elkülönített vizsgálatában, ill. abban keresendő, hogy *a zagyár részeinek mozgása* valóban *más-más hidraulikai rendszerhez tartozik*. Kénytelenek vagyunk tehát ezeket egymástól elkülönítve tárgyalni.

4.3611 A jelenkori tengeri zagyárak megindulása a kontinentális lejtő felső része vízzel telt és laza üledékeinek suvadásaihoz látszik kapcsolódni, amelyek egyensúlyi állapota ALLEN (1970) szerint a következő egyenlettel írható le:

$$\frac{n}{\gamma'} = \frac{\cos\alpha \operatorname{tg}\vartheta' - \sin\alpha}{\operatorname{tg}\vartheta'}. \qquad (4.21)$$

Itt n a lesuvadt testen belül az annak felső felületére merőlegesen lefelé mért rendkívüli pórusnyomás grádiense; γ' a lesuvadt test merülési tömegsűrűsége, α a lejtőszög és ϑ' a lesuvadt anyag víz alatti nyíróellenállása.

Adott α és ϑ' érték mellett a tömegmozgás akkor indul meg, ha n/γ' értéke nagyobb a (4.21) egyenlet jobb oldalának értékénél. A suvadás V sebessége:

$$V = \frac{gT}{\gamma}[\gamma' \sin\alpha - (\gamma' \cos\alpha - n)\operatorname{tg}\vartheta'], \qquad (4.22)$$

ahol γ a suvadó anyag tömegsűrűsége száraz állapotban, T pedig a mozgás kezdete óta eltelt idő. Az egyenlet szerint a sebesség enyhe lejtőn is gyorsan elérheti a zagyáramlás megindulásához szükséges értéket.

4.3612 A zagyár fejének mozgása. A keveredésre hajlamos befogadó közeg szilárd aljzatán mozgó gravitációs fenékáramlás fejének éles és mérsékelten vagy meredeken lejtő homloka visszahajlik az áramlás talpán *(4.29 ábra)*. A fejet harántirányban egymással váltakozó karéjok és rések időben eltolódó rendszere tagolja. Az elől még szűk rések mélyen behatolnak a fejbe, hátrább kerülve azonban sekélyebbé válnak, majd megszűnnek. E „hasadékokon" át a befogadó közeg bizonyos mennyisége behatol a fejbe, és keveredik annak anyagával.



4.29 ábra. A vízfenéken haladó zagyár fejében és testében végbemenő jelenségek vázlata, ALLEN (1982) nyomán, módosítva

ρ_1 a víz, ρ_2 a zagy sűrűsége. — U_t a zagyár testének, U_f a zagyár fejének a sebessége. — K a keveredési öv jól fejlett örvényekkel.

A befogadó közeg zöme a zagyárral való ütközéskor a fej fölött felgyorsulva fölemelkedik *(4.30 ábra, a)*. A fejen belül erős föl- és hátrafelé irányuló sebességek jelentkeznek. Közvetlenül a fejjel szemben a közeg ugyan kevésbé zavart, a túlhajlás alatti része azonban az itteni örvények révén mégis belekeveredhet a fejbe. Az áramlás által félretolt befogadó közegben a legnagyobb sebességek a fej széles, szelíden emelkedő homloka fölött észlelhetők *(4.30 ábra, b)*. Ezért a homlok fölötti és mögötti, enyhén görbült „vezérfelület" olyan harántörvényeket alkot, amelyek a fejhez képest hátrafelé haladnak; eközben átmérőjük növekszik, végül szétoszlanak. A zagyár fejéből ezen örvényeken át a befogadó közegbe távozó fluidum elvesztését a zagyár testéből a fejbe irányuló utánpótlás egyenlíti ki. Utánpótlás azonban csak akkor lehetséges, ha a zagyár teste gyorsabban halad előre, mint a feje. Eközben azonban a fejnek az aljzathoz viszonyított mozgása mégis egyenletes marad (ALLEN 1970).

A zagyár fejének leírt mozgását *matematikailag* úgy modellezik, mintha egy üreg vonszolódnék egy ρ sűrűségű, igen vastag fluidumtestnek éppen a felső, szilárd határa alatt *(4.31 ábra)*. RITTER már 1892-ben megállapította, hogy az M megtorpanási ponton kialakuló áramfejnek a zagyár korábbi horizontális határfelületéhez viszonyított, s a BERNOULLI-képlet (3.10) szerint $p=1/2\rho c^2$-nyi nyomása, függőleges síkban szemlélve, a h_1 magasságú áramlási testben uralkodó $p=\rho g h_1$ hidrosztatikus nyomással egyenlő.

Ebből következően — a sűrűségkülönbség, a viszkozitás és a turbulencia elhanyagolásával — a zagyár fejének előrehaladási sebessége:

$$c=\sqrt{2gh_1}; \tag{4.23}$$

ebből pedig (a fluidumtest nagy vastagsága esetén):

$$c/\sqrt{gh_1}=\sqrt{2}=\text{konstans}. \tag{4.24}$$

A zagyár és a befogadó fluidum sűrűségkülönbségét először KÁRMÁN (1940) vette figyelembe, megállapítva, hogy egy nem-viszkózus, nem-keveredő fluidum hidrosztatikus nyomás hatására bekövetkező áramlásának kétdimenziós sebessége a sűrűségkülönbség és a gát mögötti áramlásvastagság négyzetgyökével arányos. KÁRMÁN a zagyár fejének domborúságát is egy, a valóságot jól megközelítő számértékkel ($\pi/3$) jellemezte, a homlok túlhajlását pedig a fluidum viszkozitásának tulajdonította.

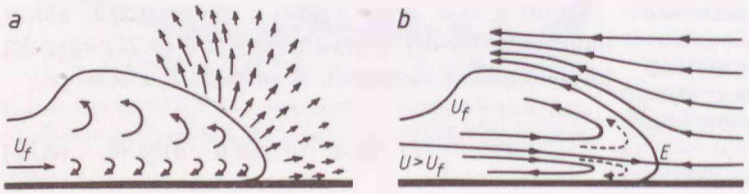
KÁRMÁN eredményeit később BENJAMIN (1968) is helyesnek találta. Eszerint egy nem-viszkózus, nemkeveredő, ρ_2 sűrűségű, kétdimenziós gravitációs áramlás fejének c sebessége, amely egy ρ_1 sűrűségű és d vastagságú, nyugalomban levő fluidum alatt halad előre:

$$c=k\left[\frac{(\rho_2-\rho_1)g}{\rho_1}h_1\right]^{1/2}, \tag{4.25}$$

ahol h_1 az áramlás *testének* a magassága; k-nak — a FROUDE-számmal analóg, dimenzió nélküli sebességi együtthatónak — az értéke pedig:

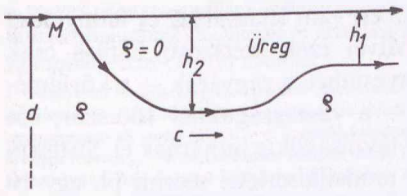
$$k=\left[\frac{(d-h_1)(2d-h_1)}{d(d+h_1)}\right]^{1/2}. \tag{4.26}$$

A k értéke tehát a mélységgel változik: $k=1/\sqrt{2}$, ha $h_1/d=0{,}5$; és $k=\sqrt{2}$, ha a mélység igen nagy. A fej M homlokpontjához tartozó, stagnációs áramvonal mentén kialakuló helyi áramlási sebesség mindenesetre



4.30 ábra. A zagyár fejében és annak környezetében végbemenő mozgások (*a*) valamint azok áramvonalai (*b*) ALLEN (1970) nyomán

U = a zagyár talpi részének sebessége. — U_f = a zagyár fejének sebessége. — E = leválási pont, ill. áramvonal.



4.31 ábra. A zagyár fejének elméleti modellje ALLEN (1970) szerint

ρ = a *c* sebességgel mozgó, *d* vastagságú fluidum sűrűsége. — *M* = megtorpanási pont. — h_1 és h_2 = a zagyárat helyettesítő „üreg" magasságai.

lényegesen nagyobb, mint az áramlási fej *c* haladási sebessége.

A laboratóriumi és a légköri áramlások összehasonlítása alapján föltehető, hogy azok fejének ellapulása a következő képletet követi:

$$l/h_2 = 0{,}3\,Re^{1/4}, \tag{4.27}$$

ahol *l* a fej hosszúsága, h_2 a fej teljes magassága ($h_2 \approx 2h_1$), *Re* pedig a h_2-höz tartozó REYNOLDS-szám.

Nagy *Re*-számok esetén, keveredő fluidumban mozgó gravitációs fenékáramlás fejének haladási sebessége KEULEGAN (1957) és MIDDLETON (1966a) szerint:

$$c = 0{,}75\left[\frac{(\rho_1-\rho_2)g}{\rho_2}h_2\right]^{1/2}, \tag{4.28}$$

ahol h_2 a fej teljes vastagsága. Ez a képlet csaknem azonos a BENJAMIN (1968)-féle képlettel (4.25), de a h_1 helyett a h_2-t tűnteti fel a számlálóban, a ρ_1 helyett pedig a ρ_2-őt a nevezőben.

4.3613 A zagyár testének mozgása. A gravitációs fenékáramlás testének a nehéz fluidum utánpótlását biztosító, egyenletes és egységes lejtőmenti mozgása abban különbözik az áramlás fejének mozgásától, hogy nem a hidrosztatikus nyomóerő, hanem a súlyerő tartja fenn. A különféle körülmények között végrehajtott nagyszámú kísérlet (ALLEN 1982, I: pp. 52—54) tanúsága szerint e mozgás v_t átlagsebessége a mélységüknél sokkal szélesebb, nyílt vízfolyások CHÉZY-féle képletéhez *(3.39)* hasonlóan írható le (MIDDLETON 1966b):

$$v_t = \frac{8g(\rho_2-\rho_1)h_1 L}{\rho_2(f_0+f_i)}, \tag{4.29}$$

ahol h_1 az áramlás testének magassága, *L* a lejtés, f_0 és f_i pedig a meder és a fluidum határfelületére vonatkozó DARCY—WEISBACH-féle súrlódási együtthatók. Az f_0 értéke a *Re*-számnak és a meder érdességének a függvénye; az f_i értéke pedig a $Re^{-3/5}$ és a sűrűség szerinti FROUDE-szám $[v_t/\sqrt{gh_2(\rho_1-\rho_2)/\rho_2}]$ között ingadozik. Laboratóriumi kísérletekben, mérsékelt *Re*-számok esetén az f_i/f_0 értéke 1-hez közel eső szám. Kis lejtésű aljzaton haladó, nagyméretű fenékáramlásnál azonban az $f_i < f_0$. Az f_0 értéke viszont igen nagy *Re*-számok esetén kicsiny. Ezért a nagy fenékáramlások csekély fluidális ellenállással találkoznak, és sebességük maximuma közvetlenül a felső határfelület alá esik. Mérsékelt és meredek lejtőkön az áramlási fej *c* sebessége némileg kisebb, mint az áramlási test v_t sebessége. Ez teszi lehetővé annak a veszteségnek a pótlódását, amit a fej az áramlásárnyékos oldalán történő keveredés révén szenved.

Nagyon mély vízben, keveredő fluidumokat magába foglaló gravitációs áramlás testének és fejének együttes, egységes és állandó áramlása BRITTER és SIMPSON (1978) szerint a következő képlettel jellemezhető:

$$v_t - c = \left[\frac{(\rho_2-\rho_1)g}{\rho_2}h_1\right]^{1/2}, \tag{4.30}$$

ahol $v_t/c \approx 1{,}25$. Ez az érték azonban a h_1/d növekedésével csökken, és a (4.30) képletet BRITTER és SIMPSON *kísérleti* adatainak megfelelően módosítani kell.

4.3614 A zagyár megszűnése. Keletkezési helyétől távolodva a zagyár sebessége csökken és szállított üledékterhének lerakása közben fokozatosan szétoszlik. E folyamatnak ALLEN (1982) szerint a következő okai lehetnek:

1. a zagyár sűrűségének csökkenése, részint a körülvevő közeg bekebelezése, részint a szuszpenzió szilárd részeinek gradált lerakása, részint a zagy utánpótlódásának megszűnése révén;

2. az áramlás vastagságának hirtelen szétterülés vagy összeomlás okozta csökkenése (pl. akkor, ha az addig kivájt mederben haladó zagyár állóvízbe ér);

3. az áramlás talpán, ill. tetején fellépő súrlódás, ami a körülvevő közeggel való keveredés révén az áramlás sűrűségének csökkenését is előidézi;

4. a meder lejtésének csökkenése;

5. egy ellenkező irányú árammal való találkozás;

6. egy lefelé növekvő sűrűségű fluidumba való besüllyedés.

Az *5.* és *6.* ok véletlenszerűsége miatt, a *4.* pedig azért nem lényeges, mert a súrlódás keltette energiaveszteséget már 1°-os lejtő is képes kiegyenlíteni. Csak az első három ok tekinthető minden zagyárra érvényes, általános oknak.

ALLEN (1982) szerint abban a legegyszerűbb esetben, amikor egy olyan egységes, *h* vastagságú zagyár halad *u* sebességgel egy α lejtőn, amelynek vastagságát a lejtő egy kis részén a szemcsék *v* esési sebessége csökkenti, a *v*/*u* hányados az áramlás szétoszlása pillanatnyi sebességének viszonylagos mértéke. Ha egy zagyárra nézve e hányados jellemző értéke $v/u = 0{,}02/20\ \mathrm{ms}^{-1}$, akkor a zagyár vastagság-, ill. hordalékvesztése természetesen csekély. Ha pedig az ennek reciprokját jelentő *u*/*v* mozgékonysági mutatót megszorozzuk a zagyár kezdeti (pl. 90 m-nyi) vastagságával, akkor ez a szorzat a zagyár maximális hosszúságának nagyságrendjét fejezi ki (ez az említett értékek esetén 90 km). Ha a zagyár többféle ülepedési sebességű szemcséket tartalmaz, és azok ülepedési sebességének különbsége Δ*v*, akkor a zagyár szétoszlási sebességének mértéke Δ*v*/*u*.

A zagyár szétoszlásának és üledéklerakó tevékenységének az a végső oka, hogy a benne működő hidraulikai erők kezdettől fogva képtelenek a diszpergált szemcsék teljes mennyiségének fenntartására. Ezért a szemcsék önszuszpendálódásának mértéke fokozatosan csökken. Az önszuszpenzió feltételeit az az arány határozza meg, amely a zagyár egy hosszanti szeleté-

ben levő hordaléknak a meder egységnyi területéhez tartozó száraz tömege (M_m) és a mozgató erők által a meder fölött (elméletileg állandóan) fenntartott hordaléktömeg (M_z) között fennáll:

$$M_m : M_z = \frac{8v(\rho_3 - \rho_2)hg}{e_{sz} f_0 \left[\frac{8h(\rho_3 - \rho_2)gL}{f\rho_3}\right]^{3/2}}, \quad (4.31)$$

ahol v a zagyár vastagság-csökkenésének sebessége, h a zagyár hosszmetszetének vastagsága, ρ_2 a szemcseközi fluidum, ρ_3 pedig az áramló zagy sűrűsége, e_{sz} a BAGNOLD-féle hatékonysági tényező, f_0 a meder DARCY—WEISBACH-féle súrlódási együtthatója, f a teljes súrlódás együtthatója, g a gravitációs állandó, L pedig a lejtés.

A mozgás keltette erők csak akkor képesek a diszpergált üledék egészét fenntartani, ha $M_m/M_z \leq 1$; máskülönben a hordalék egy része leülepszik, és így hordalékvesztés okozta *disszipáció* áll be. Az M_m/M_z hányados értékét a zagyár vastagság-csökkenési sebessége növeli; a zagyár vastagsága, a $\rho_3 - \rho_2$ sűrűségkülönbség és a mederlejtés viszont a 3/2 hatvány szerint csökkenti. Önszuszpendálódás tehát csak kicsiny szemcseülepedési sebesség, nagy sűrűségkülönbség, nagy zagyárvastagság és erős mederlejtés esetén lehetséges. Ezért csak ritkán — meredek lejtőn, könnyű részecskékből álló, vastag zagyárak esetén — valósul meg.

Az áramlási fej tetején beálló disszipáció teljes V sebessége, amellyel a fej „hasadékain" át bekebelezett fluidum fölfelé mozog, ALLEN (1982) szerint:

$$V = h_f u / l, \quad (4.32)$$

ahol l a keveredési öv áramlásirányú hosszúsága, h_f a vastagsága, u a zagyár haladási sebessége. Ha azonban u helyébe a már ismert v/u értéket helyettesítjük, akkor a disszipációs sebesség értéke gyakorlatilag:

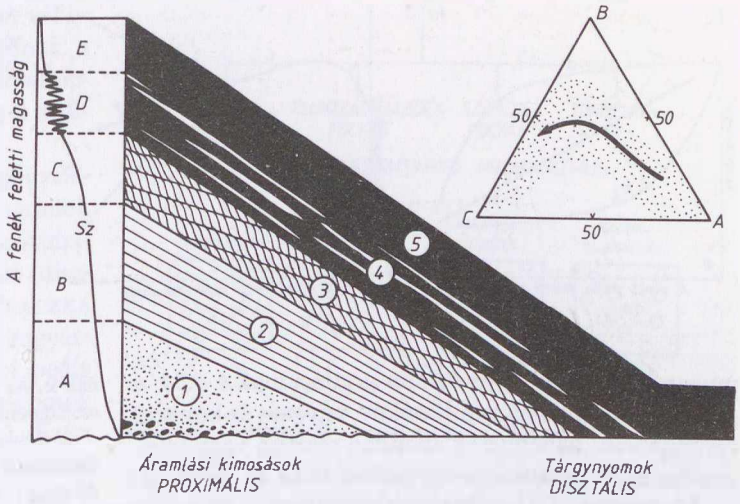
$$V = h_f / l. \quad (4.33)$$

Mivel h_f nagyságrendileg a zagyárfej H magasságának 1%-a, l pedig annak kb. 2—3 ×-osa, a V nagyságrendje általában 0,001 körül van. E tényező hatásfokát az rontja le, hogy a zagyárnak csak a rövid fejrészén érvényesül.

A zagyár teste és a befogadó közeg közötti keveredés, amit a közegnek az áramlásba való belépési sebessége a sűrűségi FROUDE-számmal egyenes, a REYNOLDS-számmal viszont fordított arányban határoz meg, az üledéklerakás okozta disszipációnál sokkal kisebb hatásfokú. Ugyanez mondható a zagyár és a meder közötti súrlódásnak a disszipációban játszott szerepéről is. A zagyár megszűnéséért tehát elsősorban a hordalékvesztés, a KELVIN—HELMHOLTZ-féle bizonytalansági hullámok keletkezésével párosult fluidumkeveredés, az áramlási test nagyobb mélységben 16%-kal gyorsabban előrehaladó és sűrűbb anyagának az áramlási fejben való lelassulása és felhígulása tehető felelőssé. Mivel ezek szétszóró hatása csak hosszú távon érvényesülhet, a zagyárak — a körülményektől függően — a vastagságuknál 100-szor, sőt 1000-szer nagyobb távolságokig juthatnak el. SIMPSON és BRITTER (1979) modellkísérletei szerint pl. egy 10 km hosszú zagyár — miután 8 ms^{-1} sebességgel előrehaladó feje túljutott kivájt medrének a végén — csak további, kb. 60 km-es út után emésztődik fel. Mivel a zagyár eredeti vastagsága több nagyságrenddel nagyobb üledékeinek vastagságánál, annak a távolságnak, amelyen túl a lerakódások üledékjegyei megváltoznak, hasonló mértékben kell felülmúlnia az üledékvastagságokat. Hogy ez valóban így van, azt KUENEN—MIGLIORINI (1950), MIDDLETON (1967a) és LOVELL (1971) kísérleti zagyárai bizonyítják, amelyek hosszúsága 100 ×-osa, sőt 1000 ×-ese volt üledékeik vastagságának. Az üledéklerakódás horizontális mérete akkor csökken az üledékvastagsághoz képest, ha a durva szemcsék nagyobb esési sebessége csökkenti a zagyár előrehaladását (RIDDELL 1969). Az üledék vastagsága azonban a horizontális kiterjedéséhez képest mindig kicsiny.

4.362 A zagyár-üledékek rendesen néhány ezer m vastagságú összletei nagyszámú, vékonyabb-vastagabb, durva- és finomszemű réteg függőleges irányú, ritmusos váltakozásából állanak. A durva rétegek általában homok szemnagyságú anyaga többnyire alulról fölfelé finomodik. Éles talpfelületükön gyakran kimosási és/vagy tárgyjegyek, terhelési zsebek, hieroglifák figyelhetők meg. Az aleurittól az agyagpalákig változó, finom szemű rétegek fokozatosan fejlődnek ki a durvábbakból. A durva rétegeket vastagságuk és szöveti jellegeik nagyfokú oldalirányú állandósága jellemzi. A durva rétegek terresztrikus vagy sekélytengeri, a finomak pedig mélyvízi vagy parttávoli pelágikus faunaelemeket tartalmazhatnak. Jóval gyakoribbak azonban ezeknél a finom rétegek fedőlapján keletkezett ásás- és kúszásnyomok, amelyek mélyedéseit a reájuk települő durva rétegek anyaga tölti ki, és őrzi meg. Ez nyugodtvízi körülményekre utal: a mélytengerben gyakori iszapfalók nem voltak kénytelenek magukat mélyen beásni az iszapba.

A fosszilis zagyár-üledékek legszebb példái az Appalache-ek ordovíciumában és devonjában, Oklahoma és Arkansas felső-paleozóikumában, Wales és Dél-Skócia paleozói sorozataiban, az Alpok, Kárpátok, Appenninek felső-kréta—paleogén flisösszleteiben találhatók. Mindezek egyik legfontosabb ismertetőjele a mind függőleges, mind horizontális irányban mutatkozó, szemcsenagyság szerinti osztályozódás, és az ennek révén létrejött rétegzési egységek többé-kevésbé szabályos, ritmusos ismétlődése. Bár e ritmusok első



4.32 ábra. Zagyár-üledékek ideális (öttagú: *A–E*) BOUMA-ritmusának függőleges és áramlásirányú változásai, ALLEN (1970) nyomán

1. Osztályozott rétegesség, egyenes gradáció (felső áramlási rendszer antidűnékkel). — *2.* Párhuzamos lemezesség (felső áramlási rendszer, szemcsemozgás sík meder fölött). — *3.* Áramlási fodorlemezesség (alsó áramlási rendszer). — *4.* Párhuzamosan rétegzett aleurit közetlisztes agyagcsíkokkal (alsó áramlási rendszer; a sík vízfenéken nincs szemcsemozgás). — *5.* Pélitek: közetlisztes agyaglemezek (alsó áramlási rendszer; a sík vízfenéken nincs szemcsemozgás; csak a lebegő iszap ülepszik le).

Sz = A szemcseméret-csökkenés görbéje.

A jobb felső sarokban levő WALKER-féle háromszög-diagramban levő nyíl azt mutatja, hogy a keletkezési helytől távolodva a kezdő ritmustagok az *A*-tól a *B*, ill. a *C* tag felé tolódnak el.

világos leírása és létrejöttüknek az áramlási energia ingadozásához való kapcsolása SHELDON (1928, 1929) nevéhez fűződik, azok részletesebb tanulmányozása és viszonylag mélyvízi zagyárak üledékeiként való elismertetése csak KUENEN és MIGLIORINI (1950) kísérletei nyomán indult meg. BOUMA (1962) ismerte fel, hogy a különböző területekről és különböző földtani időszakokból származó zagyár-üledékek ritmusai ideális esetben öt ritmustagból állanak *(4.32 ábra)*.

A) A ritmusnak ezt a legdurvább s általában határozott, rendes gradáción kívül minden más belső szerkezetet nélkülöző, legalsó tagját terrigén turbidit esetén általában középszemű vagy durva homok alkotja. E gyakran több dm vastagságú tag rendszerint igen durva homok-, murva-, sőt kicsiny kavicsszemcsék vékony csíkjával kezdődik, följebb pedig eltorzult, sőt megcsavarodott agyagcsomók is megfigyelhetők benne. Valószínűleg gyors (m–10 m/óra nagyságrendű) leülepedés eredménye.

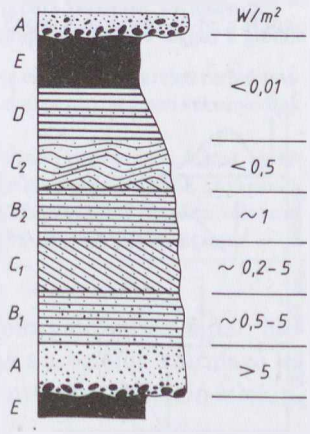
B) Ez a néhány cm—0,5 m vastagságú, párhuzamos lemezekből álló tag egyforma szemcseméretű, többnyire azonban fölfelé finomodó finom homokból áll. Lemezeinek horizontális kiterjedése azok 0,5—2 mm közötti vastagságát több százszor vagy több ezerszer múlja fölül. A lemezek felületén olykor elválási lineáció, a tag felső részében pedig konvolút lemezesség figyelhető meg. Ülepedési sebessége cm—dm/óra nagyságrendű.

C) Ezt az előbbinél rendesen vékonyabb tagot olyan áramlási fodrok építik fel, amelyek közetlisztből és finom homokból álló ferderétegei 2—3 cm vastag sorozatokat alkotnak. A sorozatok emelkedési szöge a tag alsó részén csak 5—15°, fönt viszont már 45—55°. Meredekebbé válása azzal magyarázható, hogy az üledék lerakódási sebessége az idő múlásával kevésbé csökken, mint a fenékhordalékszállítás sebessége. A szemcseméretnek a *C* tagon belüli csökkenése a fenékhordalékmozgás időnkénti megszakadását valószínűsíti. Az emelkedési szög meredekebbé válásával párhuzamosan az egyik ferdelemez-sorozatnak a másikhoz való, s a *C* tag alsó részén még *erózió*snak tűnő viszonya a tag felső részében — ahol az áramlással szembeni oldal lemezei fennmaradnak — *fokozatossá válik*. Fölfelé rendesen a fodrok alakja is megváltozik: a tag alsó részében gyakran hosszúak és laposak, felül viszont rövidek és meredekek. A fodrok teteje gyakran szimmetrikusan hullámzó. A *C* tag fodrai hosszú és egyenes gerincűek vagy nyelv alakúak.

D) Ezt a felső párhuzamosan lemezes tagot — amit mállott vagy erősen gyűrt összletekben nem lehet elkülöníteni — tiszta vagy agyagos közetliszt, esetleg közetlisztes agyag vékony csíkjai alkotják. Néha keresztrétegzett, tiszta közetliszt-lencséket is tartalmaz.

E) A pélites zárótagot alul tömeges, felül palás elválású, hemipelágikus eredetű agyagos közetliszt és közetlisztes agyag alkotja.

E tagok közül azonban a csonka ritmusokban vagy a felsőbbek *(BCDE, CDE)*, vagy az alsóbbak *(ABC, AB)*, vagy a közbülsők *(BC)* hiányozhatnak. Mivel a BOUMA-féle *B* tagot a durva terrigén, ill. a bioklasztos turbiditekben egy, a *C* tag homokfodrainál nagyobb áramlási energiáról tanúskodó, dűne eredetű ferderétegekből álló (C_1) tag B_1 és B_2 részre osztja, az ideális ritmus tagjainak száma ALLEN (1970a) javaslata nyomán hétre emelkedett *(4.33 ábra)*. Csökkenti viszont a tagok számát, hogy a *D* és *E* tag többnyire nem különböztethető meg egymástól.

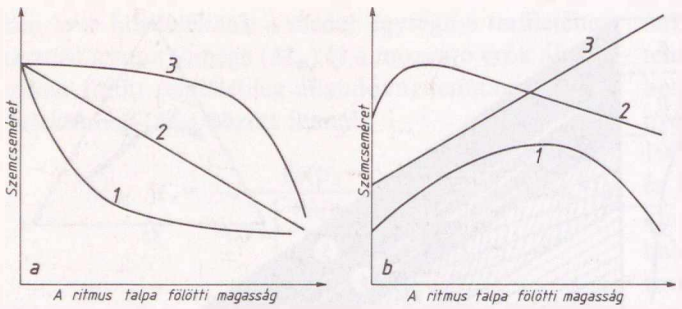


4.33 ábra. A BOUMA-ciklus ALLEN (1970a) szerinti módosítása

A: rendes gradáció. — B_1: felső áramlásrendszerbeli párhuzamos lemezesség. — C_1: víz alatti dűnék. — B_2: alsó áramlási rendszerhez tartozó párhuzamos lemezesség. — C_2: áramlási fodrok. — *D*: párhuzamos lemezesség. — *E*: pélitek.

Jobbról a valószínű áramlási teljesítmény nagyságrendje W/m^2-ben.

A turbidites ritmustagok keletkezésének az áramlási teljesítmény legvalószínűbb értékeitől való függését ALLEN (1982) nyomán a *4.33 ábra* szemlélteti. A rit-



4.34 ábra. A turbiditritmuson belüli függőleges gradáció idealizált vázlata SCHEIDEGGER—POTTER (1965) szerint

a) Rendes gradáció. — *b)* Részben *(1–2)* és teljesen *(3)* fordított gradáció.

muson belüli, többnyire rendes gradációnak a *4.34, a ábrán* bemutatott három (konkáv, egyenes és konvex) formája van. Ismeretesek azonban részben vagy teljesen fordított gradációjú turbiditek is *(4.34 ábra, b)*.

A szemcseméret gyakorisági görbéinek a ritmustagok közötti megoszlása MIDDLETON (1967a) szerint rendesen gradált rétegsorokban kétféle *(4.35 ábra)*:

a) eloszlási gradáció esetén az egymásra következő görbék percentilisei — a *4.34, a ábra* egyenes és konkáv görbéivel megegyezően — a finomabb szemcseosztályok felé tolódnak el; b) „durva uszályú" gradáció esetén viszont csak a néhány százaléknyi legdurvább szemcsék mérete csökken fölfelé, s a ritmus tetején már eloszlási gradáció jelentkezik. Könnyű belátni, hogy ez a nagy koncentrációjú zagyárak üledékeit jellemző típus a *4.34, b ábra* konvex görbéjének felel meg.

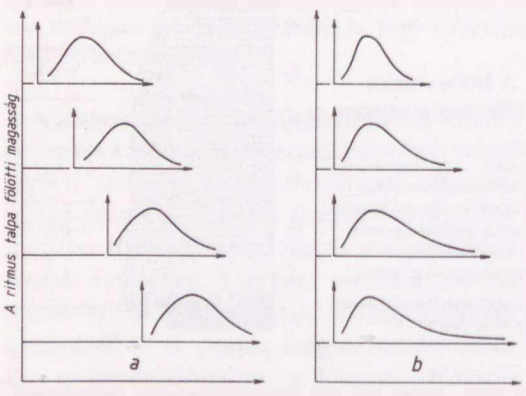
Igen fontos, hogy *a turbiditek legnagyobb szemcseméret és a rétegvastagság között pozitív korreláció van* (POTTER—SCHEIDEGGER 1966).

A turbiditek vertikális és horizontális gradációja háromféleképpen magyarázható. Természetes zagyárakban az alábbi mechanizmusok mindegyike lehetséges, de működésük részesedésének mértéke ma még nem ismeretes:

1. KUENEN és MENARD (1052) szerint a legdurvább szemcsék mindig a zagyár orrában összpontosulnak, s ezért abból is rakódnak le. Az áramlás tovahaladásával tehát a lerakódó anyag szemcsenagysága szükségképpen csökken.

2. SCHEIDEGGER és POTTER (1965) — abból kiindulva, hogy az üledéklerakás sebessége és szemcsemérete a turbulencia csökkenésétől függ — számításokkal igazolta, hogy a rétegvastagságnak és a szemcsenagyságnak áramlásirányban, az utóbbinak pedig fölfelé is csökkennie kell.

3. MIDDLETON (1967b) kísérletei szerint, amely áramlásokban a nagy koncentráció (vagy a szuszpenzió más tulajdonsága) nem akadályozza meg a szemcsék méret szerinti elkülönülését, a durvább szemcsék horizontális gradációjára ott kerül sor, ahol az áramlás sebessége és turbulenciája már nem képes meggátolni az eredeti szuszpenzió durvább részlegének lerakódását. A maximális szemcseméret horizontális csökkenése azonban sokkal inkább a szuszpenzióár megindulásától számított időnek, mint az áramlási sebesség csökkenésének a függvénye.



4.35 ábra. Fölfelé finomodó *(a)*, ill. „durva uszályú" gradáció *(b)* a rendesen gradált turbiditritmus egymás fölötti tagjainak szemcseméret-gyakorisági haranggörbéi alapján. — Vázlat MIDDLETON (1967a) nyomán

A zagyárak haladási irányának a turbiditek *A* tagjainak talpfelületén megőrzött *kimosási* és *tárgynyomkitöltések*, valamint *a durva és finom tagok határán mutatkozó ferderétegzések* a legmegbízhatóbb jelei. A talpjegyek térképi rögzítése azt tanúsítja, hogy az egyidejű turbiditformációk legfeljebb 40—50°-os irányváltozással, de lényegileg ugyanazon forrásterületről származtak. 150°-osnál nagyobb irányeltérést vagy 90° körüli modusú, bimodális árameloszlást csak ritkán, teljesen ellenkező modusút pedig gyakorlatilag sohasem észleltek.

A származási terület közeli (proximális) vagy távoli (disztális) *helyzetére* azoknak a változásoknak az alapján lehet következtetni, amelyek *(4.32 ábra)* a fosszilis turbiditritmusok *A* tagjainak szemcsenagyságában, vastagságában, a többi ritmustaghoz való viszonyában, s a fekvőlapjukon levő talpjegyek (II. kötet, 17.2322. fejezetrész) nagyságában és gyakoriságában mutatkoznak. Vastag és durva *A* taghoz ui. rendesen szabálytalan ki- és elmosási talpjegyek, továbbá kis csatornakitöltések társulnak. Gyakoriak és sűrűek az olykor 15 cm mélységet és 1 m hosszúságot is elérő barázdakitöltések, és általában nagyok a tárgynyomok is. Az efféle turbiditek több dekaméter mélységű, meredek falú csatornákat tölthetnek ki *(4.32 ábra)*.

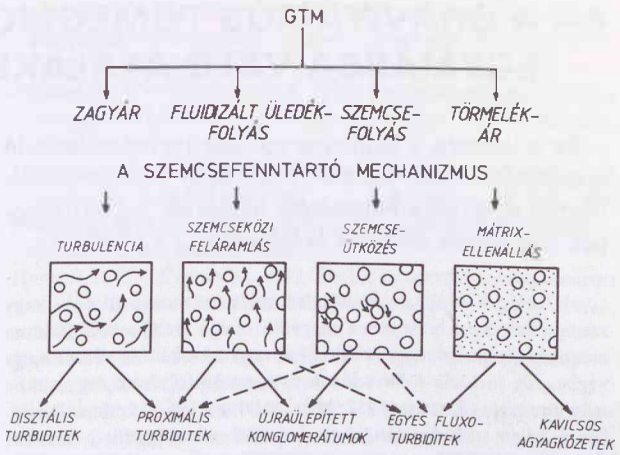
A turbiditek durva rétegeinek vékonyodásával többnyire a kimosási alakzatok mérete és gyakorisága (akár nulláig) csökken, s az áramlási és tárgynyomok is kisebbekké válnak. Szaporodnak viszont a szerves

eredetű hieroglifák. Ahol a durva rétegek igen vékonyak, ott a tárgy- és kúszásnyomok uralkodnak a kimosási nyomokkal szemben. A durva rétegek talpfelülete igen gyakran teljesen síkká válik, s még a legfinomabb tárgynyomok is hiányzanak.

Gyakoriak azonban a leírtaktól eltérő megfigyelések is. Egyes turbiditekben például a tárgynyomok nagyobb gyakoriságát az *A* taggal kezdődő (proximális), a kimosási jegyekét pedig a *C* taggal induló (disztális) ritmusok alján észlelték (CRIMES 1973). ŚLĄCZKA és UNRUG (1976) szerint is a kimosásjegyek a zagyárpálya egy közbülső részén dúsulnak. BOUMA pedig már 1962-ben kifejezte a kimosási és a tárgynyomok rendszeres megoszlása iránti bizalmatlanságát. Ezért általánosabb érvény egyelőre csupán PETT és WALKER (1971) azon megállapításának tulajdonítható, hogy a (durva) *A* taggal kezdődő ritmusok talpjegyei szélesebbek, gumós vagy kerekded orrúak, míg a *B* és *C* tagokkal kezdődőké sekélyek és hegyes végűek (II. kötet, 17.522. fejezetrész).

BOUMA (1962) szerint *a vastagabb turbiditritmusok jóval teljesebbek a vékonyabbaknál,* amelyek *A* tagja a finomabb *B* és *C* javára kimarad vagy kivékonyodik. A kísérletek is azt mutatják, hogy az agyagpala mennyiségének a homokkőével szembeni növekedése már kb. 10 km után észrevehető. A finom *D* és *E* tagok vastagságának a durvábbakéhoz viszonyított növekedését UNRUG (1963) a Lengyel Kárpátok Istebna Rétegeinél a származási helytől való viszonylagos távolság jeleként értékelte. Erősen korlátozza azonban e módszer használhatóságát, hogy más turbiditeknél a homokkő viszonylagos mennyisége a feltételezett forrásterülettől távolodva — a vastagság hasonló változásaitól kísérten — előbb nő, azután csökken.

A durva szemű tagok vastagságának növekedésével szemben a finomak háttérbe szorulása a gradált sorozatok „összeolvadás"-át eredményezheti. A turbiditformációkban gyakran 10-nél is több, közel egyforma vastagságú egység csoportja váltakozik viszonylag vékonyak együttesével. A helyi turbiditszelvények általános jellegét azon rétegeik háromszögdiagramban feltüntetett gyakorisága fejezi ki, amelyek az *A*, *B* vagy *C* taggal kezdődnek. A forrásterülettől távolodva a szelvények diagrambeli pontjai az *A* csúcstól a *C* csúcs felé tolódnak el proximális, ill. disztális helyzetüknek megfelelően (*4.32 ábra*). A származási helytől való viszonylagos távolságot kifejező WALKER-*féle* (1967) *módosított ABC-index* (= $A-AE+\frac{1}{2}B$) ALLEN (1982) szerint mégsem felel meg a várakozásnak, mert értéke egyes turbiditeknél a távolság növekedésével vagy nem változik, vagy éppen növekszik. (Itt *AE* az *A* tagból az *E*-be tökéletes gradációval átvezető, 3 cm-nyi vagy ennél is vékonyabb rétegek százalékaránya.)



4.36 ábra. A víz alatti gravitációs tömegmozgások (GTM) és üledékeik áttekintése MIDDLETON—HAMPTON (1973) nyomán

Nincs kizárva, hogy a felsorolt ellentmondások abból erednek, hogy a vizsgálatok a nagy vastagságú turbiditösszletek különböző képződési idejű tagjait ragadták meg. Azoknak egyes biztosan azonosítható és széles elterjedésű „vezető szintek"-hez való kötése azonban fosszilis üledékeknél gyakran nehézségekbe ütközik. Ezért többnyire meg kell elégedni az azonosnak látszó összletek horizontális kiterjedésének és vastagság-változásainak rögzítésével. Ennek során azok — anyaguk durvább vagy finomabb voltától és vastagságától függően — a proximális vastagság fokozatos csökkenése közben, 15, 20–40–60, sőt 115 km-ig voltak nyomozhatók.

A jelenkori turbiditek ilyen irányú legrészletesebb vizsgálata szerint, amit a Nagy Bahama Pad DK-i szomszédságában vagy a Hispaniola–Caios-medencében és Észak-Karolinától K-re, a Hatteras-i abisszikus síkon végeztek,

a) a víz alatti törmelékkúpokhoz csatlakozó, karéjos turbiditestek részint áramlásirányban, részint arra merőlegesen vékonyodtak és finomodtak,

b) az egymás feletti, de azonos típusú ritmustagok száma, eloszlása és vastagsága viszont a zagyár kiindulási helyétől, anyagának terrigén vagy biogén jellegétől és finomságától függően változott (BORNHOLD—PILKEY 1971; BENNETS—PILKEY 1976; ELMORE *et al.* 1979; ALLEN 1982).

A víz alatti gravitációs tömegmozgások fajtái, üledékfenntartó mechanizmusa s a belőlük származó lerakódások felől a *4.36 ábra* nyújt összefoglaló áttekintést.

4.4 A GRAVITÁCIÓS TÖMEGMOZGÁSOK EGYMÁSBA VALÓ ÁTALAKULÁSA

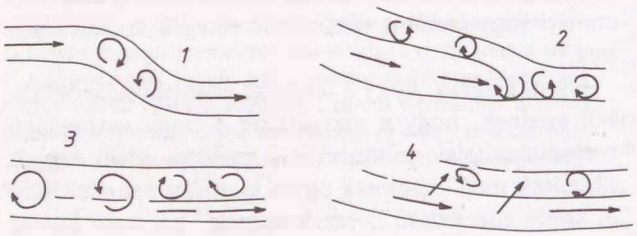
Ez a jelenség a lamináris mozgás turbulensbe való átmenetétől függ. FISHER (1983) négy fajtáját különbözteti meg; ezek felismerése üledékeik szöveti képének megértését döntően befolyásolja *(4.37 ábra)*.

a) *Tömegen belüli* az átalakulás, mikor a mozgó üledék- vagy szemcsehalmaz sebességének megváltozása a szemcseközi fluidum mennyiségének lényeges csökkenése vagy növekedése nélkül megy végbe. Ide tartozik a suvadások és törmelékfolyások zagyárakba való átmenete (KUENEN 1952; MORGENSTERN 1967), aminek feltételeit a belső turbulenciának az áramlási sebesség, ill. a kritikus REYNOLDS- és BINGHAM-féle számok növekedése miatti fokozódása teremti meg.

b) *Gravitációs* az átalakulás, ha a nagy sűrűségű és kezdetben turbulens áramlás egy nagy koncentrációjú és lényegileg lamináris fenékáramlásra és egy efelett haladó, ám hígabb és turbulens áramlásra különül el. Ezt a zagyárakat jellemző jelenséget MIDDLETON (1967 a, b) kísérletileg, GONZALEZ-BONORINO és MIDDLETON (1976), továbbá LOWE (1982) a képződött üledékszerkezetek elemzésével igazolta.

c) *Felületi* az átalakulás, ha a sűrű lamináris áramlást körülvevő és az áramlás teteje által vonszolt közeg hidraulikus csapdákon át az áramlás testébe keveredik, és azt lamináris és turbulensen mozgó részekre bontja (HAMPTON 1972; ALLEN 1971). Ez következik be a zagyárak fejében.

d) *Fluidizációs* az átalakulás, ha az áramlás sűrűbb rétegéből fölfelé mozgó fluidum üledékszemcséket ragad magával, és ez a felső, hígabb réteget turbulenssé alakítja. Ez főleg a maar-vulkánok kitörési oszlopának aljáról kiinduló, viszonylag hideg gáz-, víz- és porfelhők (*base surges*) örvénylő mozgását magyarázza (LEVA 1959; SPARKS 1976; FISCHER 1979; WILSON 1980). A jelenség azonban víz alatt is bekövetkezhet (MIDDLETON—HAMPTON 1973, 1976), termékeit azonban még vagy nem írták le, vagy nem ismerték föl.



4.37 ábra. A gravitációs tömegmozgások egymásba való átalakulásának lehetőségei FISHER (1983) szerint

1. Tömegen belüli, — *2.* gravitációs, — *3.* felületi, — *4.* fluidizációs átalakulás.

IRODALOM

ALLEN, J. R. L. 1965: Sedimentation to the lee of small underwater sand waves: an experimental study. — *J. Geol.*, **73**, 95—116.

ALLEN, J. R. L. 1968: *Current Ripples.* — Amsterdam: North Holland.

ALLEN, J. R. L. 1970a: *Scott. J. Geol.*, **6**, 146—161.

ALLEN, J. R. L. 1970b: *Physical Processes of Sedimentation.* — London: Allen & Unwin, 248 p.

ALLEN, J. R. L. 1971: Mixing a turbidity current heads and its geological implications. — *J. Sed. Petrol.*, **41**, 97—113.

ALLEN, J. R. L. 1977: The possible mechanism of convolute lamination in graded sand beds. — *J. Geol. Soc. London*, **134**, 19—31.

ALLEN, J. R. L. 1982: *Sedimentary Structures. Their Character and Physical Basis.* **I—II.** — Amsterdam: Elsevier, 593 + 663 p.

ALMAGOR, G.—GARFUNKEL, Z. 1979: Submarine Slumping in Continental Margin of Israel and Northern Sinai. — *AAPG Bull.*, **63**, 3, 324—340.

BAGNOLD, R. A. 1954: Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. — *Proc. R. Soc. London*, (A) **225**, 49—63.

BAGNOLD, R. A. 1956: The flow of cohesionless grains in fluids. — *R. Soc. London, Philos. Trans.* (A) **249**, 235—297.

BAGNOLD, R. A. 1962: Auto-suspension of transported sediment: turbidity current. — *Proc. R. Soc. London*, (A) **265**, 315—319.

BAGNOLD, R. A. 1963: Mechanics of marine sedimentation. — *In:* HILL, M. N. (ed.): *The Sea.* — New York: Wiley, 507—523.

BAGNOLD, R. A. 1973: The nature of saltation and of „bed-load" transport in water. — *Proc. R. Soc. London*, (A) **332**, 473—504.

BENJAMIN, T. B. 1968: Gravity currents and related phenomena. — *J. Fluid Mechan.*, **31**, 209—248.

BENNETS, K. R. W.—PILKEY, O. H. 1976: Characteristics of three turbidites, Hispaniola—Caicos Basin. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 1291—1300.

BORNHOLD, B. D.—PILKEY, O. H. 1971: Bioclastic turbidite sedimentation in Columbus Basin, Bahamas. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**, 1341—1354.

BOUMA, A. H. 1962: *Sedimentology of Some Flysch Deposits.* — Amsterdam: Elsevier, 168 p.

BOUMA, A. H. 1978: Slump bedding. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Hutchinson, Dowden & Ross, 750—751.

BOURGEOIS, J. 1978: Grain flows. — Gravity flows. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Hutchinson, Dowden & Ross, 368—369; 385.

BRITTER, R. E.—SIMPSON, J. E. 1978: *J. Fluid Mechan.*, **88**, 223—240.

BROQUET, P. 1978: Olistostrome, olistolite. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Hutchinson, Dowden & Ross, 508—510.

Cocco, E.—Pescatore, T. 1968: Scivolamenti gravitativi (olistostromi) nel flysch del Cilento (Campania). — *Boll. Soc. Natur. Napoli*, **77**, 51—91.

Casagrande, A. 1936: Characteristics of cohesionless soils affecting the stability of slopes and earth fills. — *J. Boston Soc. Civ. Engin.*, **23**, 13—32.

Collinson, J. D.—Thompson, D. B. 1982: *Sedimentary Structures*. — London: Allen & Unwin, 194 p.

Cremer, M. 1981: Distribution des turbidites sur l'eventaie subaquatique du canyon du Cap-Ferret. — *Bull. Int. Géol. Bassin d'Aquitanie, Bordeaux*. **30**, 51—69.

Crimes, T. P. 1973: *Sedimentology*, **20**, 105—131.

Curry, R. R. 1966: Observations of alpine mudflows in the Tenmile Range, Central Colorado. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **77**, 771—776.

Doichev, K.—Todorov, S.—Dimitrov, V. 1975: *Chem. Engin. Sci.*, **30**, 419—424.

Dott, R. H. 1963: Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. — *Bull. AAPG*, **47**, 104—128.

Duxbury, A. C. 1971: *The Earth and Its Oceans*. — Reading, Mass.: Addison & Wealey.

Dżułyński, S.—Książkiewicz, M.—Kuenen, Ph. H. 1959: Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **70**, 1089—1118.

Dżułyński, S.—Walton, E. K. 1965: *Sedimentary Features of Flysch and Greywackes*. — Amsterdam: Elsevier, 274 p.

Eisbacher, G. H.—Clague, J. J. 1984: Destructive Mass Movements in High Mountains: Hazard and Management. — *Geol. Surv. Canada, Paper*, **84—16**, 230 p.

Elmore, R. D.—Pilkey, O. H.—Cleary, W. J.—Curran, H. A. 1979: Black Shell turbidite, Hatteras Abyssal Plain, western Atlantic Ocean. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **90**, 1165—1176.

Elter, P.—Trevisan, L. 1973: Olistostromes in the tectonic evolution of the northern Apennins. — *In:* Jong, K. R. de—Scholten, R. (eds): *Gravity and Tectonics*. — London: Wiley, 175—188.

Embley, R. W. 1976: New evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep sea. — *Geology*, **4**, 371—374.

Enos, P. 1977: Flow regimes in debris flow. — *Sedimentology*, **24**, 133—142.

Favero, V.—Passega, R. 1980: Quaternary turbidites in a neritic environment: well CNR VE 1, Venice, Italy. — *J. Petrol. Geol.*, **3**, 2, 153—174.

Fisher, R. V. 1971: Features of coarse-grained, high concentration fluids and their deposits. — *J. Sed. Petrol.*, **41**, 916—927.

Fisher, R. V. 1979: Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. — *J. Volcan. Geoth. Res.*, **6**, 305—318.

Fisher, R. V. 1983: Flow transformations in sediment gravity flows. — *Geology*, **11**, 5, 273—274.

Flood, R. D.—Hollister, C. D.—Lonsdale, P. 1979: Disruption of the Feni sediment drift by debris flows from Rockall Bank. — *Marine Geol.*, **32**, 311—334.

Flores, G. 1959: Evidence of slump phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbon exploration in Sicily. — *Proc. 5th World Petrol Congr., New York*, **Ser. 1**, 259—275.

Friedman, G. M.—Sanders, J. E. 1978: *Principles of Sedimentology*. — New York: Wiley.

Gascoyne, P. 1978: Gravity-slide deposits. — Mass-wasting deposits. — Mudflow, debris-flow deposits. — *In:* Fairbridge, R. W.—Bourgeois, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Hutchinson, Dowden & Ross, 386—389; 479—480; 488—493.

Gonzalez-Bonorino, G.—Middleton, G. V. 1976: A Devonian submarine fan in western Argentina. — *J. Sed. Petrol.*, **46**, 56—69.

Gould, H. R. 1951: Some quantitative aspects of Lake Mead turbidity currents. — *SEPM Spec. Publ.*, **2**, 34—52.

Gräf, W. 1974: Ein submariner Gleithorizont aus der Kreidezeit als steirisches Naturdenkmal. — *Jber. Landesmus. Joanneum Graz. N. F.*, **3**, 125—133.

Grover, N. C.—Howard, C. S. 1938: The passage of turbid water through Lake Mead. — *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, **103**, 720—790.

Hampton, M. A. 1972: The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. — *J. Sed. Petrol.*, **42**, 775—793.

Hampton, M. A. 1975: Competence of fine-grained debris flows. — *J. Sed. Petrol.*, **45**, 834—844.

Heezen, B. C.—Ewing, M. 1952: Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks Earthquake. — *Am. J. Sci.*, **250**, 849—873.

Heezen, B. C.—Hollister, C. D. 1971: *The Face of the Deep*. — New York: Oxford Univ. Press.

Hiscott, R. N.—James, N. P. 1985: Carbonate debris flows, Cow Head Group, Western Newfoundland. — *J. Sedim. Petrology*, **55**, 5, 735—745.

Hsü, K. J. 1975: Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfalls. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 129—140.

Hyden, F. N. 1980: Mass flow deposits on a mid-Tertiary carbonate shelf, southern New Zealand. — *Geol. Magazine*, **117**, 5, 409—424.

Jipa, D. C. 1980: Orogenesis and Flysch Sedimentation — Critical Remarks on the Alpine Model. — *Sedimentary Geol.*, **27**, 229—239.

Johnson, A. M. 1970: *Physical Processes in Geology*. — San Francisco: Freeman, 577 p.

Juhász J. 1976: *Hidrogeológia*. — Budapest: Akadémiai Kiadó, 767 p.

Kármán, T. v. 1940: *Bull. Amer. Math. Soc.*, **46**, 615—683.

Keefer, D. K.—Johson, A. M. 1983: Earth flows: morphology, mobilisation, and movement. — *US Geol. Surv. Prof. Paper*, **1264**.

Kent, P. E. 1966: The transport mechanism in catastrophic rock falls. — *J. Geol.*, **74**, 1, 79—83.

Keulegan, G. H. 1957: Thirteenth progress report on model laws for density currents. An experimental study of the motion of saline water from locks into freshwater channels. — *US Natl. Bur. Stand. Rept.*, **Nr. 5168.**

Kézdy Á. 1972—1978: *Talajmechanika* **I—II.** — Budapest: Tankönyvkiadó, 499 + 515 p.

Kirwan, A. D. Jr.—Doyle, L. J.—Bowles, W. D.—Brooks, G. R. 1986: Time Dependent Hydrodynamic Models of Turbidity Currents Analyzed with Data from the Grand Banks and Orleansville Events. — *J. Sedim. Petrol.*, **56**, 3, 379—386.

Klein, G. de V.—DeMelo, V.—Favera, J. C. D. 1972: Subaqueous gravity processes on the front of Cretaceous deltas, Reconcavo basin, Brasil. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 1469—1492.

Kovács, S. 1987: Olisztosztrómák és egyéb, víz alatti gravitációs tömegszállítással kapcsolatos üledékek az észak-magyarországi palco-mezozóikumban. I. — Föld. Közl., **117**, 1, 61—69.

Kuenen, Ph. H. 1952: Estimated size of the Grand Banks turbidity current. — *Am. J. Sci.*, **250**, 874—884.

Kuenen, Ph. H. 1956a: The difference between sliding and turbidity flow. — *Deep-sea Research*, **3**, 134—139.

Kuenen, Ph. H. 1956b: Matrix of turbidites: experimental approach. — *Sedimentology*, **7**, 267—297.

Kuenen, Ph. H.—Menard, H. W. 1952: Turbidity currents, graded and non-graded deposits. — *J. Sed. Petrol.*, **22**, 2, 83—96.

Kuenen, Ph. H.—Migliorini, C. I. 1950: Turbidity currents as cause of graded bedding. — *J. Geol.*, **58**, 91—127.

Leeder, M. R. 1982: *Sedimentology. Process and Product*. — London: Allen & Unwin, 344 p.

Leva, M. 1959: *Fluidization*. — New York: McGraw-Hill, 327 p.

LINK, M. H. 1975: Matilija Sandstone: A transition from deep-water turbidite to shallow-marine deposition in the Eocene of California. — *J. Sed. Petrol.*, **45**, 63—78.

LOVELL, J. P. B. 1971: Controll of slope on deposition from small-scale turbidity currents: experimental results and possible geological significance. — *Sedimentology*, **17**, 81—88.

LOWE, D. R. 1976a: Grain flow and grain flow deposits. — *J. Sed. Petrol.*, **46**, 188—199.

LOWE, D. R. 1976b: Subaqueous liquified and fluidized sediment flows and their deposits. — *Sedimentology*, **23**, 285—308.

LOWE, D. R. 1982: Sediment gravity flows. II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. — *J. Sed. Petrol.*, **52**, 279—297.

MIDDLETON, G. V. 1966a: Experiments on density and turbidity currents. *1.* Motion of the head. — *Can. J. Earth Sci.*, **3**, 523—546.

MIDDLETON, G. V. 1966b: Experiments on density and turbidity currents. *2.* Uniform flow of density currents. — *Can J. Earth Sci.*, **3**, 627—637.

MIDDLETON, G. V. 1967a: Experiments on density and turbidity currents. *3.* Deposition of sediments. — *Can. J. Earth Sci.*, **4**, 475—505.

MIDDLETON, G. V. 1967b: Orientation of concavo-convex particles deposited from experimental turbidity currents. — *J. Sed. Petrol.*, **37**, 229—232.

MIDDLETON, G. V. 1970: Expertimental studies related to problems of flysch sedimentation. — *In:* LAJOIE, J. (ed.): Flysch Sedimentology in North America. — *Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper*, **7**, 253—272.

MIDDLETON, G. V.—HAMPTON, M. A. 1973: Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. — *In: Turbidites and deep water sedimentation.* — AGI—SEPM Short Course Lecture Notes, Anaheim, California, 1—38.

MIDDLETON, G. V. — HAMPTON, M. A. 1976: Subaqueous transport and deposition by sediment gravity flows. — *In:* STANLEY, D. J. — SWIFT, D. J. P. (eds): *Marine Sediment Transport and Environmental Management.* — New York: Wiley, 197—218.

MORGENSTERN, N. R. 1976: Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. — *In:* RICHARDS, A. F. (ed.): *Marine Geotechnique.* — Urbana Univ. Illinois Press, 189—220.

NAYLOR, M. A. 1980: The origin of inverse grading in muddy debris flow deposits — a review. — *J. Sedim. Petrol.*, **50**, 1111—1116.

NAYLOR, M. R. 1981: Debris flow (olistostrome) and slumping on a distal passive continental margin: the Palombini limestone—shale sequence of the northern Apennines. — *Sedimentology*, **28**, 837—852.

PANTIN, H. M. 1979: Interaction between velocity and effective density in turbidity flow: phase plane analysis with criteria for autosuspension. — *Marine Geol.*, **31**, 59—99.

PETT, J. W.—WALKER, R. G. 1971: Relationship of flute cast morphology to internal sedimentary structures in turbidites. — *J. Sed. Petrol.*, **41**, 114—128.

PÉCSI M. 1971: A földcsuszamlások főbb típusai. — *Földr. Közlem.*, **19**, 2—3, 125—143.

PLAFKER, G. 1978: Avelanche deposits. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W. — BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Hutchinson, Dowden & Ross, 24—27.

POSTMA, G.—ROEP, TH. B.—RUEGG, G. H. J. 1983: Sandy-gravelly massflow deposits in an ice-marginal lake (Saalian, Leuvenumsche Beek Valley, Veluwe, The Nederlands), with emphasis on plug-flow deposits. — *Sedim. Geol.*, **34**, 59—82.

POTTER, P. E. — SCHEIDEGGER, A. E. 1966: Bed thickness and grain size graded beds. — *Sedimentology*, **7**, 223—240.

REINECK, H.-E.—SINGH, I. B. 1973: *Depositional Sedimentary Environments with Reference to Terrigenous Clastics.* — Berlin: Springer, 439 p.

REINECK, H.-E.—SINGH, I. B. 1986: *Depositional Sedimentary Environments.* 2nd ed. — Berlin: Springer, 551 p.

RICHARDSON, J. F. 1971 *in* DAVIDSON, J. F. — HARRISON, D. (eds): *Fluidization.* — London: Academic Press, 26—64.

RICHARDSON, J. F. — Zaki, W. N. 1958: Sedimentation and fluidisation. — *Transact. Inst. Chem. Engin.*, **32**, 35—53.

RICHTER, D. 1973: Olisthostrom, Olistholith, Olisthothrymma und Olisthoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentationsvorgängen infolge synsedimentärer tektogenetischer Bewegungen in Geosynklinalbereichen. — *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, **143**, 3, 304—344.

RICKETS, B. D. 1981: A submarine fan-distal molasse sequence of middle Precambrian age, Belcher Islands, Hudson Bay. — *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, **29**, 4, 561—582.

RIDDELL, J. F. 1969: A laboratory study of suspension-effect density currents. — *Canad. J. Earth Sci.*, **6**, 231—246.

RIDGWAY, K. — RUPP, R. 1970: *Chem. Process. Engin. (Bombay, May 1970)*, 82—85.

RITTER, A. 1892: *Zeitschr. Ver. Deutsch. Ing.*, **36**, 947—954.

RUCHIN, L. B. 1958: *Grundzüge der Lithologie.* — Berlin: Akad. Verlag, 806 p.

SCHEIDEGGER, A. E.—POTTER, P. E. 1965: Textural studies of graded bedding. — Observation and theory. — *Sedimentology*, **5**, 4, 289—304.

SEED, H. B.—IDRISS, I. M. 1970: A simplified procedure for evaluating soil liquefaction potencial. — *Univ. Calif., Berkeley, Earthquake Eng. Res. Centr.: Rept. No. EERC*, **70—9.**

SHARP, R. P. 1966: Kelso Dunes, Mojave Desert, California. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **77**, 1045—1074.

SHARP, R. P.—NOBLES, L. H. 1953: Mudflow of 1941 at Wrightwood, Southern California. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **64**, 547—560.

SHELDON, P. G. 1928: Some sedimentation conditions in Middle Portage rocks. — *Am. J. Sci.*, **15**, 243—252.

SHELDON, P. G. 1929: On the derivation of Portage Sandstones of Central New York. — *Am. J. Sci.*, **17**, 525—553.

SHEPARD, F. P. — REIMNITZ, E. 1981: Sedimentation bordering the Rio Balsa delta and canyons, western Mexico. — *Geol. Soc. Am. Bull., Paper I*, **92—6**, 395—403.

SHREVE, R. L. 1968: *The Blackhawk Landslide.* — *Geol. Soc. Amer., Spec. Papers*, **108**, 47 p.

SIMPSON, J. E. — BRITTER, R. E. 1979: *J. Fluid. Mech.*, **94**, 477—495.

ŚLĄCZKA, A. — THOMPSON, S. 1981: A revision of the fluxoturbidite concept based on type examples in the Polish Carpathian Flysh. — *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **51**, 1/2, 3—44.

ŚLĄCZKA, A. — UNRUG, R. 1976: Trends of textural and structural variation in turbidite sandstones: the Cergowa Sandstone (Oligocene, Outer Carpathians). — *Ann. Soc. Géol. Pologne*, **46**, 1—2, 55—57.

SPARKS, R. S. J. 1976: Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. — *Sedimentology*, **23**, 147—188.

STAUFFER, P. H. 1967: Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynes mountains, California. — *J. Sedim. Petrol.*, **37**, 487—508.

UNRUG, R. 1963: Istebna beds a fluxoturbidity formation in the Carpathian flysch. — *Ann. Soc. Géol. Pologne*, **33**, 1—3, 49—92.

VARNES, D. J. 1958: Landslide types and processes. — *In:* ECKEL, E. B. (ed.): Landslide and engineering practice. — *Highway Research Brd. Spec. Rept.*, **29**, 20—47.

VENDL A. 1951: *Geológia I.* — Budapest: Tankönyvkiadó.

WALKER, R. G. 1967: Turbidite Sedimentary Structures and Their Relationship to Proximal and Distal Depositional Environments. — *J. Sedim. Petrol.*, **37**, 1, 25—43.

WILSON, C. J. H. 1980: The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows. An experimental approach. — *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **8**, 231—249.

5. A VÍZFOLYÁSOK SZÁLLÍTÓ ÉS LERAKÓ TEVÉKENYSÉGE

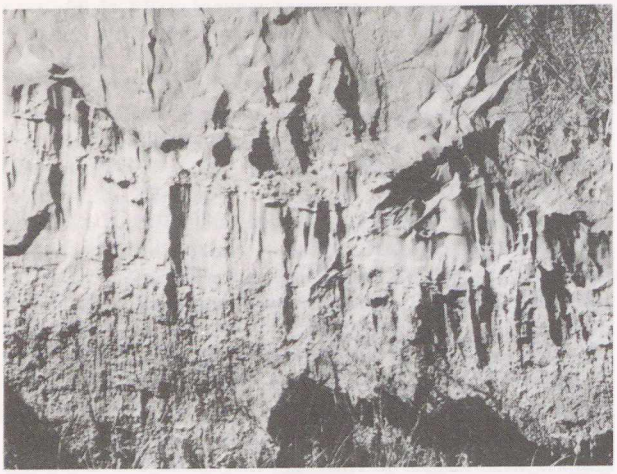
BALOGH KÁLMÁN

A felszíni mállástermékek állóvízbe szállításának kétségkívül a természetes vízfolyások a leghatékonyabb tényezői. Grönland és az Antarktisz kivételével, a kontinensek belsejéig hatoló folyamrendszerek a szárazföldre hulló csapadék jelentős részét gyűjtik össze és továbbítják a tengerek felé. A folyóvizek nagy mennyiségű szilárd és oldott anyagot ragadnak magukkal. A csökkent esésű helyeken lerakott hordalékukkal viszont kisebb-nagyobb alluviális síkságokat alakítanak ki. Az utóbbiak üledéktesteik változatos alakja, elrendeződése, szerkezeti és szöveti felépítése és ehhez alkalmazkodó, sajátos növénytakarójuk és állatviláguk folytán — látszólagos egyhangúságuk ellenére is — változatos tájakat képviselnek. E tájak — a legrégibb kultúrák kialakulásától napjainkig — az ember letelepülésének, mezőgazdasági és állattenyésztő tevékenységének igen fontos színterei. A folyók és a hozzájuk csatlakozó lápok hal- és vadállománya az ember legősibb táplálékforrásai közé tartozik. A kisebb, de gyors vizű patakok és a lassú, de nagy tömegű folyamok mozgási energiájának, a különböző tájakat és társadalmakat összekötő, olcsó víziutaknak a kihasználása több évezredes múltra tekint vissza. A folyók hordaléka nemcsak építőanyagokat szolgáltat, hanem — megfelelő körülmények között — hasznos ásványok (pl. arany és más fémek, drágakövek) másodlagos felhalmozódását is biztosíthatja. A süllyedő medencék fiatalabb képződményekkel letakart alluviális és deltaüledékei pedig — alkalmas szövetük és szerkezetük révén — a föld alatti víz s a szénhidrogének mozgásának és tárolódásának is fontos tényezői. E hasznosítási szempontok önmagukban is indokolják, miért vált a folyók és folyótorkolatok üledékeinek genetikai vizsgálata a szedimentológia egyik fő fejezetévé. E fejezet elméleti jelentősége pedig azon a segítségen keresztül mérhető le, amellyel a folyóvízi üledékek az egykori szárazulatok helyzetének, jellegének és kiterjedésének a felismeréséhez hozzájárulnak.

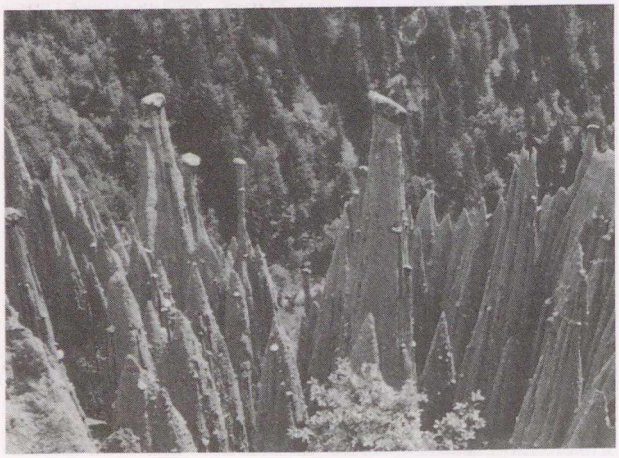
5.1 A VÍZFOLYÁSOK, FOLYÓVÖLGYEK ÉS VÖLGYSZAKASZOK KIALAKULÁSA. AZ ERÓZIÓ FAJTÁI

Vízfolyás általában a lejtős térszínt felületileg leöblítő csapadék vonal menti *vízbarázdák*ba terelődésével alakul ki. A felszínt lemosó csapadékkal igen sok porés homokszemcse kerül a laposabb területekre. Ez a víz különösen a laza kötésű kőzeteket támadja meg. Ezért a homokos–agyagos rétegsorok ellenállóbb homokkő- és konglomerátum-padjai, az üledéket haránttoló telérek (pl. a Cserhátban) a felszínen mindig környezetük fölé emelkednek. A mállásnak ellenálló kőzetdarabok pedig *földpiramisok* alakjában védik meg laza fekvőjüket a lemosódástól *(5.1/a, 5.1/b ábra)*. VENDL (1954) szerint a vízbarázdák a kemény kőzeteken általában sűrűbbek, bár sekélyek; agyagos aljzaton ellenben ritkábbak és mélyebbek. Kimélyülve időszakos *vízmosás*okká (aszókká), magashegységekben pedig főleg kavicsot és kőzettömböket szállító *vadpatak*okká (torrensekké) egyesülhetnek. Ezek víztől alámosott partjai hamarosan leomlanak; a képződött törmeléket a víz tovagörgeti, ennek a súroló hatása pedig a meder továbbmélyülését eredményezi.

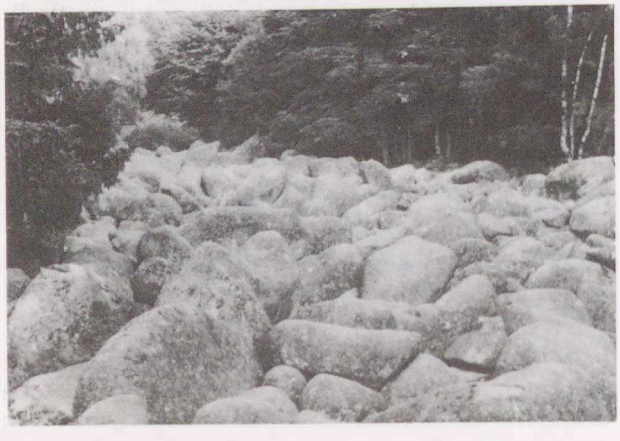
A vízfolyások munkaképessége — a mozgási energia képletéből ($E_m = 1/2mv^2$) következően — vizük tömegével és sebességük négyzetével arányos. A víz mennyisége az éghajlat és az időjárás, a sebesség pedig elsősorban a meder lejtésének, érdességének és keresztmetszetének a függvénye. A mederfal simasága, a



5.1/a ábra. A lecsurgó esővíz szelektív lemosó hatása ottnangi emeletbeli konkréciós homokrétegen a nekézsenyi vasúti megállótól DNy-ra levő árokban. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1953



5.1/b ábra. A kőzettömböket is tartalmazó, egyébként finom szemű oberbozeni (soprabolzanói) jégkori morénában kialakult földpiramisok. — Egy 1975-ben vásárolt képeslap nyomán



5.2 ábra. Időszakos hegységi vízmosás medrének gránit anyagú görgetegei. — Szófiától D-re, a Vitosa É-i lejtőjén. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1965

víz mélysége, a meder összeszűkülése növeli a sebességet. A hegyi patakok átlagos sebessége 3—12 m/s, a mérsékelt lejtésű folyóké 1—3 m/s, a síksági folyóké azonban csak 1—7 dm/s. A *meder esésgörbéje* általában a forrásvidékek területén a legmeredekebb, s a torkolat felé ellapul. Helyi szabálytalanságait a mélyítő eróziónak ellenálló kőzettömegek közbeiktatódása okozza. Az üledékszállítás leginkább a nagy esésű folyószakaszokon érvényesül. Itt a folyóvíz lefelé irányuló, kivéső hatása a szálban álló kőzetig hatol.

A vízfolyásnak a folyóvölgyek képződésére vezető tevékenységét *erózió*nak nevezzük. Az erózió hatékonysága a térszín eredeti domborzatának, a víz sebességének és a mederkőzet ellenállásának a függvénye. Az eredeti térszín — a kőzettani és hegységszerkezeti felépítéstől is függő lejtésén keresztül — a vízfolyás fő irányát határozza meg. A kivéső hatás a vízmozgatta törmelék mederhez való súrlódásának a következménye. A hordalék mennyiségének növekedése ugyan általában csökkenti a víz átlagsebességét; a képződött zagy azonban — sűrűségénél fogva — nagyméretű törmelékdarabokat is képes magával ragadni, ami viszont az erózió növekedését eredményezi (4.35. fejezet). Csodálatos példáit nyújtják ennek a hóolvadás után erősen megduzzadó hegyipatakok és aszók hatalmas kőgörgetegei *(5.2 ábra)*. A mederkőzet ellenállását anyagi összetételén kívül szilárdsága, repedezettsége, rétegzettségének módja és áteresztőképessége (porozitása) befolyásolja. Az erózió négy különböző részfolyamat eredménye:

(1) *Korrózió*: a vízfolyás egyszerű vagy kémiai oldó hatása.

(2) *Hidraulikus hatás*: a mederfenék szemcséinek megmozgatása.

(3) *Korrázió*: a mozgó hordaléknak a meder fenekére és oldalaira gyakorolt hatása. Ez egyrészt üstszerű kimélyülések és zuhatagok keletkezéséhez vezet. Másrészt a völgyoldalak alávájásával azok lerogyását, megsuvadását, és így a továbbítandó törmelék mennyiségének növekedését készíti elő.

(4) *Attríció* (lecsiszolás): a szállított törmelékdaraboknak egymáshoz és a mederhez való ütközésük nyomán bekövetkező — s egyúttal a lebegő hordalék mennyiségét is növelő — kopása, gömbölyödése.

A talajvíz szintjéig mélyült vízmosásban *forrás* fakad, ez patakot táplál; a patakok folyókká, folyamokká egyesülnek. Az aszókban csak esőzés vagy hóolvadás idején dolgozik a víz. Az állandósult vízfolyás szakadatlanul alakítja medrét. *Meder*: a folyóvíz által kitöltött, hosszú mélyedés: *völgy* a vízfolyás által kivésett negatív térszíni forma. A meder általában kisebb a völgynél, és annak csak a legmélyebb részét foglalja el.

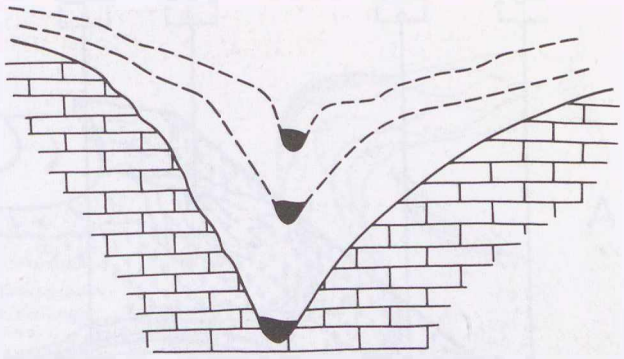
A folyók hegyvidéki, *felső szakaszának* általában mély, szűk, *V-keresztmetszetű völgye van*; a meder csak ennek alját tölti ki *(5.3 ábra)*. Nagyarányú esőzés, hirtelen hóolvadás esetén az efajta völgyben a víz csak fölfelé terjeszkedhet, s ilyenkor átmenetileg az egész völgy mederré válhat. E nagy esésű szakaszokon

a folyó munkaképessége nagyobb, mint a hordalékszállításhoz szükséges energia. A korrázió erősödése következtében a völgyoldalak egyre meredekebbé válnak, s az alkotó kőzet természetes rézsűszögének túllépése következtében le-leomlanak. Ez azonban a völgy alakján mégsem változtat, mert szélesedésének arányában a völgy tovább is mélyül.

A felsőszakasz jellegű völgyeket a csatlakozó időszakos vízfolyások fokozatos kimélyülése mellett azok *hátravágódása*, tehát a folyórendszer hosszát növelő *hátráló erózió* jellemzi *(5.4 ábra)*. Ez a vízválasztó gerincek kiéleződését, majd lekopását és magasságcsökkenését okozó jelenség a csapadékosabb völgy fejét annyira hátrahelyezheti, hogy az az átellenes oldalon levő völgyet is eléri, és annak eredetileg más irányú vízfolyását megfordíthatja. A jelenség neve: *lefejezés (kaptúra)*.

A hátrálás következtében a vízfolyások eredetileg vonal menti kitakarító munkája (*lineáris eróziója*) egyre szélesebb területekre terjed ki, és így *areális* jellegűvé válik. A vízgyűjtő medencék kiszélesedése ui. a lejtő menti leöblítéssel, talajfolyással és más tömegmozgásokkal társulva, földtani idők alatt a magashegységek alacsonyabbá, végső fokon hepe-hupás *tönkfelületté* (tökéletlen síksággá) válását idézi elő.

A hátravágódás természetesen a folyó esésgörbéjét is átalakítja. A vízgyűjtő terület kiszélesedésével ui. oly sok törmelék kerülhet a folyóba, amivel az még a korábban teljesen kitakarított szakaszokon sem tud megbírkózni. Ezért a durvább hordalék lerakására kényszerül, ez pedig az előbb még ék alakú völgy csúcsát *völgytalp*pá tompítja le, s ezen a folyó több ágra szakadva, majd újra egyesülve *(anasztomizálva)*, vagy kanyarogva *(meanderezve)* halad tovább. Fokozódik ez a jelenség a folyók síksági (középső és alsó) szakaszán. Ennek az az oka, hogy a meder bevágódása az *erózióbázis* szintjén, ahol a sebesség az esés megszűnése miatt *elvileg* nullára csökken, gyakorlatilag megszűnik. *A végső* vagy *abszolút erózióbázis*, amelybe minden tengerbe ömlő folyó esésgörbéje aszimptotikusan belesimulni látszik, *a tenger szintje*. Ez azt jelenti, hogy bármily magas hegység lepusztulása csak a mindenkori tengerszintig haladhat előre, valójában azonban bármily hosszú idő alatt kissé elmarad. Bonyolítja azonban ezt a képet, hogy a hosszabb vízfolyások útját számos olyan medence (tó) keresztezheti, amelyek *helyi*, ill. *relatív erózióbázisok*ként tagolják a folyó esésgörbéjét. Ha elegendő idő áll rendelkezésre, a közbeiktatódó medencék feltöltődése után ez utóbbiakban is meginduló *hátráló erózió* végül is kisimítja az esésgörbét. Ennek eredményeként a hegységek lepusztulásából eredő *tönkfelületek* is többékevésbé belesimulnak a feltöltődéssel kialakult *tökéletes síkságok* felszínébe. A térszín általános lepusztulásának (*denudációjának*) ezen állapot elérésével záruló

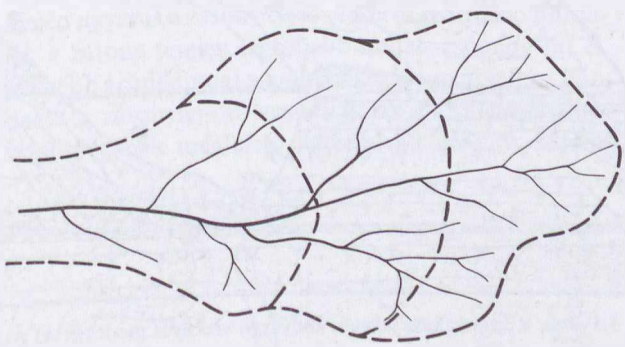


5.3 ábra. Felsőszakasz jellegű völgy bevágódása

szakaszát — amelynek kialakításához a folyóvizi erózión kívül a szél és a jég működése is hozzájárulhat — csak a hegységképződés és a vulkáni működés okozta kiemelkedés újíthatja meg. A megelevenedő erózió az újabb lepusztulási ciklus kezdetén a korábban már elegyengetett térszínt ismét „fiatalos külsejű" magashegységgé szabdalhatja.

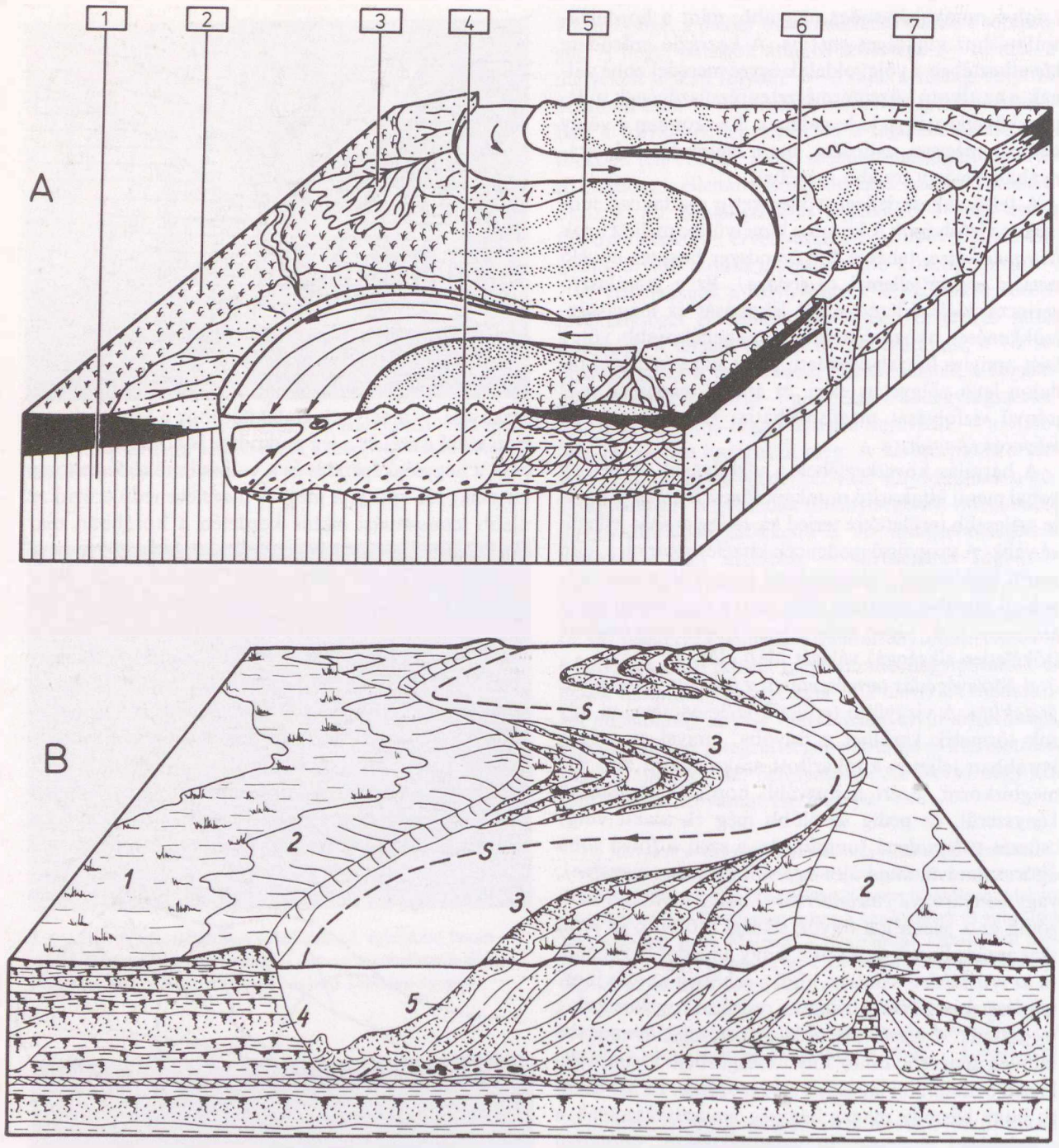
A hegyvidékről (meredek lejtőről) a síkságra (vagy völgytalpra) lépő vízfolyás fenékhordalékának lerakásával *hordalékkúpot* épít. Az ennek csúcsából kiágazó, viszonylag nagy esésű, de sekély fő- és fattyúmedrek — gyakori áthelyeződésük következtében — lényegileg e kúppalást alkotói mentén futnak le (lásd 5.8. fejezet; *5.35 ábra, A; 5.40 ábra*).

A folyó síksági szakaszának munkaképessége már csak az e szakaszon termelt vagy a lejtőről odajutó, felaprózódott *törmelék tovaszállításához elegendő.*



5.4 ábra. A felsőszakasz jellegű völgyek hátravágódásának szakaszai

Mégis mindaddig, amíg a mellékfolyókból származó vízmennyiség-növekedés kiegyenlíti az eséscsökkenésből adódó energiaveszteséget, a vízfolyás üledéklerakó és eróziós tevékenysége nagyjából egyensúlyban marad. Csupán az erózió jellege változik. Az ilyen *középszakasz jellegű folyók* ui. saját (kisvíz idején lerakott) hordalékuk vagy a völgyoldalakról származó,



5.5 ábra. Középszakasz jellegű, kanyargó vízfolyás modellje: **A)** ALLEN (1964, 1970, 1978) és **B)** FRIEDMAN—SANDERS (1978) nyomán

A: *1.* Idősebb üledékek. — *2.* Ártér. — *3.* Az árvízi áttörés hordalékkúpja. — *4.* Az övzátony fölfelé finomodó, ferdén rétegezett üledékei. — *5.* Az övzátony felszíne. — *6.* Természetes part menti gát. — *7.* Lefűződött folyómeder és kitöltése.

B: *1.* Ártér. — *2.* Természetes parti gát. — *3.* Az övzátony gerincei a közöttük levő mélyedések finom szemű üledékével. — *4.* Idősebb üledékekből álló, meredek partfal. — *5.* Az övzátony növekedését jelző ferdén rétegezett üledékek, aljukon durva törmelékkel.

S = Sodorvonal.

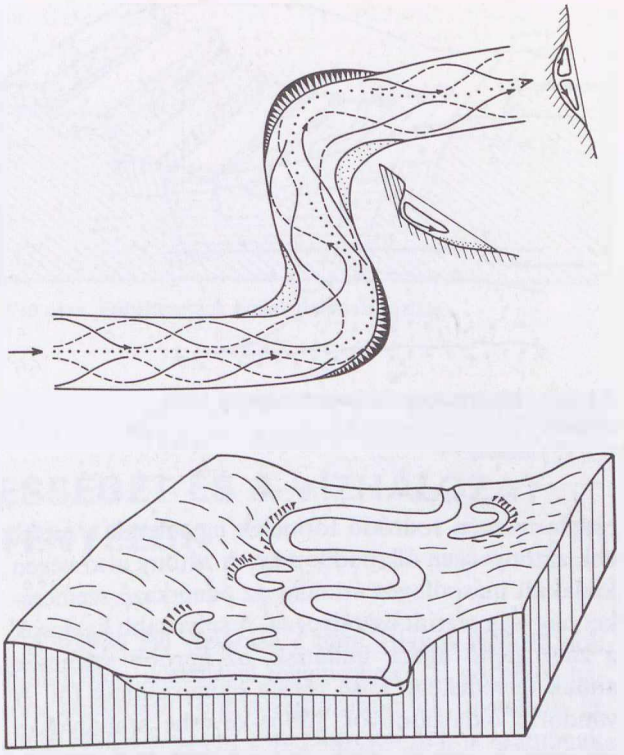
nagyobb mennyiségű törmelék elől kitérni kényszerülnek, és *kanyarogni kezdenek*. Eközben lefelé irányuló eróziójukat a *sodorvonal*nak a kanyargás okozta kitérülései következtében (*5.5, 5.18* és *5.22 ábra*) *oldalas erózió* váltja föl. Ez azt jelenti, hogy medrük folyásirányba nézve homorú oldalát alámossák. Közben pedig a súrlódás miatt a folyásirányra harántosan kialakult másodlagos áramlás az itt képzett törmelék egy részét a — gyakran lentebbi — kanyarulat domború oldalára ülepíti át. Az oldalas erózió és az ezzel

egyidejű feltöltődés révén az eredetileg felsőszakasz jellegű völgy keresztmetszete jelentősen megváltozik: *a völgy teknő alakúan kiszélesedik*. A lapos völgyfeneket kb. a meder mélységével egyenlő vastagságú hordalék fedi *(5.6 ábra)*, bár arra a folyó csak árvizek idején lép ki.

A kanyarulatok nagysága a folyó esésének és vízhozamának függvénye. Nehezen erodálható anyagban szűk és mély medrű, kisebb sugarú, lazább kőzetekben pedig széles és lapos medrű, nagyobb kanyarulatok fejlődnek ki. *A laza kőzeteken haladó, középszakasz jellegű folyókat elfajuló kanyarulataik folyásirányú vándorlása jellemzi (5.7 ábra)*. Árvíz idején az egész völgytalpat víz borítja, és csak a folyó sodrása árulja el a meder helyét. Ilyenkor a kanyarulatoknak a centrifugális erő következtében sarló alakúvá válása, apadáskor a domború part épülése lökésszerűen halad előre. A kanyarulatok elfajulása és a *folyózugok* keletkezése nagymértékben növeli a folyó hosszát, csökkenti viszont az esését. Végül is az egymáshoz túlságosan közel került szakaszok közti esés lényegesen felülmúlhatja a kanyarulat menti esést. Ha azután az árvíz a folyózug e rövidebb és nagyobb esésű szakaszán vág új medret magának, az elhagyott és üledékkel elduga-szolt kanyarulat patkó alakú *holtág* vagy *morotva* alakjában marad hátra (lásd *5.34 ábra*). Ez a későbbi árvizek idején még friss vízzel megtöltődő tavacska elláposodva, tőzegesedve feltöltődik. Megtörténhet, hogy a kanyarulatnak csak egy része fűződik le, és a domború oldalon levő *övzátony* gátjai közti egyik barázda válik mederré *(chute cut-off)*. A legdrámaibb eseményt azonban a vízfolyás irányának teljes megváltozása (*avulziója*) jelenti, amikor a medret szegélyező természetes gátat átszakító folyó egy nagyobb lejtésű területen vág magának új medret. Legismertebb jelenkori példái ennek a Mississippi, a Rio Grande, az Indus vagy a Hoang-ho ismételt irányváltozásai.

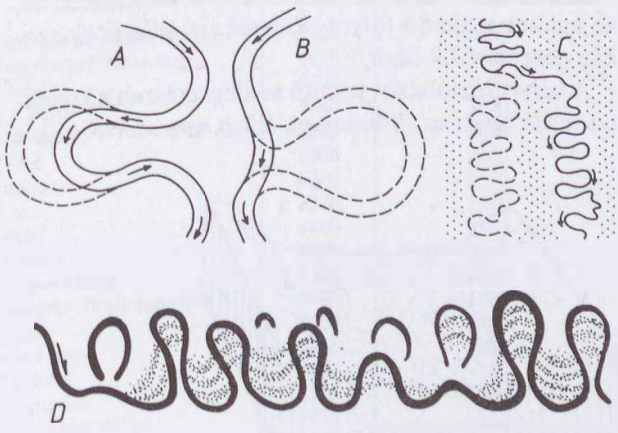
A folyásirányban vándorló kanyarulatok helyét a morotvákon kívül a domború part néhány dm mélységű barázdákkal elválasztott, ív alakú, gátszerű *övzátonyai* őrzik (*5.5* és *5.34 ábra*). Ezek alsó részét a közepes vízállás durva, felső részét az árvizek finom szemű üledéke alkotja. A domború partszakaszok anyaga elsősorban a homorú oldalról átmosott fenékhordalékból áll.

Mederzátony általában ott képződik, ahol a víz sebessége — pl. a folyómeder eséscsökkenés nélküli hirtelen kiszélesedése miatt — csökken. Ekkor a fenékhordalék egy része a meder közepén lerakódik. Az ilyen *középzátonyt* (pl. a Margit-szigetet) rendszerint két, egymást hegyesszögben metsző ív határolja. A zátony teteje folyásirányban laposan emelkedik a folyó tükre felé. Homloka viszont meredeken lejt folyásirányban (*5.8* és *5.30 ábra*). Az igen enyhén kanyargó, csaknem egyenes folyószakaszok oldalán, szigetek és

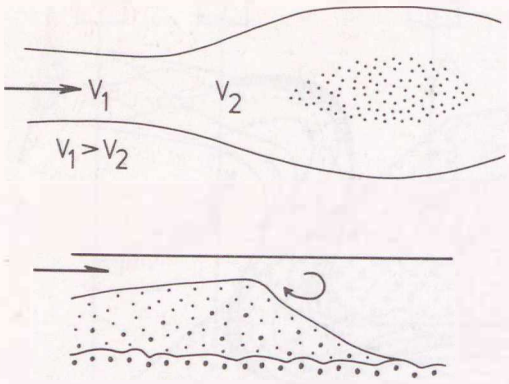


5.6 ábra. Középszakasz jellegű folyóvölgy vázlata, széles völgytalppal

sekélységek védelme alatt, a mellékfolyó torkolatát kísérő „holt szöglet"-ben, inkább partközeli *oldalzátonyok (5.18 ábra)* fejlődnek ki. Hacsak a növényzet meg nem köti, a zátonyok mindkét fajtája a víz folyása irányában vándorol, s az élő medrek hordalékanyaga éppen e *zátonyvándorlás* révén halad előre. Középvíz idején ugyanis a zátony felső részéről származó hordalék a zátony tetején legföljebb annak csúcsáig jut el. Erősebb árhullámnál azonban a csúcson átsodort hordalék a zátonylejtőn lecsúszva víz alatti természetes rézsűszögének megfelelő lejtéssel áll meg. A zátony



5.7 ábra. A folyókanyarulatok elfajulása, holtágak és morotvák keletkezése (*A* és *B*); a folyó irányváltoztatása (*C*); morotvák, folyózugok és övzátonyok (*D*)



5.8 ábra. Középzátony felülnézeti képe és hosszmetszete
V_1 és V_2: Vízsebesség.

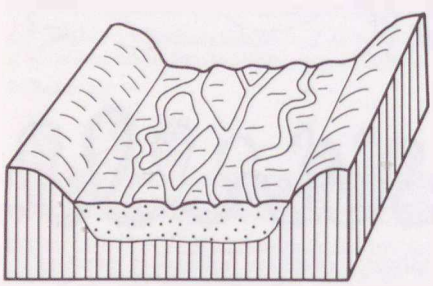
oldala mentén sodródó törmelék ugyancsak a meredek zátonyvégen állapodik meg. A zátony alsó végén kialakult másodlagos áramlás az odaérkező szemcséket nagyság szerint osztályozza. A súlyosabb kavicsok a zátonylejtő aljára hullanak, az apróbb szemcsék annak meredekebb felső részén halmozódnak föl. A vándorló oldalzátonyok többé-kevésbé szabályosan váltakozva, hol az egyik, hol a másik part mentén helyezkednek el (lásd *5.18 ábra*). Mindkét zátonyforma belső szerkezetét a *nagyméretű keresztrétegzés jellemzi* (5.7. fejezet). A zátonyvándorlás sebessége — a folyó munkaképességétől függően — évi 50—700 m-t is kitehet.

Ahol a folyóvíz esése annyira lecsökken, hogy hordalékát nem képes továbbszállítani, ott a lerakott törmeléket megkerülve, folytonosan elágazik, majd ágai újra egyesülnek. A mederbeli törmeléklerakódás miatt kétfelé kanyarodó víz sodra megtámadja ugyan saját ártéri üledékét, azonban tömegének és esésének csökkenése következtében újra meg újra ágakra szakad, s a lerakódás okozta feltöltődés folytán a völgyfenék szintje is megemelkedik. Mivel ez általában a folyó erózióbázisát jelentő torkolatvidéken következik be, az ágakra szakadó folyót *alsószakasz jellegű*nek szokás nevezni *(5.9 ábra)*.

A helyi erózióbázist jelentő medencerészek közbeiktatódása miatt *az alsószakasz jelleg nem szorítkozik a folyó tengerbe torkollásának tájára.* Ugyanakkor a medencéket elválasztó hegy- és dombvidékeket a folyó felsőszakasz jelleggel töri át. A felsőszakasz jellegű dévényi szoroson át a Kisalföldre érkező Duna pl. a Csallóköz és Szigetköz területén egy Győrig, sőt Komáromig terjedő, hatalmas, kavicsos–homokos hordalékkúpot rakott le. Ennek tömegét észak felől a Vág és a Nyitra, dél felől a Rába vízrendszerének kúpja gyarapítja. A hordalékkúp legmélyebb s egyben legdurvább törmeléket szállító medre — az Öreg-Duna — szabályozása előtt igen sok ágra szakadva, nagy számú zátonyt rakott le. Munkaképességét főként az bénította meg, hogy oldalágai (a Kis-Duna és a Szigetközi-Duna) sok vizet vontak el belőle. Mivel az utóbbiak az Öreg-Duna főleg lebegő hordalékot tartalmazó, magasabb mederrészét csapolják meg, hordalékukkal egyensúlyt tartva, meanderezve haladnak tovább. Az Esztergom–Nagymaros közötti nagyobb esésű, hegyvidéki szakaszából az Alföld peremére lépő folyó vízhozamának gyarapodása ellenére sem bírja részint maga termelte, részint a Garamból és Ipolyból származó fenékhordalékát továbbvinni. Újból alsószakasz jellegűvé válását a Dunakanyar alatti medrének számos zátonyszigete tanúsítja.

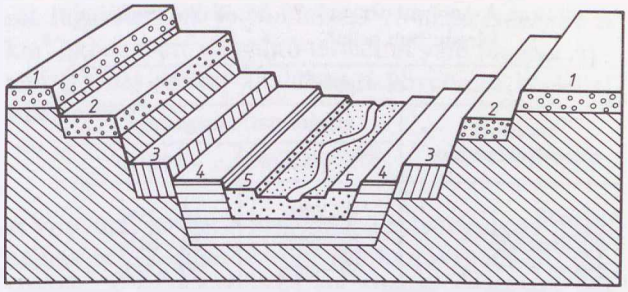
A nagyobb medencék folyóinak középső és alsó szakaszai gyakran csak nehezen különíthetők el egymástól. A két típus közötti alaki különbséget leginkább a *szinuózitás* mértékszáma fejezi ki. A meanderező folyók szinuózitása — vagyis a kanyargó *meder* és az általa létrehozott *völgy* hosszúságának a hányadosa — ui. $> 1{,}5$; az alsószakasz jellegű vízfolyásoké pedig $< 1{,}5$ (Allen 1970a).

Esésgörbéjének tektonikus vagy eusztatikus szintváltozás hatására beálló zavarait a folyó szakaszjellegének megváltoztatásával igyekszik kiküszöbölni. A felsőbb folyószakaszok és az erózióbázis közötti szintkülönbség növekedését pl. az alsóbb szakaszokon a folyónak saját korábbi lerakódásaiba való bevágódása, az új egyensúlyi állapot elérésekor pedig újabb völgyszélesítés követi. Ennek következtében a régi völgysík maradványa *folyóterasz* alakjában *függve marad* a fiatalabb völgysík fölött. A szintkülönbség többszöri, szakaszos növekedése esetén a folyót a völgymedence szélein egymás alatt lépcsősen elhelyezkedő és lefelé fiatalodó, lapos teraszok egész rendszere kíséri *(5.10 ábra)*. (Ezek legszebben a folyóvölgyek találkozásánál maradnak fenn; számuk a Kárpát-medencében 5—8 körül mozog.) A teraszok egykori folyómedrek maradványai; ezért üledékeik viszonylag durva szeműek. A pleisztocén folyómedrek szintjét általában a *teraszkavics* tszf. magasságával mérjük, bár a teraszfelszín mai magasságát a finomabb fluviális vagy az utólag rárakódott eolikus üledék (futóhomok, lösz) és a talaj ennél gyakran nagyobbnak mutatja. A csupasz kőzeten kialakult terasz neve *sziklaterasz.*



5.9 ábra. Alsószakasz jellegű folyóvölgy

Mivel a folyóvíz munkáját a vízhozamon keresztül a csapadék mennyisége is befolyásolja, *a folyóteraszok keletkezésében* esetenként a klímaingadozásoknak is nagy szerepük van. A folyóteraszok más része tektonikus vagy epirogén mozgásokkal hozható kapcsolatba. A pleisztocén korúak létrejötte pedig a tengerszintnek a jégtakarók képződéséhez és leolvadásához fűződő ingadozásával is magyarázható, hiszen a tengerszint süllyedése völgybevágódást, emelkedése völgyszélesítést eredményezhet.



5.10 ábra. Folyóteraszok kialakulásának vázlata

5.2 A FOLYÓ VÍZHOZAMÁT, SEBESSÉGÉT ÉS A VÍZHÁLÓZAT SŰRŰSÉGÉT BEFOLYÁSOLÓ TÉNYEZŐK

A folyók vízhozama a vízgyűjtő terület nagyságának, a lehulló csapadék mennyiségének, minőségének, idő és évszakok szerinti megoszlásának, az elpárolgó és beszivárgó víz részarányának, a domborzatnak, a kőzetminőségnek (elsősorban a porozitásnak), a gyors olvadás, hirtelen felhőszakadás, tartós esőzés, jég- és törmeléktorlasz-képződés duzzasztó hatásának, végül a csapadék elfolyását gátló növénytakarónak a függvénye.

A Föld legnagyobb folyójának, az Amazonasnak $5{,}7 \times 10^6$ km^2-nyi vízgyűjtője Dél-Amerika területének közel 1/3-át teszi ki, s torkolatánál 10×10^6 m^3/s vizet zúdít az Atlanti-óceánba. Dél-Amerikában a La Plata, Észak-Amerikában a Mississippi–Missouri és a Mackenzie, Afrikában a Kongó, a Niger és a Zambezi, Ázsiában a Gangesz–Brahmaputra, az Irtis–Ob, a Jenyiszej, a Lena, az Amur, a Jang-ce-kiang és a Hoang-ho, Európában pedig a Volga játszik még hasonló, bár szerényebb szerepet. E folyamóriások mellett a több kisebb medencén át folyó Duna vízgyűjtője jóval csekélyebb *(5.1 táblázat)*.

Mivel a vízhozam minden ponton az idő függvénye, a „nedvesített meder" w szélességének, h átlagos mélységének s a víz $\bar{U}$ átlagos sebességének a kontinuitás elve alapján — miszerint az átlagos vízhozam: $\bar{Q} = wh\bar{U}$ — az időben szintén változnia kell. Ha a mélység csökken, de az esés nő, akkor a folyás felgyorsul. Ellenkező esetben az esés csökken. A természetes vízfolyások tehát ingadozóak. Változásaik az egyenes folyószakaszokon többnyire fokozatosak; de gyorsak, ha a meder hirtelen kimélyül vagy elsekélyesedik. Az ingadozást a vízhozam gyorsabb vagy lassúbb változásai okozzák, és kisebb-nagyobb árhullámok levonulását idézik elő a folyó hosszában. Áradáskor a folyó tükrének esése és ezzel a sebessége és munkaképessége is megnövekszik. Apadáskor viszont a sebesség gyorsan csökken.

A folyók évi vízjárása a napi átlagos vízhozamok gyakorisági görbéjével jellemezhető. E görbéről három különösen fontos vízhozam-érték olvasható le: (1) *A középvízhozam*: a megfigyelési napok számának felén fennálló vízhozam. (2) *Az átlagos évi középvízhozam*: minden egyes napi középvízhozam számtani közepe a mérés esztendejében. (3) *A mederkitöltő vízhozam*: az a kritikus vízhozam, amelynek túllépésekor a folyó elárasztja árterét. Minden ennél nagyobb vízhozam: *árvízi vízhozam.*

Árhullám érkezése a meder nedvesített keresztmetszetét és a víz sebességét is megnöveli. Áradáskor a víz tükre a meder legmélyebb része fölött erősebben emel-

5.1. táblázat. A Föld mai legnagyobb folyóinak adatai

Név	Hossz (km)	Vízgyűjtő terület (10^3 km^2)
Amazonas–Marañon	5000	~6500
Mississippi–Missouri	6970	3950
Kongó	4200	3690
La Plata	3700	3100
Ob–Irtis	5300	3000
Nílus	6500	2870
Jeniszej	5200	~2550
Lena	4270	2380
Niger	4180	2160
Amur	4480	2055
Jangce-kiang	5100	1715
Gangesz–Brahmaputra	3000	1800
Volga	3600	1460
Mackenzie	4045	1660
Zambezi	2660	1330
Hoang-ho	4100	1000
Szt. Lőrinc-folyó	3820	1250
Indus	3180	960
Mekong	4500	
Duna	2860	~817

5.2. táblázat. A lefolyási tényező (β) évi átlagos értékei a kárpáti íven belül*

A vízgyűjtő kőzetének áteresztőképessége	átlagos tszf.-i magassága	
	500—1000 m	>1000 m
Áteresztő	20—30%	30—35%
Félig áteresztő	30—50%	50—60%
Vízzáró	50—60%	60—70%

* VENDL A. (1954) szerint.

kedik, mint a széleken. E magasságkülönbség következtében a két part irányában *nyomóerő* lép fel. Apadáskor viszont az ennek visszahatásaként a meder szélén mutatkozó *szívóerő* a partok rogyását vagy suvadását eredményezi. Az árvízi vízhozamot VENDL A. (1954) szerint a

$$Q = \alpha 60 T_{for}^{1/2} \qquad (5.1)$$

képlet határozza meg. Itt T_{for} a forrásvidék területe km^2-ben; α pedig az ún. *lefolyási tényező*, amelynek értéke sík területen 0,25—0,35, dombvidéken 0,35—0,50, hegyvidéken pedig 0,50—0,70 között ingadozik. Ez a szám a csapadék felszínen elfolyó részének kifejezése. Mivel $60\alpha = \beta$, az (5.1) képlet így is felírható:

$$Q = \beta T_{for}^{1/2}. \qquad (5.2)$$

A β-nak a Kárpátok ívén belüli évi átlagos értékét az *5.2 táblázat* mutatja. A nedves évszak lefolyási tényezői a száraz évbeliekkel szemben mindenesetre nagyobb mértékben módosulnak, mint ahogyan az a kőzetek áteresztőképessége alapján várható lenne. Vízzáró kőzetekből álló területen a száraz és a nedves évek lefolyási tényezői jobban elütnek egymástól, mint a nagyobb áteresztőképességű kőzetek területén.

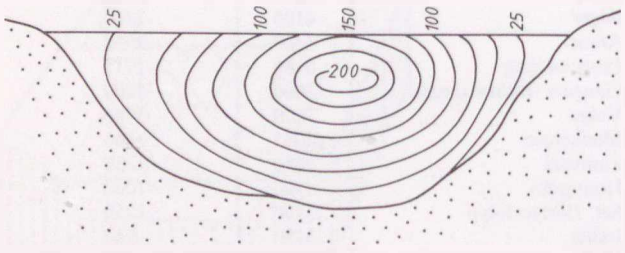
A meder keresztmetszetén átfolyó víz v sebessége elvileg a

$$v = k(he)^{1/2} \qquad (5.3)$$

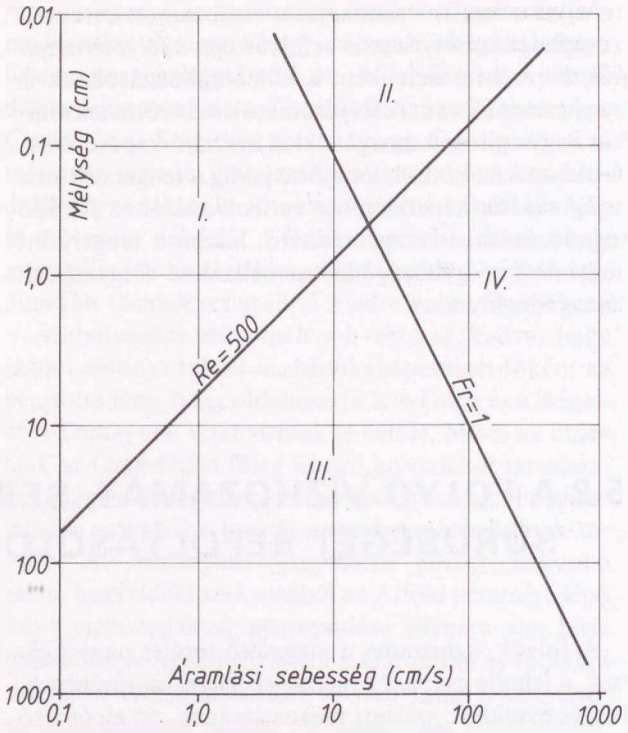
képlettel lenne meghatározható. Itt h a nedvesített keresztmetszet átlagos mélysége (vagyis a keresztmetszet területének és kerületének a hányadosa), e pedig a vízfolyás esése (tehát a vízfelszín két pontja magasságkülönbségének és távolságának a hányadosa). Mivel az (5.3) képletben szereplő k tényező nagysága nemcsak a meder átlagos mélységétől, hanem annak kőzetanyagától is függően, széles határok között változik, a víz sebességét inkább közvetlen méréssel állapítják meg. A medren áthaladó víz Q mennyiségét a nedvesített keresztmetszet (t) területe és a vízfolyás $\bar{v}$ középsebessége határozza meg:

$$Q = t\bar{v}. \qquad (5.4)$$

A szabályos keresztmetszetű és egyenes szakaszokon a helyi átlagos folyássebesség a meder fenekétől és falaitól való távolsággal nő. Ha a meder sokkal szélesebb a mélységénél, a sebesség eloszlásának a KÁRMÁN-féle törvényt (3.282. fejezetrész) kellene követnie. Miután a folyóvíz felszíne a levegőhöz is súrlódik, a széles és sekély vízfolyások sebességmaximumát közvetlenül a szabad vízfelszín alatt (a széliránytól is függő mélységben) találjuk. Ha a meder mélysége és szélessége azonos nagyságrendű, akkor a sebességmaximum (a folyó sodra) kissé lejjebb helyezkedik el (*5.11 ábra*). Kanyargó folyók sodorvonala azonban a centrifugális erő következtében a meder középvonalától a kanyarulat folyásirányban homorú része felé tolódik (3.3. fejezet; *5.5 ábra*). 500 és 2000 REYNOLDS-szám esetén a



5.11 ábra. A vízsebesség (cm/s) eloszlása egyenes folyószakasz medrében



5.12 ábra. Egy a mélységéhez képest igen széles medrű, szabad tükrű vízfolyás áramlásrendszerei SUNDBORG (1956) nyomán, módosítva

Re = Reynolds-szám. — *Fr* = Froude-szám.

I. Szubkritikus lamináris. — *II.* Szuperkritikus lamináris. — *III.* Szubkritikus turbulens. — *IV.* Szuperkritikus turbulens.

nyílt vízfolyás turbulenssé válik (3.283. fejezet). A *Re*-számokon kívül a FROUDE-számokat (3.5. fejezetrész) is figyelembe véve, áramlásrendszereinek következő négy típusa különíthető el *(5.12 ábra)*: (1) szubkritikus lamináris, (2) szuperkritikus lamináris, (3) szubkritikus turbulens, (4) szuperkritikus turbulens.

A szubkritikus vízfolyások sima tükrén az azt megzavaró tárgytól kiinduló felszíni hullámok mind áramlásirányban, mind azzal szemben koncentrikusan terjednek. A szuperkritikus vízfolyások tükrén viszont többé-kevésbé állandó felszíni hullámok haladnak. A valódi vízfolyások többsége (3) és (4) típusú. A szárazföldi, lepelszerű üledékfolyások mozgása azonban többnyire lamináris és gyakran szuperkritikus.

A folyóhálózat sűrűsége számos tényező, de leginkább az éghajlat, a kőzetminőség és a földtani szerkezet függvénye. A folyórendszer H hosszúságának a km^2-ekben mért vízgyűjtő területtől való függése ALLEN (1970a) szerint általában a következő képlettel jellemezhető:

$$H = 1{,}2\,T^{0{,}65}. \qquad (5.5)$$

A vízgyűjtő terület növekedése a folyórendszer hosszának növekedését (a völgyfők hátravágódását) föltételezi. A m^3/s-ban mért évi átlagos vízhozam ($\bar{Q}$) viszont, ha a vízgyűjtő terület (T), nagysága $5{,}7 \times 10^6$ km^2 alatt van:

$$\bar{Q} = 0{,}0086\,T. \qquad (5.6)$$

Hangsúlyozni kell azonban, hogy az (5.6) képlet alapjául szolgáló adatok az éghajlati különbségek miatt jelentékenyen szórnak.

5.3 A FOLYÓVÍZ SZÁLLÍTOTTA ANYAGOK SORSA

A vízfolyás energiájának jelentős részét a szállított szilárd szemcsék egymáshoz és a mederhez való ütközése, s a meder súrlódási ellenállása emészti fel. A folyó háromféle módon: (a) görgetve, (b) lebegtetve és (c) oldva szállít (3.4. fejezet). A fenékhordalék szemcséi csúszva, gördülve és ugrálva mozoghatnak. A lebegő hordalék a víztestben szuszpendálódva halad tova, az oldott anyagok pedig ionos vagy kolloid oldatok alakjában kerülnek tovább. A szállítási távolság a vízenergia, a hordalékmennyiség és a szemcsenagyság helyi változásainak függvénye. *Általában* az oldott részecskék jutnak legmesszebbre: ezek — koncentrációjuk, a pH és Eh-viszonyok, gázok, elektrolitok és szerves anyagok jelenléte, adszorpciós jelenségek, a hőmérséklet stb. függvényében — még mozdulatlan vízből is nehezen válnak ki. Ellenpéldája ennek a travertínó vagy a limonit kicsapódása.

A nagyobb hordalékszemcsék a súrlódás következtében kopnak, széttöredeznek, oldódnak és ki is válogatódnak. A szuszpendálódott szemcsék a görgetett darabok közé kerülve őrlődnek tovább, és nagy részük éppen ezen őrlő hatásra keletkezik. A felőrlődés mértékét az alkotó ásványok keménysége és hasadása befolyásolja. Különösen akkor gyors, ha a szemcse többféle sík szerint hasad (földpátok, amfibolok, piroxének stb.). A folyó fenékhordalék-mozgató képessége a meder lejtésével együtt változik. A durvább szemcsék ui. az esés csökkenésével leülepednek, újra mozgásba lendítésük a mozgásban tartásuknál valamivel nagyobb erőt igényel *(5.3 táblázat)*. A dunai fenékhordalék átlagos szemcsenagysága VENDL (1954) szerint Oroszvárnál (Rusovce) 32 mm; a 49 km-rel lejjebb levő Medve községnél viszont már csak 2 mm. A görgetett hordalék szemcsenagysága a folyó hosszában tehát általában csökken; a lebegtetett hordalék mennyisége viszont a szemcsék kopása és kiválogatódása miatt nő.

5.3. táblázat. A szemcsemozgás megindításához *(A)* és fenntartásához *(B)* szükséges átlagsebességek (cm/s)

Közepes szemcseátmérő (mm)*	*A*	*B*
50	150	115
30	140	105
20	130	95
10	120	90
5	100	70
1	50	35
0,50	30	25
0,25		20
0,10		8

* A nagyobb ($\rho = 3$—4) fajsúlyú szemcséket is figyelembe véve (VENDL 1954).

A görgetett hordalék szemcséi kopásuk következtében olyan forgási testekké válnak, amelyek főtengelyei gyakran merőlegesek a szállítási irányra. Csúszó mozgást viszont azok a lapos szemcsék végeznek, amelyek alja mind a mederfenékhez, mind a fölöttük



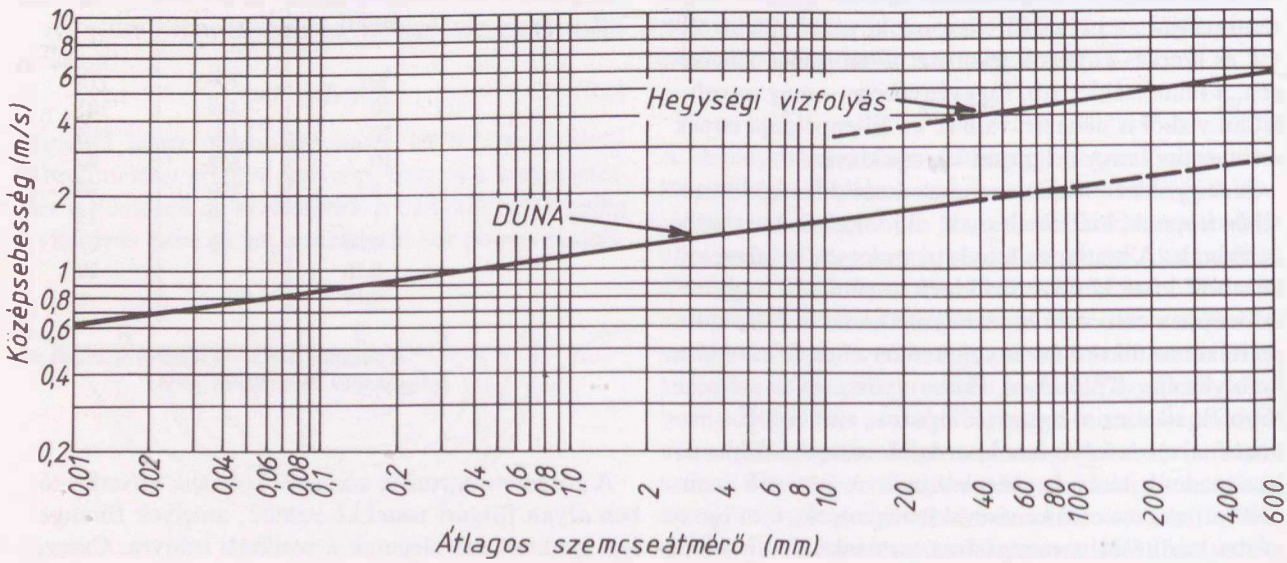
5.13 ábra. Patakmeder lapos kavicsainak egymásra zsindelyeződése, PETTIJOHN—POTTER (1964) nyomán
Vízfolyás iránya jobbról balra.

levő szemcsékhez kb. egyforma szöggel hajlik. Forgásra elsősorban az izometrikus alak elérésére legalkalmasabb, egynemű, finom szemű kőzetdarabok képesek. A lemezes és palás kőzetdarabok ellenben inkább korong alakúvá kopnak, s az örvénylés következtében a folyásiránnyal szemben egymásra zsindelyeződnek *(5.13 ábra)*.

A torrens jellegű vízfolyások a szeszélyes vízjárás miatt hatalmas görgetegektől a finom kőzetlisztig és agyagig igen sokféle szemcsenagyságot szállítanak. A később lerakódó finom anyagoknak a korábban megállapodott durva törmelék hézagaiba való bemosódása folytán az ilyen vízfolyások üledékei többnyire igen vegyes szemcsézetű, görgeteges vagy durva-kavicsos agyagok, ill. agyagos kavicsok.

Az átmérő csökkenésével általában nő a gömbölyű, csökken a lapos, de nagyjából változatlan marad a henger alakú szemcsék száma. A kopás és töredezés következtében megkisebbedett darabok ui. gördülni kezdenek, vagy a vízörvények hatására egymáshoz és a vízfenékhez ütődve egyre gömbszerűbbekké válnak. Az eleve henger alakú és hossztengelyük körül forgó daraboknak viszont csak a mérete változik, alakjuk azonban megmarad.

Az átmérő csökkenésében az ásványszemcsék különböző keménysége és oldhatósága játszik nagy szerepet. Ezért a folyók hordalékában a legkeményebb és a kémiai mállásnak leginkább ellenálló ásványok és kőzetek (főleg a kvarc és kvarcit, továbbá más szilikátok) dúsulnak. Kicsiny és lemezesen hasadó szemcsék (pl. csillámpikkelyek) ellenben igen kevéssé gömbölyödnek. A kisebb súlyú szemcsék ui. a nagyobb kavicsok közül könnyen kimosódnak, s lebegő állapotban már csak kevéssé kopnak. Ezért átlagos vízsebesség mellett a $<0{,}1$ mm-es szemcsék gömbölyödése megszűnik. Átlagosnál kisebb vízsebesség esetén azonban — a mederhez ütközés miatt — az apróbb szemcsék is tovább kophatnak.



5.14 ábra. Az átlagos szemcseátmérő és a középsebesség összefüggése a Dunán és egy nagy esésű hegységi vízfolyáson. — JUHÁSZ (1976) nyomán

A görgetett hordalék szemcsenagysága a vízjárás hevességének, tehát az árvizek és kisvizek arányának a függvénye. Az év nagy részében száraz medrű vadpatakok csak időszakosan szállítanak hordalékot. Vizük sebessége azonban közepes földrajzi szélességeken ritkán nagyobb 5 m/s-nál. A görgetett hordalék ezen sebességhez tartozó közepes átmérője:

$$d = \frac{v^2}{22{,}9^2} - \frac{1}{\gamma_2 - \gamma_1} = 0{,}267 \text{ m}, \qquad (5.7)$$

ahol γ_2 a törmelék, γ_1 a víz térfogatsúlya. Tapasztalat szerint — nyilván a vízsebesség korlátozottsága miatt — *a görgetett hordalék közepes átmérője* még a glecscserpatakok és az igen nedves éghajlat alatti és nagy vízgyűjtő területtel rendelkező vízfolyások esetében sem haladja meg a 60 cm-t (JUHÁSZ 1976; *5.14 ábra*).

A szemcseátmérő csökkenésének, a gömbölyítettség növekedésének mértéke nem annyira a megtett út hosszának, mint a mozgás módjának és az anyagi minőségnek a függvénye. Tömeges kőzetdarabok 1—20 km-nyi úton gömbölyödnek le, s további kisebbedésük már lényeges alakváltozás nélkül megy végbe. Tapasztalat szerint a gránit és a gneisz 100—150, a kvarc 150, a dolomit 60, a mészkő 50, a márga 30 km megtétele után veszti el eredeti térfogatának a felét.

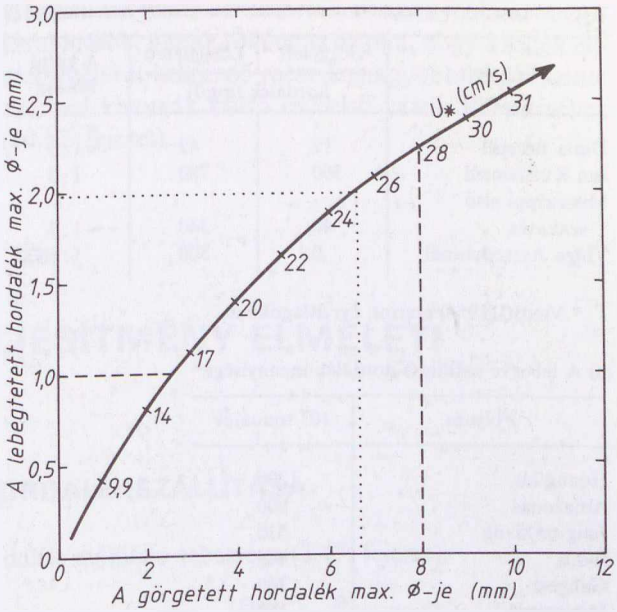
Az 1950-es években többen megkísérelték, hogy a fenékhordalék kopását egyfelől a szemcsék súlyával, átmérőjével vagy felületével, másfelől a megtett út hosszával hozzák kapcsolatba (JUHÁSZ 1976: pp. 43—46). A laboratóriumi kísérletek alapján nyert képletek zöme azonban a gyakorlatban nem használható. A szemcseátmérők ui. a valóságban a számítottnál nagyobb mértékben csökkennek, valószínűleg azért, mert a kísérleteknél az anyag, ill. fajsúly szerinti kiválogatódást nem vették figyelembe.

ALLEN (1970a) szerint a fenékhordalék átlagos átmérőjének folyásirányú reális csökkenése a

$$d = d_0 e^{-k_f L} \qquad (5.8)$$

képlettel fejezhető ki. Itt d az átlagos szemcseátmérő a kiindulási ponttól L távolságban, d_0 ugyanaz a kiindulási ponton, e a természetes logaritmus alapszáma, k_f pedig az áramlási energia folyás menti változásával kapcsolatos állandó.

A szemcsenagyság és a folyáshossz közötti összefüggés ismeretében a legellenállóbb kvarc- és kvarcitkavicsok mérete és gömbölyítettsége alapján *elvileg* azok származási helyének távolsága fosszilis vízfolyások esetében is megállapítható lenne. A különböző anyagú szemcsék (különösen a nehézásványok) statisztikus megoszlásának az ezen távolságban levő őskörnyezet kőzeteinek összetételével való összehasonlítása alapján pedig azok származási helye is rekonstruálható lenne. Hangsúlyozni kell azonban, hogy *a vonatkozó képletek* (*in* STRAUSZ 1952, 1954) *nem az észlelési és származási hely légvonalbeli távolságát, hanem a folyáshosszúságot adják*. Ezért csak ismert folyásirányú, egyenes folyók esetében használhatóak. Kanyargó vízfolyások esetében ui. a vízfolyás és a völgy hosszúsága jelentősen eltér egymástól (lásd *5.18 ábra*). Ezenkívül a kanyargó folyók völgyének lefutási iránya a fennmaradt üledékek ferderétegzettsége alapján nem állapítható meg egyértelműen (5.72. fejezet).



5.15 ábra. Ugyanazon vízfolyás görgetett és lebegtetett hordalékának szemcsemérete és az $U_* = \sqrt{\tau_0/\rho_0}$ mederfenéki nyírósebesség közötti összefüggés WALKER (1975) szerint

A pontozott vonal azt fejezi ki, hogy az $U_* = 25$ cm/s átlagos nyírósebességnél lerakódott üledék 6,3 mm-es kavicsok mellett még 2 mm-es homokszemcséket is tartalmaz.

A szaggatott vonalak azt mutatják, hogy 8 mm-es kavicsoknak $U_* = 28$ cm/s nyírósebesség melletti lerakódásakor az 1 mm-es szemcsék még lebegve maradnak.

A hordaléknak a folyóvíz különböző szakaszain való eloszlása a szemcsék nagysága és koncentrációja szerint változik. A vízfolyás alsóbb szakaszának fenékhordaléka általában homokszemcsékből áll; ezekhez csak apróbb kavicsok keverednek. Innen a vízfolyás ellenében fölfelé haladva, a fenékhordalékon belüli szemcsekoncentráció csak kismértékben csökken. A viszkózusan nyíródó finom homokszemcsék mérete ebben az irányban kisebbedik, a részben vagy teljesen tehetetlenül nyíródó durva fenékhordalék átmérője viszont nő.

A finom hordalékot a víz örvénylő mozgása lebegteti, ezért szemcséi a meder fölötti magasabb vízrétegben szállítódnak. Ehhez az *5.15 ábrán* föltüntetett határfelületi nyírósebességek szükségesek.

A görgetett és lebegtetett hordalék részaránya nemcsak folyónként, hanem ugyanazon folyó különböző szakaszain is változik. A sebes vizű hegyi patakok és folyók sok görgetett anyagot szállítanak, a síkságok lomha folyóiban viszont a lebegő hordalék uralkodik *(5.4. táblázat)*. A lebegő hordalék legnagyobbrészt a folyómeder fenekéről és oldaláról származik. Mennyisége a folyó vízállásától függ, és árvíz, tehát a folyó

5.4. táblázat. a) A görgetett és lebegtetett hordalék részaránya*

Folyóvíz	Görgetett hordalék (mg/l)	Lebegtetett hordalék (mg/l)	A kettő aránya
Duna Bécsnél	12	42	~1:3
Inn Kufsteinnél	360	780	1:2
Mississippi alsó szakasza	40	340	~1:9
Volga Asztrahánnál	0,1	500	1:5000

* VENDL (1954) szerint, évi átlagokban.

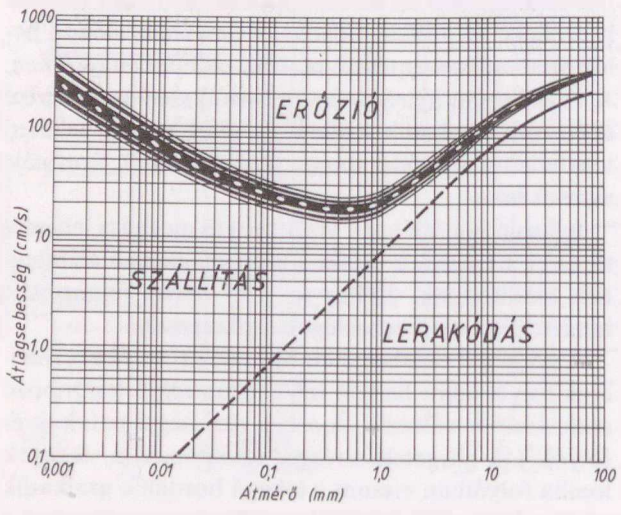
b) A lebegve szállított hordalék mennyisége*

Folyam	10^9 tonna/év
Hoang-ho	1200
Amazonas	900
Jang-ce-kiang	530
Indus	446
Gangesz	360
Mississippi	353
Nílus	50
Duna (a torkolatánál)	82

* Kerekített számok VENDL (1954) nyomán.

vízmennyiségének s az árhullám okozta sebességnövekedésének idején a legnagyobb. Évi átlagos mennyiségét az *5.4 táblázat b) része* szemlélteti.

A lebegtetett hordalék átlagos szemcsemérete JUHÁSZ (1976) szerint 0,03—0,08 mm, legnagyobb átmérője 0,5—1,0 mm között van. A mederben és a parti gátakon való leülepedése (0,6 m/s sebességig) még vízáteresztő, a belső ártéren (0,3 m/s sebességig) való lerakódása viszont már nehezen áteresztő iszapréteget eredményez.



5.16 ábra. Az erózió, a szállítás és a lerakódás mezőit a szemcseátmérő és az átlagos folyássebesség logaritmusainak függvényében kijelölő HJULSTRÖM-féle diagram

A hordalék a víz sebességének csökkenésével leülepszik. Az ülepedési sebesség a szemcse átmérőjének, sűrűségének és belső súrlódási együtthatójának a függvénye (3.411.—3.414. fejezetrészek). A durvább szemű és nagyobb sűrűségű hordalék leülepedése megelőzi a kisebb termetű és sűrűségű szemcsékét. Ezért a kisebb energiájú, lassúbb folyószakaszokon a durva törmelék már hiányzik; *a durva szemcsék leülepedése a folyó nagyobb esésű, a finomabbaké a folyó kisebb esésű szakaszait jellemzi.* A tengert gyakran csak a legfinomabb lebegő részecskék érik el.

Ha a szemcsék sűrűsége között nagy a különbség, akkor a nagyobb sűrűségű anyag (pl. az 5-ös sűrűségű magnetit) kisebb szemcséi már a kisebb sűrűségű anyag (pl. a 2,65-ös sűrűségű kvarc) nagyobb szemcséinek továbbszállítódása közben leülepednek. Ez folyóvízi hasznos ásványdúsulások, *torlatok* keletkezését eredményezheti (III. kötet, 28.524. fejezetrész).

A görgetett és lebegtetett hordalékszemcsék mérete *(5.15 ábra)* és mennyisége a vízfolyás hidraulikai jellemzőinek (a vízállásnak, a vízhozamnak és a sebességnek) a függvénye. Az erózió, a szállítás és a leülepedés tartományai a sebesség és a szemcsenagyság összefüggését ábrázoló HJULSTRÖM-féle diagram alapján különíthetők el *(5.16 ábra)*.

5.5. táblázat. A folyók szállította és az óceánvízben oldott anyag mennyisége

Ionok	A folyóvizekben oldva (10^6 t/év)	Az óceánokban oldva (10^{12} t)
CO_3^{2-}	961	95,6
SO_4^{2-}	332	3353,0
Cl^-	155	25538,0
Na^+	158	14130,0
K^+	58	510,0
Ca^{2+}	558	552,8
Mg^{2+}	93	1721,0
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	75	—
SiO_2	319	—

A vízfolyások *oldott anyaga* részint a felszíni leöblítésből, részint a mellékfolyókból, részint — a mederben fakadó források útján — a talajvízből származik. Részaránya általában szárazság idején a legnagyobb, mikor csaknem valamennyi vízforrás koncentrációja megemelkedik. Magas vízállás idején viszont a víztömeg növekedése és a folyó szilárd állapotú hordalékának felszaporodása együttesen csökkenti az oldott anyag koncentrációját.

Bár pl. a budapesti melegforrások naponta >0,78 tonna oldott anyagot szállítanak belé, a Duna vízében oldott anyagok mennyisége az erős hígulás miatt még-

sem több 0,125—0,2 g/l-nél. A folyóvizek többsége $CaCO_3$-, $MgCO_3$-, NaCl-, $MgSO_4$- és SiO_2-tartalmú édesvíz, amelynek sói ionjaikra disszociáltak. A kationok mennyiségi sorrendje: Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+; az anionoké: CO_3^{2-}-, SO_4^{2-}, SiO_2, Cl^- *(5.5 táblázat)*. A folyók tehát sok $CaCO_3$-at szállítanak a tengerbe. Hogy a tengervíz mésztartalma a folyókénál mégis jóval kisebb, annak főként az az oka, hogy a selfek élő szervezetei a beérkező mész legnagyobb részét szinte azonnal kivonják külső és belső vázuk fölépítéséhez (10.52. fejezet).

5.4 A HORDALÉKSZÁLLÍTÁSI TELJESÍTMÉNY ELMÉLETI MEGHATÁROZÁSA

5.41 EGYENLETES HOZAMÚ VÍZFOLYÁSOK HORDALÉKSZÁLLÍTÁSA

A fenékhordalék száraz tömege egyensúlyi viszonyok közti szállítódásának részarányára vonatkozó vizsgálatok aszerint oszthatók öt csoportba, hogy azt (1) a meder nyírófeszültsége, (2) a folyássebesség, (3) a szemcsemozgás eloszlása, (4) a lerakódási alakzatok mennyisége, vagy (5) az energetikai viszonyok alapján határozzák-e meg. A kidolgozott képletek közül azonban az első négy csoportba tartozóak gyakorlatilag használhatatlanok (ALLEN 1982). A legjobb eredmény az 5. típusúaktól várható, amelyek felállítását BAGNOLD (1956) kezdte meg. Eszerint, ha a mederszélesség 1 m-én másodpercenként áthaladó száraz tömeg mennyisége kg-okban I_{fh}, σ a szilárd szemcsék, ρ pedig a víz sűrűsége, g a nehézségi gyorsulás, m_{fh} a meder egységnyi területét fedő hordalék száraz tömege, $\bar{U}_{fh}$ a szemcsék átlagos szállítási sebessége, $\bar{U}$ a vízfolyás átlagsebessége, $\bar{U}_1$ a víznek a τ_0 átlagos mederfenéki nyírófeszültséggel rendelkező helyen mért átlagsebessége, $\bar{U}_2$ pedig a szemcsemozgás megindulásához szükséges $\tau_{0(kr)}$ medri nyírófeszültséggel rendelkező helyen mért folyássebesség, akkor:

$$I_{fh}\frac{(\sigma-\rho)g}{\sigma} = \boxed{m_{fh}\bar{U}_{fh}\frac{(\sigma-\rho)g}{\sigma}} \propto \tau_0\bar{U}, \tag{5.9}$$

vagy:

$$I_{fh}\frac{(\sigma-\rho)g}{\sigma} = \boxed{m_{fh}\bar{U}_{fh}\frac{(\sigma-\rho)g}{\sigma}} \propto \tau_0\bar{U}_1 - \tau_{0(kr)}\bar{U}_2. \tag{5.10}$$

E képletek bekeretezett része s a $\tau_0\bar{U}$ mennyiség is az egységnyi területen, egységnyi idő alatt végzett munka dimenziójával rendelkezik, és így a vízfolyás teljesítményének a kifejezése. Mivel BAGNOLD (1966, 1973) szerint a munkavégzés sebességét a hatékonyság és az éppen nyújtott teljesítmény szorzata adja, a fenékhordalék szállítási sebessége (3.47. fejezet):

$$I_{fh} = \frac{e_{fh}}{\mathrm{tg}\alpha}\cdot\frac{\sigma}{(\sigma-\rho)g}\tau_0\bar{U}, \tag{5.11}$$

ahol e_{fh} a fehékhordalék elméleti hatékonysági tényezője, tgα pedig ennek a dinamikus súrlódási együtthatója (3.421. fejezetrész). A száraz tömeg bemerülési súlyának megállapításához szükséges sűrűséghányados mellett az e_{fh}/tgα hányados is dimenzió nélküli szám. A fenékhordalék szállítására az (5.11) képlet, a lebegtetett hordalék szállítására pedig egy másik (de hasonló) képlet alapján számított értékek összege jól egybevág a laboratóriumi észlelések adataival. BAGNOLD (1977) azonban egy olyan — részben tapasztalati, nem-dimenzionális — összefüggést is fölfedezett, amely mind a laboratóriumi, mind a természeti hordalékszállításra egyformán alkalmazhatónak bizonyult. Eszerint:

$$\frac{I_{fh}(\sigma-\rho)g}{\sigma(\omega-\omega_{kr})} = 1{,}6\left[\frac{\omega-\omega_{kr}}{\omega_{kr}}\right]^{1/2}\left[\frac{h}{D}\right]^{-2/3}. \tag{5.12}$$

Itt $\omega = \tau_0\bar{U}$ a (3.43) képlet szerinti szállítás közbeni áramlási teljesítmény; ω_{kr} a mozgás megindításához szükséges áramlási teljesítmény; h az áramlás mélysége, D a szemcseátmérő. A teljesítmény numerikus együtthatója (1,6) voltaképpen az 1/tgα számszerű értéke. Ez a képlet az (5.11)-nél azért is megfelelőbb, mert azt is kifejezi, hogy a mederfenéki anyag mozgásának bizonyos vízhozamnál meg kell szűnnie. A 3.27. fejezetben foglaltak alapján ω természetesen így is felírható:

$$\omega = \rho g S R\bar{U} = 1/8\, f\rho\bar{U}^3. \tag{5.13}$$

Itt R a hidraulikus sugár, S a meder lejtése, f a DARCY—WEISBACH-féle súrlódási együttható, $\bar{U}$ pedig az átlagos folyássebesség. Látható, hogy *a szállítás közbeni áramlási teljesítmény az átlagos áramlási sebesség köbével arányos.*

A *szuszpendált hordalék* szállítását a klasszikus szemlélet a teljesen kifejlődött szuszpenziót tartalmazó, egyenletesen turbulens vízfolyás tömegegyensúlyának, az újabb felfogás pedig az energetikai viszonyoknak a meghatározásával igyekszik megvilágítani. *A klasszikus módszer* a szuszpendált szemcsék függőleges megoszlásából indul ki, s a teljes szállítási teljesítményt a szemcsekoncentráció és a mindenütt egyenlőnek vett szállítási sebesség szorzatainak mélység szerinti integrálásával kívánja megállapítani (3.46. fejezet). Mivel ez a módszer — kinematikus jellege miatt — csak relatív koncentrációkra támaszkodhat, a kitűzött célt tapasztalati adatok nélkül nem képes elérni.

Az *energetikai módszer* a szuszpendált hordalék mennyiségét a vízfolyás teljesítményén és a turbulencia hatékonyságán keresztül ítéli meg. Dinamikus jellegénél fogva alkalmas a szállítás mértékének megállapítására.

A szuszpendált hordalékszállítás mértékének a *klasszikus módszer* szerinti számítása az O'Brien-féle (1933)

$$WC+\varepsilon_s\frac{dC}{dy}=0 \qquad (5.14)$$

egyenleten alapul. Itt W a szemcse szabad esésének a sebessége, C a mederfenék fölötti y magasságban időarányosan elért szemcsekoncentráció, ε_s pedig az üledék diffúziós együtthatója; a részecskék elfoglalta tér azonban teljesen figyelmen kívül marad. E képlet felállítása azon a meggondoláson alapszik, hogy a szemcséknek a vízfolyás egységnyi területe fölötti, áramlásirányú, egyenletes szállításakor azt a WC értéket, amelynél a szemcsék a nehézségi erő hatására a terület fölött lesüllyednének, a vízáram $\varepsilon_s dC/dy$ sodrási sebességéből származó turbulencia — kicsiny szemcsék esetén — kiegyenlíti (3.46. fejezet). Első megközelítésben $\varepsilon_s = k\varepsilon_M$, ahol ε_M a fluidális erő forgatónyomatéka (momentuma) diffúziójának koefficiense, k pedig egy az 1-hez közel álló szám. Ezért az (5.14) egyenlet azzal a föltevéssel integrálható, hogy (1) ε_M a fluidum mélysége szerinti nyírófeszültség- és sebességgrádiens, (2) a nyírófeszültség és a sebesség tehát a mederfenék fölötti magasság függvénye. Az eredmény természetesen aszerint változik, hogy a szuszpenzió a levegőben vagy egy nyílt tükrű vízfolyásban szállítódik-e.

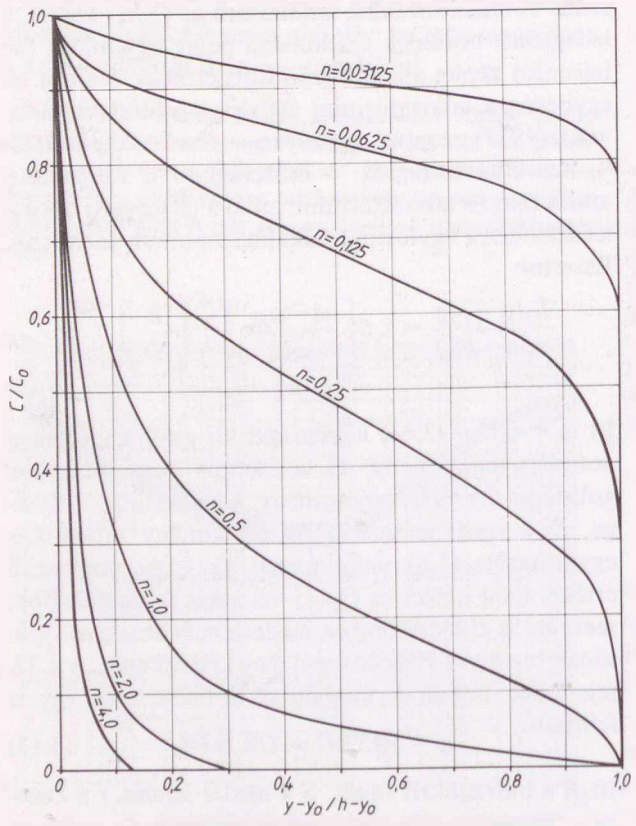
Mások (*in* Allen 1982, I. pp. 99—100) az (5.14) egyenlet integrálását a sebességeloszlás logaritmikus formájának alkalmazásával kísérelték meg. Eszerint a szabad felszíni nulla koncentráció a vízfolyás viszonyítási magasságában (gyakorlatilag ott, ahol a logaritmikus eloszlás megszűnik) 1-re növekszik, bár a legkisebb esési sebességű szemcsék az áramlásban teljesen egyformán oszlanak meg *(5.17 ábra)*. Alapképletük:

$$\frac{C}{C_{ref}}=\left[\frac{(h-y)}{(h-y_{ref})}\cdot\frac{y_{ref}}{y}\right]^n, \qquad (5.15)$$

ahol h a vízfolyás mélysége, C a meder fölötti y magasságban, C_{ref} pedig a kicsiny y_{ref} magasságban elért szemcsekoncentráció. Az n kitevő értéke pedig:

$$n=\frac{W}{Kk(\tau_0/\rho)^{1/2}}=\frac{W}{Kk\sqrt{gRS}}, \qquad (5.16)$$

ahol K a sebességeloszlás Kármán-féle együtthatója ($=0{,}4$), k az üledék impulziós és diffúziós együtthatóinak a hányadosa, R a hidraulikus sugár, S pedig a meder lejtése. Logaritmikus sebességszelvényű turbulens áramlásban a nyírófeszültség lineárisan változik a mélységgel; az ε_s viszont parabolikus eloszlású: maximuma $h/2$-nél van, a meder fenekén és a szabad vízfelszínen viszont nullára csökken.



5.17 ábra. Az egyensúlyban levő vízfolyásban szuszpendált szemcsék relatív koncentrációjának elméleti változása a vízfenék (y_0) fölötti magasság függvényében Blatt—Middleton—Murray (1972) nyomán, módosítva

Ezek a kinematikus szemléletű képletek azt fejezik ki, hogy ha a szállított szuszpenziót azonos sűrűségű, de különböző nagyságú szemcsék alkotják, akkor a legdurvább szemcsék a meder közelében helyezkednek el, s az itteni szemcsekoncentráció végtelenül nagy. A legkisebb szemcsék viszont a teljes szelvényben igen egyenletesen oszlanak meg. Finom szemcsék esetében az (5.15) egyenlet valóban jól egyezik a laboratóriumi csatornakísérletekben tapasztaltakkal. Nagyobb szemcsék esetén azonban — azoknak a heves mozgású vízben való ütközései miatt — az n kitevő tényleges értéke már lényegesen eltér az (5.16) képlet alapján számított értéktől; a szuszpendált agyagásványok pelyhesedése bonyolultan befolyásolja a turbulenciát és a mederfenéki nyírófeszültséget, s az ε_s megoszlása sem követi pontosan az ε_M-ét. A természetes vízfolyások fenekén (1) a szemcsekoncentráció sohasem végtelenül nagy, (2) általában — leginkább az igen gyors vízfolyásokban — a kisebb szemcsék koncentrációja fölfelé nő. Ennek az az oka, hogy a kevert szemcseméretű szuszpendált hordalékból az előbb kihulló durva szemcsékkel való ütközés a finomabb szemcséket mintegy fölfelé löki (lásd *3.56 ábra*).

E hibákat többen többféleképpen igyekeztek kijavítani. Bogárdi—Szűcs (1970) és Drew—Kogelman (1975) pl. az energia és a forgatónyomaték közti egyensúlyra vonatkozó képleteket dolgoz-

tak ki. Bár e próbálkozások a korábbiaknál kétségkívül jobb eredményekre vezettek, gyakorlati alkalmazásukat bonyolultságuk akadályozza.

A fenékhordalék jelenlétében történő szuszpendált üledékszállítás mértékének energetikai alapú számítását BAGNOLD (1966) a következő egyenletre alapozza:

$$I_{sz}\frac{(\sigma-\rho)g}{\sigma}=m_{sz}\bar{U}_{sz}\frac{(\sigma-\rho)g}{\sigma}=\frac{e_{sz}\bar{U}}{W}(1-e_{fh})\tau_0 U. \tag{5.17}$$

Itt m_{sz} a szuszpendált hordalék tömege, $\bar{U}_{sz}$ a szuszpendált szemcsék átlagos szállítási sebessége, e_{sz} a szuszpendált üledék hatékonysági tényezője. Eszerint a szuszpendált szemcsék viszonylag nagyon kicsiny esési sebességük következtében a fluiduméval azonos sebességgel mozognak. Az $\bar{U}/W$ kifejezés — az (5.11) képletben szereplő 1/tg α-hoz hasonlóan — azt a tényt fejezi ki, hogy a turbulencia a szuszpendált üledéket a $W/\bar{U}$ lejtő ismert hajlása mentén súrlódásmentesen fölfelé taszítja. A hordalékot a lefelé ható erőknél élénkebb, függőlegesen fölfelé irányuló turbulens fluktuációk tartják fent. Kísérletei alapján BAGNOLD (1966) a szuszpendált hordalék hatékonysági tényezőjének egyetemes értékét $e_{sz}=0{,}015$-ben határozta meg.

Az (5.17) és az (5.11) képletnek a $\tau_0\bar{U}=\omega$ egyenlőség figyelembevételével történő összegzése után a folyóvíz teljes hordalékszállítási teljesítménye:

$$I=I_{fh}+I_{sz}=\omega\left[\frac{e_{fh}}{\operatorname{tg}\alpha}+\frac{e_{sz}\bar{U}_{sz}}{W}(1-e_{fh})\right], \tag{5.18}$$

vagy:

$$I=\frac{\sigma}{(\sigma-\rho)g}\left[\frac{e_{fh}}{\operatorname{tg}\alpha}+0{,}01\frac{\bar{U}}{W}\right]\tau_0\bar{U}_0. \tag{5.19}$$

A BAGNOLD-féle képleteknek ALLEN (1982) szerint az az előnyük a teljes hordalékra vonatkozó, többékevésbé empirikus összefüggésekkel szemben, hogy csak a fenékhordalék hatékonysági tényezőjének és a tg α-nak a tapasztalati meghatározását igénylik, mert ezek értéke folyónként vagy folyamrendszerenként változik.

A BAGNOLD-féle szemlélet továbbfejlesztői közül ACKERS (1972), ACKERS—WHITE (1973) és WHITE *et al.* (1973) érdemelnek különös figyelmet. Ők ugyanis a szállítás általános együtthatóit széles tapasztalati adathalmaz elemzésével igyekeztek megállapítani. A szállítási teljesítményt az üledék mozgékonyságának és szemcsézetének arányszámaival hozták kapcsolatba. A tapasztalati adatokból nyert együtthatók pedig a lerakódási alakzatok képződését is megmagyarázzák.

5.42 AZ INGADOZÓ HOZAMÚ VÍZFOLYÁSOK HORDALÉKSZÁLLÍTÁSA

A tökéletesen egyenes mederben haladó, állandó hozamú vízfolyás tökéletes egyensúlyban van a medrével: sem eróziót nem fejt ki, sem üledéket nem rak le. Üledékszerkezetek ezért csak az üledékszállítás tér- és időbeli változásai nyomán keletkeznek. A fő kérdés tehát az, hogy a fenékhordalék mennyiségének erős ingadozásakor a szállítás mértéke hogyan számítható (ALLEN 1982).

Természeti megfigyelések és laboratóriumi kísérletek szerint az áramlás változásai szinte azonnal átalakítják a fenékhordalék szállítási módját és mértékét. Ez azért meglepő, mert a fenékhordalék szemcséi csak ritkán haladnak saját átmérőjük néhányszorosánál nagyobb meder fölötti magasságban. A fenékkel való folyásirányú ütközéseik távolsága pedig csak ritkán nagyobb átmérőik néhány tízszeresénél (lásd *3.56 ábra*). Ha azonban a fenékhordalékot dinamikus stabilitású diszperziónak tekintjük, akkor szállításának mértéke az (5.9—5.12) képletek alapján *a pillanatnyi áramlási feltételeknek megfelelően* számítható lesz.

A szuszpendált hordalék az egész folyási szelvényben jelen van, s fő tömege a meder fölött jelentős magasságban helyezkedik el. Mivel ez a hordalék viszonylag kis esési sebességű szemcsékből áll, az áramlás tovasodró hatása miatt csak jelentékeny tér- és időbeli távolságban fog leülepedni. Egy a 10 m mély folyó felszínén 2 m/s sebességgel sodródó, és 1 mm/s sebességgel süllyedő szemcsének pl. — amely 10 000 s múlva ülepszik le — ezen idő alatt 20 km-t kell folyásirányban megtennie. Ugyanígy a fenékről származó szuszpendált hordaléknak is hosszabb időre van szüksége a leülepedéshez. Ezért *a vízfolyásokban szuszpendált hordalék szállítása és mélységarányos koncentrációja megelőzi az árvíz tetőzését.* Egy folyómeder felső és középső részén a szuszpendált üledéktömeg legnagyobb értékét és koncentrációját akkor észlelik, amikor az árhullám még emelkedőben van. A hordalékmennyiség vagy hordalékkoncentráció és a vízhozam diagramja mindig eléggé eltér egymástól. A mélyebb mederszakaszokon ui. a szuszpendált üledék koncentrációjának és mennyiségének csúcsa általában az árvíz tetőzése után tapasztalható. E folyás menti fáziseltolódás szerint az árhullám sebessége 1,5—2-szer nagyobb az üledékhullám sebességénél, tehát az üledék kissé lassabban mozog, mint a fluidum. A meder felső szakaszán az üledékcsúcsnak az árhullám tetőzése előtti megjelenését azonban a főmederben vagy a mellékágakban termelődő, szuszpendálódásra képes anyag rendelkezésre álló mennyiségének a csökkenése is okozhatja. Ez a csökkenés a szállítandó anyagot

termelő mállás sebességével vagy a mederfal kőzettani sajátságainak a megváltozásával is kapcsolatos lehet. Akármi is azonban e jelenségek magyarázata, bizonyos, hogy a folyók árvíz idején sok homokszemcsét is tartalmazó lebegő hordaléka dinamikailag instabilis diszperziónak minősül (lásd *3.5 táblázat*).

5.5 AZ ALLÚVIUM

A folyók által a tavakba, beltengerekbe és óceánokba évente beszállított anyag összmennyiségét ALLEN (1970a) 2×10^{11} t nagyságrendűre becsüli.

Az egyes folyók szállítási teljesítménye természetesen nemcsak vízgyűjtő területük nagyságának, hanem kőzettani felépítésének is függvénye. Ezért a legtöbb hordalék a Kína löszterületein át folyó Hoang-hóból kerül a tengerbe:

Hoang-ho: $1{,}2 \times 10^9$ tonna
Amazonas: $0{,}9 \times 10^9$ tonna
Mississippi: $0{,}6 \times 10^9$ tonna

A 2×10^{11} t üledékmennyiség azonban a vízfolyások mozgatta üledéknek csak egy töredéke, hiszen jó része már a kis lejtésű középső és alsó folyószakaszok elegyengetett térszínén leülepszik. E különleges növény- és állatvilággal rendelkező *alluviális síkságok igen változatos anyagú, szemcsézetű és szerkezetű lerakódásainak összefoglaló neve: allúvium*. A hegységek és völgyoldalak lábánál képződött törmelékkúpok és a több folyórendszer ártereinek összeolvadásával kialakult parti síkságok üledékei ugyancsak az allúviumhoz tartoznak.

Az alluviális tájnak azt a vízfolyást szegélyező szakaszát, amelyet a mederből kiinduló árvizek időszakosan ellepnek, *ártér*nek nevezik. A sokszorosan elágazó vízfolyások ártere azonban nem teljesen sík, mert számos víz alatti zátonyt és zátonyszigetet tartalmaz, amelyek helyzete ráadásul folytonosan változik is. Jóval határozottabbak, bár nem kevésbé változatosak a meanderező vízfolyások ártéri síkságai.

A meanderező vízfolyás élő medre általában egy — a környezeténél magasabb — *alluviális gerinc*en fut (lásd *5.5 ábra*). Ezen helyezkednek el az elhagyott medrek és azok övzátonyai is. Az élő és holt medreket kísérő gerinc (ang.: *levee*) oldalai lapos szögben emelkednek ki környezetükből, és a medrek falánál a legmagasabbak. Ennélfogva keresztmetszetük ékszerű. Szélességük — a folyó mérete és hordalékának átmérője szerint — 0,5—4-szerese a meder szélességének; magasságuk pedig néhány dm és 8 m között változik. E természetes gátak lejtési grádiense többszöröse lehet az élő meder lejtésének. Az árvizeket e természetes gátak átszakításával keletkező, de a gát lejtője mentén szétágazó csatornák vezetik az ártérre, ahol hordalékukból kisebb-nagyobb hordalékkúpok rakódnak le, és tovább növelik a gát szélességét.

Az ártéri síkságok legmélyebb részei a vízfolyással párhuzamosan elnyúló *ártéri medencék*. Arid és szemiarid területeken (így nálunk is) az év jelentős részén át száraz ártér üledékeiből a szél a főmederrel lényegileg párhuzamos *homokdűné*ket fúj ki, amelyek az árteret gyakran *külső* és *belső ártér*re osztják. A későbbi nagy árvizek már csak e parti dűnéken átbukva vagy áttörve terítik szét nagy mennyiségű lebegtetett hordalékukat igen finom szemű *öntésiszap* és *tarkaagyag* alakjában. A dűnesorok közé zárt belső ártéren viszont, ahol a víznek még bizonyos sebessége van, a finom homoktól a finom aleuritig terjedő, amellett mind függőleges, mind horizontális irányban finomodó üledékek rakódnak le. E képződmények elterjedési területének hazai arányait RÓNAI (1959) következő adatai szemléltetik:

A *Duna-meder* Budapest és Mohács közötti, kb. 400 m-es szélességével szemben e folyó belső ártere 1—2 km széles, a part menti dűnék hossza 5—10 km, szélessége 1—2 km, magassága 5—15 m; a külső ártér szélessége viszont 15—20 km. A *Tiszántúl* néhány m szélességű vízereit a medernél néhányszor szélesebb, 2—3 m magas parti dombok kísérik, ártereik azonban több km szélesek.

Nedves éghajlaton az ártéri medencék vagy sekély tavakká alakulnak, vagy elmocsarasodnak. A mocsarak növényvilága részint az árvízi hordalék megkötésével, részint saját elhaló anyagával gyarapítja az ártér üledékeit.

ALLEN (1970a) szerint az ártéri síkságok üledékképző rendszerének az üledékfelszín ismételt víz alá merülése és kiemelkedése a legalapvetőbb jelensége. E ciklus négy egymást követő eseménye:

(a) az árvíznek az élő mederből az üres ártéri medencébe való kilépése;

(b) az ártéri medencék olyan magasságig való feltöltődése, amely a víznek az ártéren való lefolyását biztosítja;

(c) az ártéri medencék kiürülése;

(d) az ártéri medencék kiszáradása és a bennük lerakódott üledék módosulása.

Az árvíz *először* az általa tört csatornákon át vagy a parti gát átlépésével éri el az árteret. A víz lefolyása a gát meredeksége miatt mindkét esetben gyors és pusztító. Felület menti erózió, az áttörés kiszélesítése és kimélyítése, a növénytakaró részleges elpusztítása jellemzi ezt a szakaszt.

A *második fázisban* az ártéri medencék egy része feltöltődik, az erózió a főmeder szomszédságára szorítkozik. Modellkísérletek tanúsága szerint az átlagsebesség a főmeder középvonalától távolodva csökken. A főmeder vizét azok a függőleges tengelyű, KELVIN—HELMHOLTZ típusú nagy örvények vezetik az ártérre, amelyek a

mederszélesség kétszeresének megfelelő átlagos távolságokban, váltakozva jelennek meg a két mederfal mentén. A kis esésű ártérre azonban a sebesség gyors csökkenése miatt csak a szuszpendált hordalék (agyag, kőzetliszt, finom homok) jut el.

A *harmadik fázis*ban visszamaradó tavacskákban egyrészt a legfinomabb törmelék rakódik le, másrészt ezen állóvizek homokos fenéküledékét a víz szél okozta hullámzása szimmetrikus fodrokba szedi, a parti gát lejtőjébe pedig sekély barázdákat vág.

Az *ár levonulása után* felszabadult lejtőket és iszapsíkságokat ismét növényzet foglalja el. A megszilárduló iszapfelszíneken *esőcsepp-* és *lábnyomok*on kívül mély *száradási repedések* keletkeznek. Megindul a *futóhomok és a por kifúvódása.* Nedves éghajlaton természetesen az árterek kiszáradása sohasem teljes; a száraz klímájú árterek azonban a talajoldattal fölfelé szivárgó sók felszíni vagy felszín közeli kicsapódása következtében könnyen *elszikesednek* (lásd az 56. oldalt).

Az alluviális tájak látszólagos egyhangúságuk ellenére is változatosak: kanyargó, elágazó és elhagyott medrekkel, mocsarakkal és sekély tavakkal tagoltak. Üledékük a folyómedrek fenékhordalékából eredő kavicsoktól és homokoktól a szuszpenzióban lebegő és a nyílt árterek pocsolyáiban lerakódó kőzetlisztig és agyagig, tavi krétáig s a mocsári–lápi növényzetből kialakult tőzegtelepekig terjed. A forró–száraz éghajlatú területek allúviumai pedig az árvizek maradványaiból vagy a talajvízből kivált, különböző evaporitos és oxidos bekérgezéseket is tartalmaznak. Nem véletlen, hogy a Föld legsűrűbben és legrégibb idő óta lakott területeinek legtöbbje s a legősibb kultúrák szülőföldje alluviális eredetű. A mai folyók allúviumának teljes területe viszonylag kicsiny. A Mississippi, a Gangesz, az Ob, a Volga, a Tigris és az Eufrátesz alluviális völgyeinek hossza azonban 1000 km nagyságrendű, legnagyobb szélességük pedig 200 km-t is elér. A Mexikói-öböl ÉNy-i része 1600 km hosszú parti síkságainak szélessége 130 km-ig terjed.

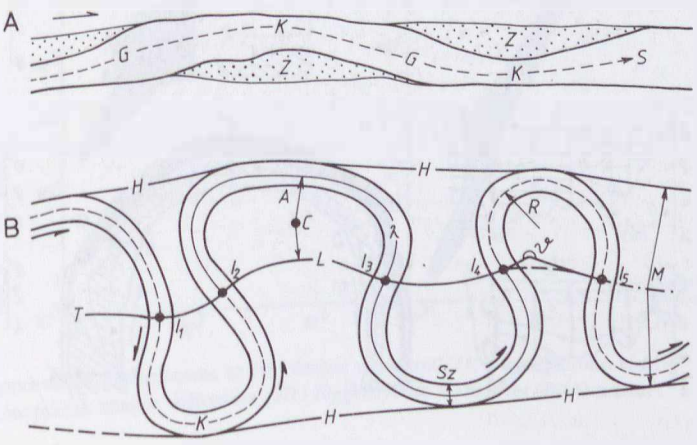
5.6 A VÍZFOLYÁS MEANDEREZÉSE

Allen (1970a) szerint a meanderezésre vagy elágazásra való hajlam független a folyó méretétől. Inkább a főfolyóba került fenékhordalék mennyiségével, szemcsenagyságával, valamint az ebből képződött lerakódási alakulatokkal s a meder egyéb szabálytalanságaival van összefüggésben. A meanderező és elágazó vízfolyások a következő tapasztalati képlet alapján különíthetők el:

$$S = 0{,}013\, Q_{mk}^{-0{,}44}, \qquad (5.20)$$

ahol S a vízfelszín lejtése, Q_{mk} pedig a mederkitöltő vízhozam m^3/s-ben. Adott vízhozam esetén a vízfolyás szétágazása az (5.20) képletben megadottnál meredekebb, a meanderezés viszont enyhébb lejtés mellett következik be. Az elágazó vízfolyások lerakódásainak anyaga általában durvább szemű, formái pedig magasabbak és szélesebbek, mint a meanderezőké. A meanderezés geometriai jellemzésére a következő adatokat szokták használni.

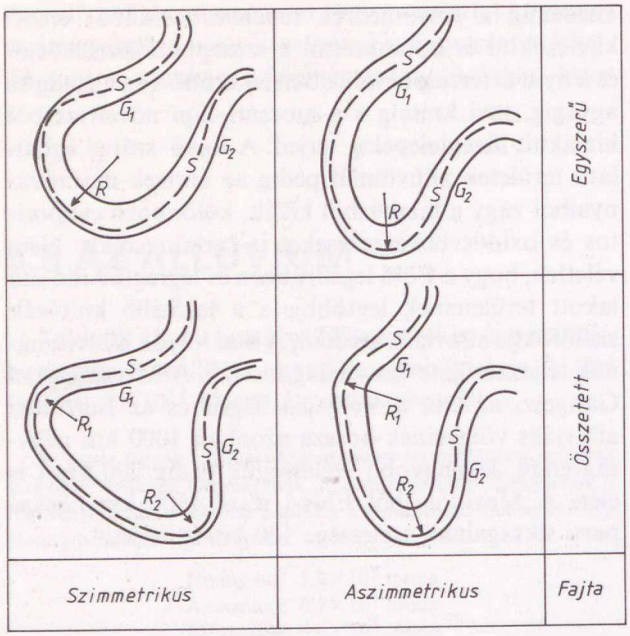
Meander öv: a kanyarulatok külső szélének burkológörbéje által közrefogott terület. A meander öv T tengelye: a meder középvonalán levő $I_1, I_2, I_3 \ldots I_n$ inflexiós pontokat összekötő görbe *(5.18 ábra)*. Ezen öv szélessége a szemben levő szegélyek között a tengelyre merőleges távolság. *Minden meander két egymást követő hurokból áll*; folyásirányba tekintve a meander öv jobb oldalára eső kanyarulatban az áramlás ellentétes, a meander öv bal oldalára eső hurokban pedig megegyezik az óramutató járásával. Két azonos fázisú inflexiós pontnak a meander tengelyvonalán mért távolsága: *a meander L hullámhossza*. Két szomszédos inflexiós pontnak a tengelyvonalon mért távolsága: *a kanyarulat hossza*. A meander két azonos fázisú inflexiós pontjának a meder középvonala mentén mért távol-



5.18 ábra. Egyenes és meanderező vízfolyásokkal kapcsolatos alapfogalmak Allen (1982) nyomán, módosítva

A: A sodorvonal *(S)* ingadozása egyenes folyó felülnézetében, kimélyülések *(K)*, gyors folyású szakaszok *(G)* és oldalzátonyok *(Z)* között

B: A meanderezés geometriája (vízfolyás a nyíl irányában)
H = a meanderöv határa. — $I_1, I_2, I_3 \ldots I_5$ = inflexiós pontok. — Sz = a meder szélessége. — K = a meder középvonala. — ϑ = a meander központi szöge. — T = a meanderöv tengelyvonala. — M = a meanderöv szélessége. — L = egy meander hullámhossza. — λ = a meander hosszúsága. — C = a folyózug középpontja („centroid"). — A = a folyózug szélessége. — R = a kanyarulat sugara.



5.19 ábra. A meanderek alak szerinti osztályozása ALLEN (1982) nyomán, módosítva

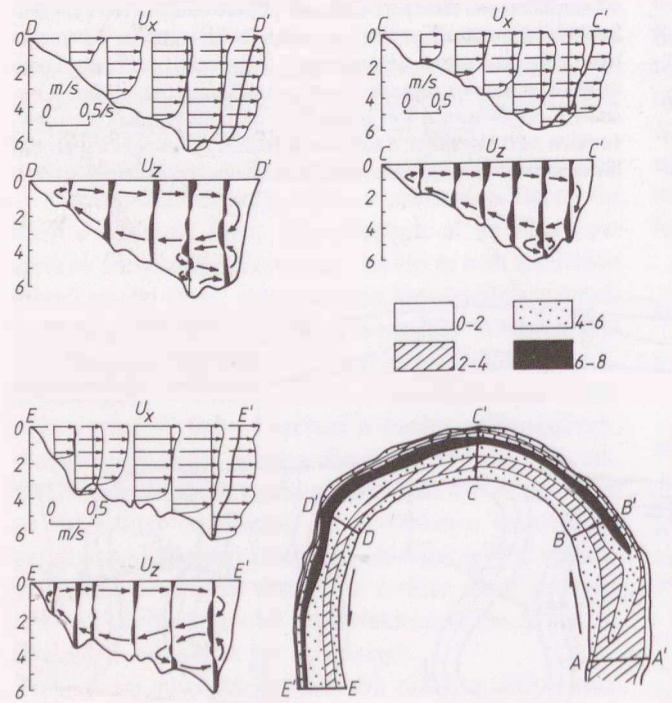
G_1, G_2 = inflexiós pont, gázló. — R, R_1, R_2 = kanyarulati sugár. — S = Sodorvonal.

ság: *a meander pályahosszúsága.* A *meanderkanyarulat A szélessége*: a meander öv tengelye és a meder középvonala között a kanyarulat tengelye mentén az ún. centroidon át mért merőleges távolság. A kanyarulat (ill. az általa közrefogott *folyózug*) alakja az érintőkör(ök) R sugarával, ill. a kanyarulat ϑ központi szögével írható le. Ez utóbbi a meder középvonalára az inflexiós pontokon emelt merőlegesek hajlásszöge *(5.18 ábra)*.

A meander alakja az egyszerű, ill. összetett szimmetrikus, valamint az egyszerű és összetett aszimmetrikus között változhat *(5.19 ábra)*. Minden folyó (s a legtöbb árapálycsatorna) meandereinek mederfala párhuzamos. Füzérszerű mederfalakkal azonban csak a mérsékelt övbeli és trópusi nagyobb árapálycsatornáknál találkozunk.

Mindezen jellemzők közül CARLSTON (1965) és SPEIGHT (1965) a meander hullámhosszát tartja legvitathatóbbnak, mivel ugyanazon folyó rendkívül változatos meanderei közül nem könnyű kiválasztani a valóban tipikusat.

A vízfolyás inflexiós pontjai közelében a meder viszonylag sekély. Ide esnek *a folyó gázlói*, amelyek lerakódási alakzatai alacsony vízálláskor akár szárazra is kerülhetnek *(5.18 ábra,* **A***)*. Áramlásirányban azonban a kanyarulat medrének keresztmetszete aszimmetrikussá és háromszögűvé válik, és legnagyobb mélységét a külső, homorú mederfal mentén éri el *(5.20 ábra)*. A szemközti, domború oldalon lerakódó övzátonyok felszíne fölfelé domború, egyenes vagy homorú. A kimélyülést jelző sodorvonal a meander alsó szakaszán ellenkező irányba lendülve oszcillál; egyenes folyószakaszokon *(5.18 ábra,* **B***)* ez az oszcillálás még gyönge, de a vele kapcsolatos oldalzátonyok már megjelennek. *A meder szinuózitása* a vízfolyás középvonala hosszának a meanderöv tengelyhosszával alkotott hányadosa. *Tortuózitása* pedig a meder középvonala hosszának és a völgy hosszúságának hányadosa. E kétféle számérték általában csak egyenes meanderöv esetén egyenlő. Minden más esetben a tortuózitás mérőszáma nagyobb a szinuózitásénál, a különbség mégis a legtöbb esetben elhanyagolható.



5.20 ábra. A Deszna-folyó (SZU) egy meanderének másodlagos áramlásai a folyásirányban (U_x) és arra merőlegesen mért (U_z) sebességkomponensek alapján, ROZOVSKII (1961) szerint

5.61 A MEANDEREZÉS HIDRODINAMIKAI VONATKOZÁSAI

A vízfolyások medrének SZ szélessége, M mélysége és $\bar{U}$ átlagsebessége a kontinuitás elve értelmében (lásd 3.22 fejezet: $Q = SZM\bar{U}$) a keresztmetszeten átfolyó vízhozam függvénye. Ezért:

$$SZ = aQ^m \tag{5.21}$$

$$M = bQ^n \tag{5.22}$$

$$\bar{U} = cQ^p, \tag{5.23}$$

ahol $abc = 1$ és $m + n + p = 1$. Az SZ, M és az $\bar{U}$ értékei a vízfolyás mentén természetesen változnak. Ugyanazon a megfigyelési helyen pedig a kitevők értékei változnak a mederkeresztmetszet különböző pontjain. Mégis az USA Ny-i részének folyóira nézve LEOPOLD és MADDOCK (1953) szerint a fenti hatványkitevők átlagértékei: $m = 0{,}5$, $n = 0{,}4$ és $p = 0{,}1$. (Az árapálycsatornáknál ugyanez megközelítőleg: $m = 0{,}75$, $n = 0{,}20$, $p = 0{,}05$.)

Az olyan egyenes medrek, amelyekben csak a sodorvonal meanderez az oldalzátonyok között *(5.18 ábra,* **B**), a természetben ritkák, és csak szilárd mederfalak esetén maradnak fenn. Meanderek egyébként kis lejtés, a lebegtetett hordaléknak a fenékhordalékkal szembeni túlsúlya, kötött anyagba mélyülő medrek és aránylag állandó vízhozam esetén fejlődnek ki. Képződésük a mélység, sebesség és lejtés olyan összhangjának megteremtését jelenti, amelynél a nyírási és súrlódási ellenállás a lehető legkisebb mértékben változik. *A meander L hullámhossza* LEOPOLD és WOLMAN (1960) szerint (kb. 0,3 log egységnyi standard hiba mellett) *csaknem egyenesen arányos az SZ mederszélességgel, ill. a kanyarulat R sugarával*:

$$L = 10{,}9\ SZ^{1{,}01} \tag{5.24}$$

$$L = 4{,}7\ R^{0{,}98} \tag{5.25}$$

CARLSTON (1965) viszont a következő összefüggéseket nyerte:

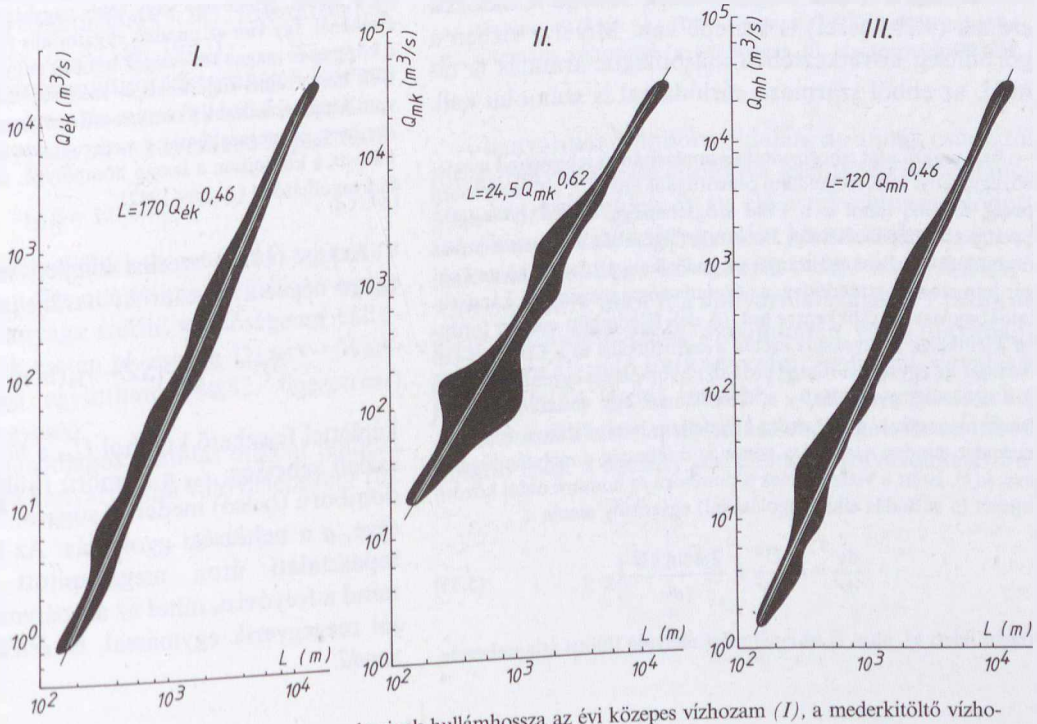
$$L = 170\ Q_{\text{ék}}^{0{,}46} \tag{5.26}$$

$$L = 24{,}5\ Q_{\text{mk}}^{0{,}62} \tag{5.27}$$

$$L = 120\ Q_{\text{mh}}^{0{,}46}. \tag{5.28}$$

Itt az L hullámhosszúság 6—8 megfigyelés átlaga, $Q_{\text{ék}}$ az évi középvízhozam, Q_{mk} a mederkitöltő vízhozam, Q_{mh} a maximális vízhozamú hónap átlagos hozama *(5.21 ábra)*. ACKERS és CHARLTON (1970) szerint a meander alakját leginkább a mederkitöltő vízhozam szabja meg.

Az $SZ = aQ^{0{,}5}$ képletet az (5.26—5.28) képletekbe behelyettesítve kitűnik, hogy a meander hullámhossza egyenesen arányos a meder szélességével, s ezt a megfi-



5.21 ábra. Észak-amerikai folyók meandereinek hullámhossza az évi közepes vízhozam *(I)*, a mederkitöltő vízhozam *(II)* és a maximális vízhozam hónapjának átlagos vízhozama *(III)* függvényében CARLSTON (1965) szerint

gyelések is alátámasztják. Az $L : SZ$ arány ugyan szinte folyónként változik, a 8,3—13,6 közötti értéket mégis viszonylag ritkán haladja meg.

A meander görbületi sugarának a meder szélességével alkotott hányadosa csak ritkán kisebb 2-nél vagy nagyobb 6-nál; átlagosan kb. 3,25. A meander sugarának adott mederszélesség vagy vízhozam melletti *csökkenésével* a folyó szinuózitása általában *növekszik*, és a meder maximális mélysége is nő (LEEDER 1973; JACKSON 1975).

Az alluviális vízfolyás szinuózitása általában közepes völgylejtés mellett a legnagyobb. Ugyanazon mederszélesség mellett a meanderöv szélessége (vagyis a szinuózitás) a lejtés növekedésével csökken. Úgy tűnik, hogy *minden vízhozamnak megfelel egy lejtésküszöb, amely alatt a folyó meanderez, s amely fölött ágakra szakad.* A Mississippi szinuózitása azonban az enyhe lejtésű deltavidék felől az Arkansas betorkollása alatti meredekebb völgyrész felé haladva növekszik. A folyó deltaágai (amelyeken belül csak a sodorvonal meanderez) — a laboratóriumi kísérletekkel összhangban — az igen kisfokú lejtés miatt egyenesek (ALLEN 1982).

SCHUMM (1972) szerint a *szinuózitás*:

$$S = 0{,}94\, D_x^{0{,}25}, \tag{5.29}$$

a *meander hullámhossza*:

$$L = 395\, Q_{ék}^{0{,}48} D_x^{-0{,}74}, \tag{5.30}$$

ill.:

$$L = 619\, Q_{mh}^{0{,}43} D_x^{-0{,}47}; \tag{5.31}$$

a *mederszélesség* pedig FERGUSON (1975) szerint:

$$SZ = 33{,}1\, Q_{ék}^{0{,}58} D_x^{-0{,}66}. \tag{5.32}$$

E képletekben D_x a folyó medrében és mederfalában levő kőzetliszt és agyag átlagos súly%-a, $Q_{ék}$ az évi közepes árvízi vízhozam. *A mederszélesség tehát a mederfal szilárdságával csökken.* A mederfal erózióval szembeni ellenállása növeli ugyan a szinuózitást, de csökkenti a meander hullámhosszúságát.

5.62 A KANYARGÁS OKOZTA VÍZSZINTINGADOZÁS

A meggörbült folyómederben levő minden vízrészecske centrifugális gyorsulásnak van alávetve. Ezt az az ellenkező irányú fluidális nyomás ellensúlyozza, amelyet a vízfelületnek az áramlásirányú mozgásra harántos lejtése idéz elő (ROZOVSKII 1961). Ezért a homorú mederfal menti víz szintje a domború oldal vízszintje fölé emelkedik. E magasságkülönbség létrehozásában a Föld forgása miatt föllépő CORIOLIS-*erő*nek (9.2. fejezet) is szerepe van. Mivel a vízben a görbültség következtében másodlagos áramlás is támad, az ebből származó súrlódással is számolni kell.

Az r sugarú utat u horizontális áramlásirányú sebességgel megtevő, egységnyi víztömegre ható centrifugális erő u^2/r, a CORIOLIS-erő pedig $2\omega u \sin\zeta$ (ahol ω a Föld szögsebessége: $7{,}29 \times 10^{-5}$ rad/s; ζ pedig a földrajzi szélesség). Az északi félgömbön a CORIOLIS-erő az óramutatóval ellenkező irányú meander-kanyarulatokban az r sugár irányában hozzáadódva, az óramutatóval megegyező kanyarulatokban viszont csökkentve hat. (A déli félgömbön mindez fordítva jelentkezik.) Egyensúly esetén a centrifugális és a CORIOLIS-erő összegét az egységnyi tömeg $g(\mathrm{d}y/\mathrm{d}r)$ nyomóereje egyenlíti ki, ahol g a nehézségi gyorsulás, y a vízfelszínnek egy vonatkozási szint feletti magassága, $\mathrm{d}y/\mathrm{d}r$ pedig a vízfelszín haránt irányú lejtése. A meander minden r sugarára nézve az u sebesség a mélység függvénye: $u(y)$. Ezért a vízfelszínnek a domború és homorú oldal közötti lejtését (a súrlódás elhanyagolásával) egyensúly esetén a

$$\frac{\mathrm{d}y}{\mathrm{d}r} = k_1 \frac{\bar{U}^2}{gr} \pm \frac{2\omega \sin\zeta \bar{U}}{g} k_2 \tag{5.33}$$

képlet fejezi ki, ahol $\bar{U}$ az r-nél mért mélység fölötti átlagsebesség, k_1 és k_2 pedig az átlagolási állandók, amelyek értéke azonban a valóságos $u(y)$-ra nézve 1-nek vehető. Mivel a CORIOLIS-erő vagy hozzáadódik, vagy levonódik, a vízszint emelkedése ugyanazon meanderövnek az óramutatóval egyező, ill. azzal ellentétes kanyarulataiban különbözni fog. A centrifugális és a CORIOLIS-erő hatását mindaddig a kanyarulati sugár és a földrajzi szélesség szabja meg, míg az $\bar{U}$ csak kevéssé tér el az 1 m/s nagyságrendtől. A gyakorlatban azonban a CORIOLIS-erő számításba vételétől el is tekinthetünk, ha a $2\omega\sin\zeta$ értéke egy vagy több nagyságrenddel kisebb az $\bar{U}/r$ értékénél. Így van ez minden ekvatoriális folyómedernél, valamint a közepes és magas szélességek minden nagyobb meanderénél, amelyek kanyarulati sugarának és szélességének hányadosa 10 fölött van. Mindazonáltal a CORIOLIS-erő aszimmetrikussá teheti a meander övet, és megszabhatja *a meder általános oldalas vándorlásának irányát*, s különösen a lassan hömpölygő, széles folyamoknál nem hanyagolható el (ALLEN 1982).

ALLEN (1982) szerint kifejlett meanderkanyarulatokra nézve a vízszint Δy haránt irányú lejtése a

$$\Delta y = \frac{U_{ex}^2}{gSZ} [SZ - r_{in}(\ln r_{ex} - \ln r_{in})] \tag{5.34}$$

képlettel fejezhető ki, ahol U_{ex} a homorú mederfalnál észlelt sebesség, r_{ex} a homorú (külső) mederfal, r_{in} a domború (belső) mederfal sugara, SZ a meder szélessége, g a nehézségi gyorsulás. Az így számított és a tapasztalati úton megállapított *vízszintemelkedés* mind a folyóvízi, mind az árapálymeanderek esetében jól megegyezik egymással, és *értéke* 1 dm *nagyságrendű*.

5.63 A KANYARGÓ VÍZFOLYÁS MÁSODLAGOS ÁRAMLÁSAI

A homorú kanyarulatrészen tapasztalható vízszintemelkedés és az ebből származó nyomástöbblet miatt a mederfenéki víz a domború mederfal felé mozog. Mozgását a vízfelszín közelében ellenkező irányú áramlás egyenlíti ki (lásd *5.20 ábra*). Az így létrejött másodlagos áramlásnak a folyásirányú főárammal való kombinálódása folytán *a keletkező tényleges áramlás spirálist ír le.*

A kanyarulatokban mozgó egységnyi víztömegre ható erők közül a nyomóerő csak a vízfelszín harántirányú lejtésétől függ. Ezért a sebesség bármilyen sugarú kanyarulatban annak mélységével nő, és nagyságát az $u(y)$ átlagos értéke fejezi ki. A vízrészekre ható centrifugális erő viszont a fenékhez való súrlódás következtében a szabad vízfelszíntől a fenék irányában csökken. Ennélfogva a fenék közelében, ahol $u < U$, a centrifugális erő nagyságrendileg kisebb a nyomóerőnél, s a víz a meder belső, domború oldala felé sodródik. A felszín közelében viszont — ahol $u > U$ — a centrifugális erő a felszíni vizet a homorú oldal felé mozgatja.

A nyílt tükrű, kanyargó mederben való áramlás lefolyását újabban a turbulens vízmozgás egyenleteivel próbálják megközelíteni. E próbálkozások azért nem reálisak, mert (1) a vízfolyást állandónak, a kanyarulatok görbületét pedig egyformának veszik, (2) a kanyarulatok hosszúsága miatt az áramlás független az ív menti távolságtól, (3) a meder SZ/M aránya nagy, (4) az örvényviszkozitást (3.281. fejezetrész) állandónak tekintik (v. ö. ALLEN 1982).

A mederfenéki nyírófeszültség vektorának a főáramlástól a másodlagos áramlás miatt fellépő δ szögeltérését ROZOVSKII (1961) szerint a következő képlet határozza meg:

$$\operatorname{tg} \delta = 11(h/r), \tag{5.35}$$

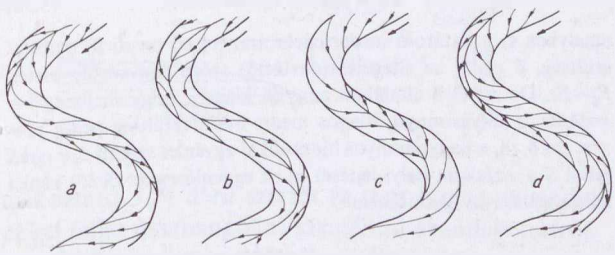
ahol h az áramlás mélységének az r sugárnál tapasztalt értéke. A ROZOVSKII-féle numerikus együttható értéke azonban a meder anyaga szerint szélsőségesen változik: homokos fenék esetén pl. csak a DARCY—WEISBACH-féle súrlódási együttható (3.282. fejezetrész) 0,04-es értékével egyenlő.

Arról, hogy a másodlagos áramlás miként fejlődik ki (ill. szűnik meg) a kanyarulatba való belépéskor (ill. annak elhagyásakor), még ma is keveset tudunk. ROZOVSKII (1961) erre nézve a következő képletet adta:

$$\gamma = k_x (8/f)^{1/2} (h/r), \tag{5.36}$$

ahol γ a kanyarulat kezdetétől mért szögtávolság, f a DARCY—WEISBACH-féle súrlódási együttható, h és r pedig a jellemző mélység, ill. a kanyarulati sugár. A k_x együttható értéke a kanyarulat „megközelítően teljes kifejlődése esetén" 2,3 körül ingadozik.

Az eddig végzett nagyszámú laboratóriumi és természeti megfigyelés alapján ALLEN (1982) szerint a vízfolyások meandereinek kétféle modellje lenne fölállítható *(5.22 ábra)*: (1) WILSON (1973) a meanderek csúcsánál csak egyetlen, a gázlóknál azonban két, a mederfal felé tartó spirális örvényt tételez fel *(5.20 ábra)*. — (2) A HEY—THORNE-féle (1975) modell a meander csúcsánál egy nagy és egy ezzel ellentétesen forgó kisebb örvénnyel, a gázlóknál pedig a fenék felé konvergáló áramlással számol. Valójában azonban egyik modell sem egyezik teljesen a természetes meanderekkel, és egyik sem érvényes a vízfolyás minden állapotában *(5.22 ábra)*.



5.22 ábra. Meanderező nyílt vízfolyások határoló áramvonalai *(a)* WILSON (1973) és *(b)* HEY—THORNE (1975) szerint, továbbá ezek alternatív változatai *(c—d)* magas, ill. alacsony vízállásnál

A kanyarulat domború oldalán, de annak csúcsától folyásirányban kissé eltolódva jelentkező másodlagos áramlást kísérletileg és az élő vagy eldugaszolódott folyókanyarulatoknál egyaránt kimutatták. Az áramlásleválás akkor következik be, ha $(R/SZ) < (0{,}5 + 13Fr)$, ahol R a kanyarulati sugár, Fr pedig az átlagos folyássebesség maximumán és a maximális mélységen alapuló FROUDE-szám. Az áramlásleválás a kanyarulaton belül további energiaveszteségeket okoz, és csökkenti az áramlás sebességét. Ez azonban inkább csak a kicsiny, de élénk vízfolyásokat érinti.

5.64 AZ ÖVZÁTONYOK ÜLEDÉKEIRE ÉS KERESZTMETSZETÉRE VONATKOZÓ SZÁMÍTÁSOK

A homorú mederfaltól rendesen kis távolságban levő övzátony felszíne lefelé és kifelé lejt. Az övzátonyt alkotó üledékrészecskékre ható erők: a fluidum vonszoló ereje, a részecske merülési súlya, a súrlódási és a felhajtó erő. Ezek eredőjétől függ tehát, hogy a részecske a kanyarulatban spirálisan befelé vagy kifelé mozog-e, vagy pedig a fő folyásiránnyal párhuzamos marad. A részecske akkor van dinamikus egyensúlyban, ha a főfolyásra harántosan — a felsorolt erők egyenlősége következtében — nincs üledékszállítás *(5.23 ábra)*.

Egy, a ρ sűrűségű víz h mélységében r sugárirányú távolságban az övzátony felszíne fölé érkező, gömb alakú, D átmérőjű és σ sűrűségű üledékrészecske súlyereje:

$$F_g = 4/3\pi(D/2)^3(\sigma-\rho)g\sin\beta, \qquad (5.37)$$

ahol g a nehézségi gyorsulás, β a zátony haránt irányú lejtőszöge. A fluidális vonszoló erő:

$$F_v = \pi(D/2)^2\tau_v\sin\delta, \qquad (5.38)$$

amelyben τ_v a határoló mederfenéki áramvonal menti fő nyírófeszültség, δ pedig az eltérülés (deviáció) szöge. Egyensúly esetén $F_g = F_v$. De mivel β általában annyira kicsiny, hogy $\sin\beta \approx \operatorname{tg}\beta = \mathrm{d}h/\mathrm{d}r$, a folyásirányú átlagos medri nyírófeszültség pedig $\tau_x = \tau_v\cos\delta$, ill. a hagyományos hidraulikai egyenlet szerint $\tau_x = \rho ghS$ (ahol S a vízfelszín helyi lejtése) ez az egyenlőség az (5.35) képlet felhasználásával így módosul:

$$\frac{\mathrm{d}h}{\mathrm{d}r} = \frac{33\rho Sh^2}{2D(\sigma-\rho)r}. \qquad (5.39)$$

Eszerint *teljesen kifejlődött másodlagos áramlás esetén az övzátony harántlejtője erősen függ a folyásmélységtől, függ a vízfelszín lejtésétől, de a részecske átmérőjével és a kanyarulat sugarával fordítva arányos* (ALLEN 1970a). Az összefüggés helyességét a természetben is ellenőrizték. Ezért az övzátony és a meanderező meder keresztmetszetére vonatkozó számítások is ezen alapulnak. Azonos nagyságú szemcséket szállító egyforma meanderek esetén ui. az S helyi vízfelszínlejtőnek az (5.39) képletben szereplő értéke részint a meder középvonalának S_m lejtésétől, részint az r_m görbületi sugártól függ. Ezt az (5.39) képletbe behelyettesítve, az a következő alakra hozható:

$$\frac{\mathrm{d}h}{\mathrm{d}r} = \frac{33\rho S_m r_m h^2}{2D(\sigma-\rho)r^2}. \qquad (5.40)$$

Ebből integrálás után az egyensúlyi harántszelvény mélysége — $h(r)$ — az övzátony minden egyes pontjára nézve, ahol a másodlagos áramlás teljesen kifejlődött:

$$h = \frac{2D(\sigma-\rho)r}{33\rho S_m r_m[1-2D(\sigma-\rho)Cr]}. \qquad (5.41)$$

Itt C egy olyan integrálási állandó, amelynek értéke a természetes folyómedreknél kisebb, mint $1/2D(\sigma-\rho)r$. A C az r_m meandersugár és a hozzá tartozó h_m mélység bevezetésével ki is küszöbölhető:

$$\frac{1}{h_m} - \frac{1}{h} = \frac{33\rho S_m}{2D(\sigma-\rho)}\left[1-\frac{r_m}{r}\right]. \qquad (5.42)$$

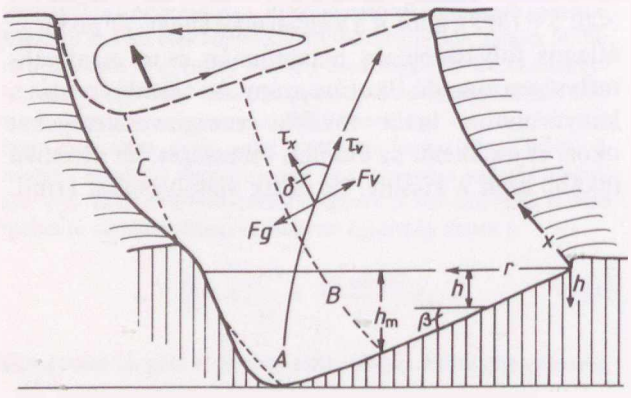
Az (5.41) és (5.42) egyenletek azt fejezik ki, hogy *egyforma szemcsenagyságú hordalék esetén az övzátony harántszelvénye fölfelé domború lesz, meredeksége pedig fordítva arányos a hordalék mennyiségével.* A C értéknek az (5.41) és más hasonló egyenletek gyakorlati alkalmazása érdekében szükségessé vált számszerű meghatározása a vízhozam (Q_{fl}) vertikális mederfalak esetén fennálló alábbi értékén alapul:

$$Q_{fl} = \int_{r_{in}}^{r_{ex}} h(r)U(r)\mathrm{d}r, \qquad (5.43)$$

ahol U a függőleges irányban mért helyi átlagos sebesség, r_{ex} és r_{in} a homorú, ill. a domború partfal sugara. $U(r)$ értéke a DARCY—WEISBACH-féle

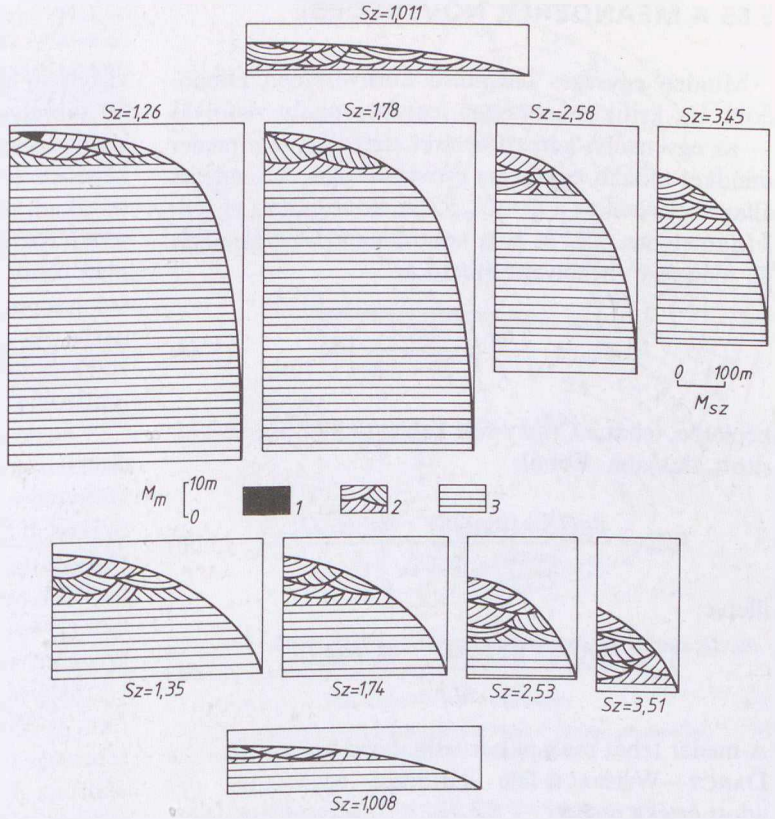
$$U(r) = \sqrt{\frac{8gSh(r)}{f}} \qquad (5.44)$$

képlet (3.282. fejezetrész) alapján számítható, amelyben f a megfelelő súrlódási együttható. A $h(r)$-nek az



5.23 ábra. A másodlagos áramlás összetevői és a vízrészecskék stabilitásának meghatározói meanderező nyílt vízfolyásban, ALLEN (1982) és BRIDGE (1976) nyomán

A = Áramvonal. — *B* = A meander középvonala. — *C* = A meder.



5.24 ábra. Számított meander-keresztmetszetek és lerakódási alakzatok 5000 m³/s vízhozam és (fent) 0,25 mm-es, ill. (lent) 1 mm-es szemcsenagyság esetén, ALLEN (1982) nyomán, átszerkesztve

Sz = szinuózitás. — M_{sz} = mederszélesség. — M_m = medermélység. *1.* Áramlási fodrok és keresztlemezesség. — *2.* Víz alatti dűnék és keresztrétegzettség. — *3.* Szuperkritikus állapotú sík mederfenék és párhuzamos rétegzettség.

(5.41) képletből nyert értékét az (5.43) és (5.44) képletbe behelyettesítve azt nyerjük, hogy:

$$Q_{fl} = \int_{r_{in}}^{r_{ex}} \frac{r(8gS_m r_m)^{1/2}}{f^{1/2}} \cdot \left[\frac{2D(\sigma-\rho)}{33\rho S_m r_m[1-2D(\sigma-\rho)Cr]}\right]^{3/2} dr. \quad (5.45)$$

Integrálás után C a szélső értékek közötti interpolálással állapítható meg.

C-nek a Q_{sz} állandósult hordalékhozamból való meghatározását a vízfolyás és üledékszállítás közötti viszonynak és a hordalék helyi részarányának bizonytalansága nehezíti. De ha a helyi üledékszállítási teljesítményt az

$$I_{sz}\frac{(\sigma-\rho)g}{\sigma} = \bar{m}_{sz}\bar{U}_{sz}\frac{(\sigma-\rho)g}{\sigma} \propto \tau_0\bar{U} \quad (5.46)$$

egyenlet értelmében az $\bar{U}$ helyi sebesség által létrehívott teljesítmény függvényeként fogjuk fel, ez a nehézség kiküszöbölődik, mert a Q_{sz} üledékhozam mindaddig állandó marad, amíg az $\bar{U}$ sebesség az üledék erodáló sebességéhez képest elég nagy.

Az így számított meander-harántszelvények alakjának és lerakódási alakzatainak 5000 m³/s-nyi vízhozam, a szinuózitás növekedése és kétféle (0,25 mm-es, ill. 1 mm-es) szemcseátmérő melletti megoszlása felől tájékoztató *5.24 ábra* szerint (a természetes meanderekkel teljes összhangban) kisméretű áramlási fodrok és ezek okozta keresztlemezesség csak finom homokban és 1,26-os szinuózitás esetén jelennek meg. Ettől eltérő viszonyok között víz alatti dűnék, nagyméretű keresztrétegek és „felső folyástartománybeli" sík rétegek fejlődnek ki.

LEEDER (1982) szerint azonban BRIDGE-nek (1976) és másoknak a dinamikus egyensúlyban levő részecskékre tartó erők analízisével nyert képletei is jó eredményeket adnak. Szerintük az övzátony harántszelvényének y helyi mélysége az

$$y = y_{max}\left(\frac{r}{r_t}\right)^{11\,\mathrm{tg}\,\alpha} \quad (5.47)$$

képlettel határozható meg, ahol y_{max} a sodorvonal mélysége, r a kanyarulat helyi sugara, r_t a sodorvonal görbületének sugara, tg α pedig a dinamikus súrlódási együttható. Az üledéknek az övzátonyra harántosan mutatkozó D szemcseméretét a

$$D = \frac{3\tau}{2\,\mathrm{tg}\,\alpha\ \Delta\sigma} \quad (5.48)$$

képlet fejezi ki, ahol τ a mederfenéki nyírófeszültség, Δσ pedig a kvarc és víz sűrűségének a különbsége.

5.65 A MEANDEREK NÖVEKEDÉSE

Minden egységes felépítésű környezetben kifejlődött, U_{kr} kritikus sebességű, egyenesvonalú vízfolyás — az egyensúlyi keresztmetszet eléréséig — a meder mindkét oldalát egyforma erővel súrolja. A semleges állapot elérésekor a $Q = U_{kr} SZ_n h_n$ kontinuitási egyenlet (amelyben SZ_n és h_n a neutrális meder szélessége, ill. mélysége) behelyettesíthető az

$$U_{kr} = \sqrt{\frac{8g}{f}\left(\frac{hSZ}{2h+SZ}\right)S} \qquad (5.49)$$

képletbe, tehát a CHÉZY-féle képlet (3.39) kissé módosított alakjába. Ebből:

$$SZ_n = \frac{8gQS + [(8gQS)^2 - 8f^2 U_{kr}^5 Q]^{1/2}}{2fU_{kr}^2}, \qquad (5.50)$$

illetve:

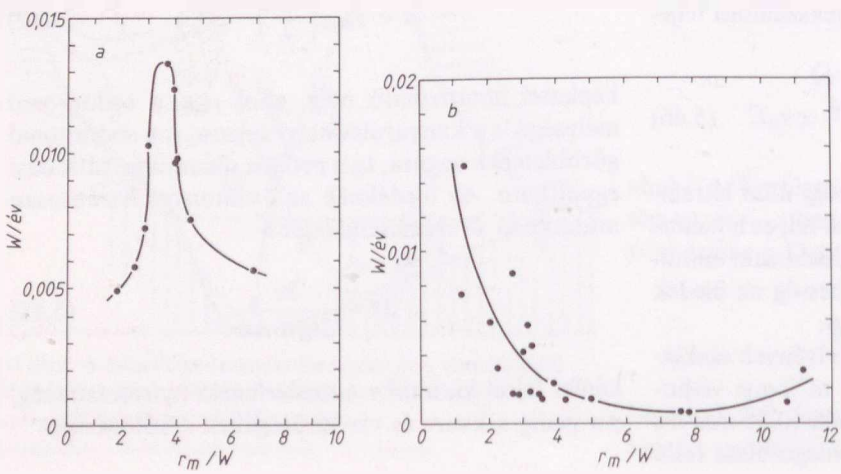
$$h_n = \frac{8gQS - [(8gQS)^2 - 8f^2 U_{kr}^5 Q]^{1/2}}{4fU_{kr}^3}. \qquad (5.51)$$

A meder tehát csak akkor válhat semlegessé, ha — a DARCY—WEISBACH-féle súrlódási együttható (f) adott értéke mellett — $SZ_n/h_n = 2$. Mivel az (5.41) és (5.44) képlet szerint ilyen stabilitás a természetben sohasem következik be, a vízfolyás kanyarogni, homorú partját alámosni, domború partján pedig övzátonyokat építeni kényszerül. A homorú part alámosása (1) a meder méretétől és alakjától, (2) a mederfal kőzettani felépítésétől és annak függőleges, ill. oldalirányú változásaitól, (3) az áramlás erősségétől, (4) az éghajlattól, továbbá (5) az évszaktól függ. E folyamat részjelenségei: a kohéziós medrek korrázíója, a sodródó jégtáblák és uszadékfák levéső hatása, a homok- és kavicsszemcsék ütközésből származó mozgása, repedezett tömbök felhalmozódása, a kőzetrepedéseket kitöltő jég kiolvadása, s a fizikai mállás minden más (a vízfelszín hullámzását is felölelő) tényezője. A mederfal többnyire az árvízi oldalnyomás megszűnésekor, kisvíz idején, gyakran *lépcsős suvadások és rogyások* képében omlik le. A mérsékelt kötésű löszfalakról leszakadt tömböknek lebegő hordalékká való szétesése katasztrofális változásokat idézhet elő. Hűvös klímán pedig a nyaranta bekövetkező talajfolyás juttat sok iszapot, kiolvadt homok- és kavicstáblákat a mederbe. Az eróziós folyamatok jelentős része tehát epizódikus: időben inkább az árvízekhez, térbelileg pedig a mérsékelt szélességű kanyarulatokhoz kapcsolódik.

A mederfal eróziója néhány éven át eléggé állandó; értéke a mederszélesség 0,001—0,1 része. A folyásviszonyokra, a mederfal anyagára és a meder alakjára gyakorolt hatását illetően azonban még kevés mennyiségi adattal rendelkezünk. A minőségi hatás laza mederfalak esetében természetesen igen szembeötlő. POPOV (1965) és KONDRAT'EV (1969) szerint a meander központi szögének (lásd *5.18 ábra*) időbeli változása 1,5 nagyságrendű szinuózitásnál a legnagyobb. HICKIN és NANSON (1975) szerint a meanderek vándorlási sebessége (vagyis a mederszélesség egy évre eső változása) az R/SZ hányados 3,5-es értékénél éri el maximumát. Nagyon kicsiny és sűrű kanyarulatok esetében az erózió sebességét kicsinynek találták *(5.25 ábra: a)*. Más megfigyelések mégis azt sejtetik, hogy a meanderező folyók eróziójának sebessége az R/SZ arány növekedésével általában csökken *(5.25 ábra: b)*.

A kanyarulatok fejlődéséről ALLEN (1982) szerint idáig a következő kép alakult ki.

Ideális viszonyok között vagy csak fázisban ingadozó, egyforma meanderek keletkeznek, vagy pedig az elfajult kanyarulatok átvágódása új fejlődési szakaszt indít meg. A folyó viselkedését azonban a meder felületének inhomogenitása és a folyás ingadozása bonyolítja. Minden övzátony a meder kissé mélyebb részén kezd kialakulni, majd a vízszint fölé emelkedve hozzácsatlakozik a domború mederfal körül korábban képződött zátonyívhez. *Egy-egy zátonyív*



5.25 ábra. A meandervándorlás maximális helyi sebessége (az egy évre eső mederszélesség: W/év) és a mederszélességhez viszonyított meandersugár ($r_m/W = R/SZ$) közötti összefüggés:

a) a Brit-Columbiai Beatton-folyón, HICKIN—NANSON (1975) szerint, ill. *b)* a svédországi Klarälven-folyón, SUNDBORG (1956) szerint.

kialakulása 20 évet is igénybe vehet. De mivel a kanyarulatokkal együtt fejlődik, hasznos vezérfonala a meanderfejlődés rekonstrukciójának *(5.26 ábra)*. Az egyszerű kanyarulatokhoz csak egyetlen jellemző görbületi sugár tartozik; az összetett kanyarulatok fejlődése is egy sugárral indul, de kettővel folytatódik, s ezért két eróziós tengelyük lesz. A túlságosan hosszú kanyarulatot gyakran egy ellenkező irányban gyengén görbülő szakasz osztja ketté *(5.26 ábra, 5)*.

A kanyarulatok áramlási és üledékképződési viszonyai az *5.27 ábra* alapján — ALLEN (1982) nyomán — a következőkben vázolhatók:

Ha az ábra vastag folytonos görbéjét szabályos alluviális meanderek egyenesvonalú láncolata részének tekintjük, akkor az a

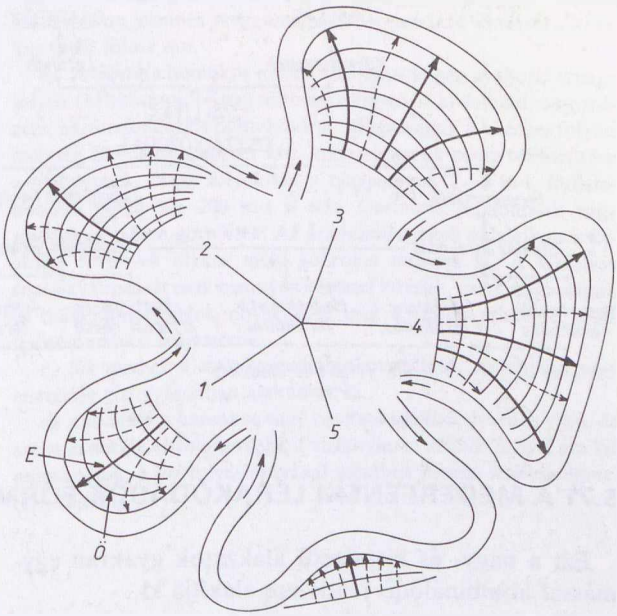
$$z=f_1(x, t) \tag{5.52}$$

függvénnyel írható le, ahol z az x-tengelyre merőleges horizontális távolság, f_1 egy periodikus függvény egy pontja, x a meander öv tengelye mentén folyásirányban mért távolság, t pedig az idő. I_1, I_2, I_3 egyenlő távolságban levő inflexiós pontok. A kanyarulatok fejlődése során Δt idő múlva mind a fázis, mind az amplitúdó megváltozik, és a meander a nyilak jelezte oldalas erózió folytán a vastag szaggatott vonalat fogja követni. Az erózió vektorai újabb — azonos távolságban levő — pontokat (R_1, R_2, R_3) határoznak meg, amelyek körül a meder elfordulása bekövetkezik. E pontokon a meder egyik fala sem erodálódik. Ezért a meander lánc pillanatnyi alakját és fejlődését a következő periodikus függvény írja le:

$$E=f_2(x, t, d, R, Q, D, S, k_s). \tag{5.53}$$

Itt E a mederfalra merőleges eróziónak a folyásirány bal oldalán mérve pozitív előjelű sebessége, d az inflexiós és a forgási pontok között az x iránnyal párhuzamosan mért fázistávolság; R a meder görbületének helyi sugara; Q az állandónak föltételezett vízhozam; D a mederüledék egyformának vett átmérője; S a völgy lejtése; k_s pedig egy az allúvium erózióval szembeni ellenállását kifejező állandó. A kanyarulatok csak akkor haladnak előre folyásirányban növekvő amplitúdóval, ha d értéke a meander L hullámhosszának 1/4-ét nem lépi túl. Ha $d=0$, akkor csak az amplitúdó változik; ha $d=L/4$, csak fáziseltolódás jön létre.

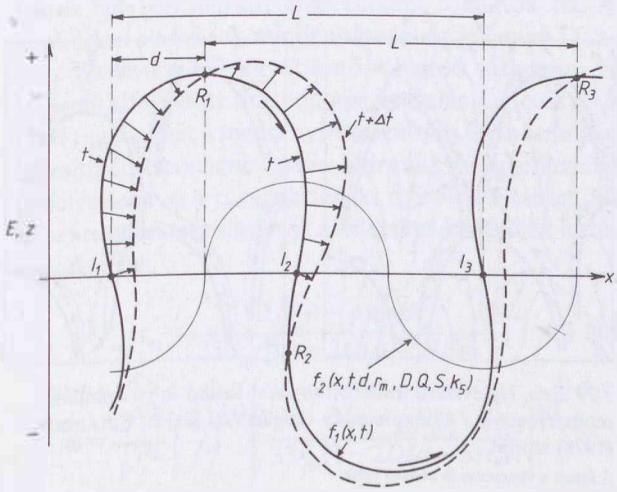
Az (5.53) képlet azért tartalmazza a helyi görbületi sugarat (R), mert az (5.41) képlet szerint a mederfal eróziójának sebessége részben a megfelelő áramlási mélységtől függ. A helyi keresztmetszet számításához szükséges mederszélesség a teljes folyószakaszon egységnek vehető, hiszen a vízhozam mértéke, valamint a mederüledék és allúvium minősége meghatározott, s a meder „forgópont"-jain nincs erózió. Az R sugárnak az (5.53) képletbe való bevonása viszont azt eredményezi, hogy az f_1 mind a dz/dt, mind a d^2z/dt^2 hányadosokat magában foglalja. Ezért az (5.53) egyenlet analitikailag aligha oldható meg; csak lépésről lépésre haladó grafikus vagy numerikus megoldása látszik lehetségesnek.



5.26 ábra. A meanderkanyarulat fejlődésének elvi vázlata ALLEN (1982) nyomán, átszerkesztve

Ö = Az övzátony növekedési karéjai. — *E* = Eróziós tengely.

1. Egyszerű szimmetrikus, *2.* egyszerű aszimmetrikus, *3.* összetett szimmetrikus, *4.* összetett aszimmetrikus, *5.* „visszaverődő" kanyarulat.

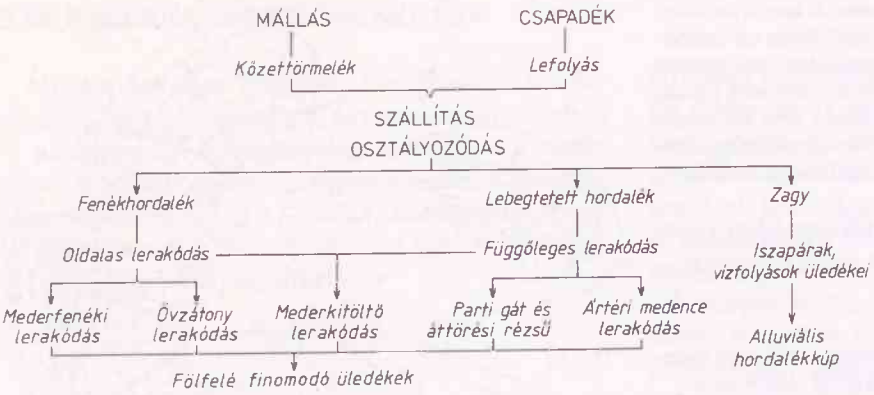


5.27 ábra. A kanyarulatfejlődés diagramja, ALLEN (1982) nyomán, átszerkesztve

5.7 A SÍKSÁGI FOLYÓK LERAKÓDÁSAI

Ezek részint a meder fenekén (főleg a fenékhordalóknak az előnyomuló víz alatti dűnéken és fodrokon való leülepedésével), részint az övzátonyokon képződnek. Bennük a homok uralkodik, a kőzetliszt és az agyag ritka. Kavics — vagy egységes kavicslepel, vagy kavicszsinórok alakjában — általában csak az élő meder legmélyebb részén, ill. azon az eróziós felszínen található, amelyet a kanyargó meder oldalas mozgása alakít ki. E kavicsok egy része a mederből felszakított agyag- vagy aleuritkavics.

Az alluviális üledékek genetikai rendszerét az *5.28 ábra* szemlélteti.



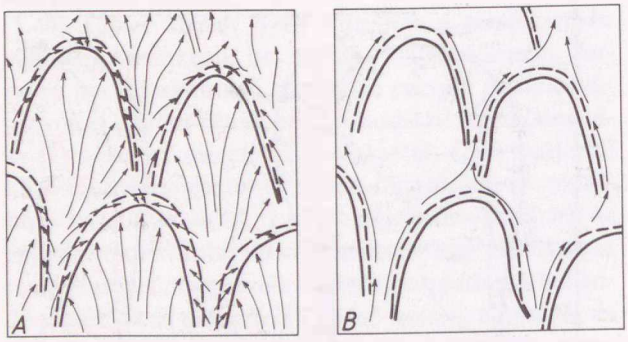
5.28 ábra. Az alluviális lerakódások genetikai rendszere ALLEN (1978) nyomán

5.71 A MEDERFENÉKI LERAKÓDÁSOK FORMAKINCSE

Ezt a nagy- és kisméretű alakzatok gyakran egymással kombinálódó rendszere alakítja ki.

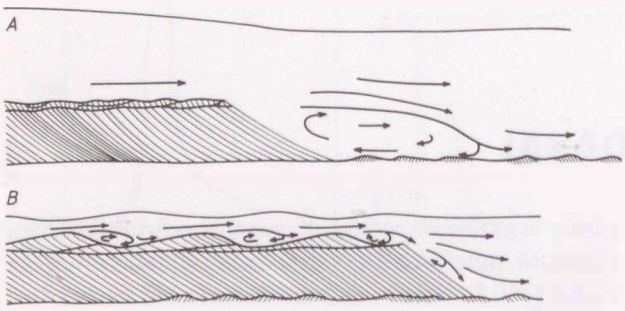
5.711 A nagyméretű mederfenéki alakzatok

a folyó hordalékától, szélességétől és mélységétől függően lehetnek fonatos, barkánszerű, rézsútos, nyelv alakú, ill. oldalzátonyok.



5.29 ábra. Nyelvszerű mederzátonyokat lerakó folyó áramlásrendszere árvíz *(A)* és alacsony vízállás *(B)* idején, COLLINSON (1978) szerint

A nyilak a vízáramlás fő irányait jelzik.

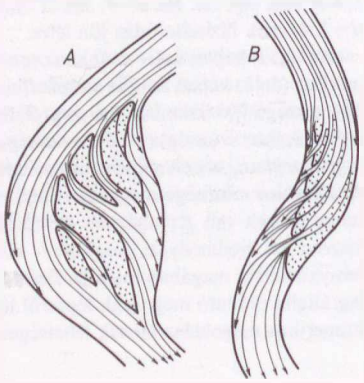


5.30 ábra. A folyásviszonyoknak és az üledékek szerkezetének változása egy nyelv alakú zátony fölött árvíz idején *(A)*, ill. közepes vízállásnál *(B)*, COLLINSON (1978) nyomán

A *nyelv alakú zátonyok* a nagyobb esésű, homokos medrű, széles és sekély folyókat jellemzik. Alaprajzuk karéjos vagy ék alakú. Áramlással szembeni lejtőik szelídek, homlokuk viszont a hordalék víz alatti rézsűszögének megfelelő meredekségű, és rendszerint durvább anyagú. Hosszmetszetük a kisebb méretű homokfodrokéra emlékeztet, de hosszúságuk 100 m-t is elérhet. Árvízkor a folyó sodra a zátony tetejét elmossa, alacsony vízálláskor viszont uralkodóan a zátonytestek között halad *(5.29 ábra)*. Épülésük mechanizmusáról az *5.30 ábra* tájékoztat.

A *fonatos zátonyok* (lásd *5.9 ábra*) az alsószakasz jellegű folyók összefonódó ágai közti szigetek lerakódásai. Alaprajzuk többnyire hosszanti irányban megnyúlt, többé-kevésbé eltorzult háromszög, romboid vagy deltoid. Felhalmozódásuk a viszonylag durvább anyag lerakódásával indul, és áramlás alatti oldaluk is rendszerint durvább szemcséjű.

Barkánszerű, de oldalirányban összenyomottabb zátonyok főleg kavicsos medrű folyókban találhatók.



5.31 ábra. Kanyarodó folyómedernek a belső *(A)*, ill. a külső *(B)* mederfenékhez tapadó rézsutos zátonyai KRIGSTRÖM (1962) szerint

Rézsútos zátonyok általában a nagyobb esésű, egyenes vagy kanyarodó folyószakaszokon alakulnak ki. Ezek a meder tengelyére ferdén elhelyezkedő, háromszögletű alakzatok gyakran szabályos távolságokban követik egymást, miközben oldalaikkal váltakozva, hol az egyik, hol a másik partnak támaszkodnak. Áramlás alatti oldalukat durvább üledék borítja. Folyókanyarok belső vagy külső oldalának rézsútos zátonyai *(5.31 ábra)* a fonatos zátonyokra emlé-

keztetnek. Homokos mederben alakjuk egyre inkább a nyelv alakú zátonyokéhoz, finomabb üledék és eséscsökkenés esetén pedig az oldalzátonyoké felé közeledik.

Az *oldalzátonyok (5.18 ábra)* a viszonylag egyenes vízfolyás partjaihoz váltakozva kapcsolódó, háromszöges alaprajzú lerakódási alakzatok, amelyek a folyó sodorvonalát kanyargásra kényszerítik. Hosszúságuk és szélességük a folyó szélességével azonos nagyságrendű.

5.712 A kisebb méretű alakzatok közé elsősorban a homokos medrű vízfolyások 1 FROUDE-szám alatti részének áramlási fodrai és dűnéi tartoznak. Ide sorolhatók azonban ugyanezek 1 FROUDE-szám fölötti részének sík medrei és antidűnéi is (3.5. fejezet).

a) A fodrok keletkezése általában kicsiny áramlási energiát igényel, ezért csak finom-, apró- és középszemű homokkal fedett medrekben találhatók. Különösen a nyelvszerű (linguoid) és ívelt gerincű fodrok gyakoriak, az egyenes és hajladozó tarajúak azonban vagy csak a védettebb mederrészeken, vagy az olyan gyors folyású szakaszokon jelennek meg, amelyek energiaszintje kevéssel a kritikus érték fölött van.

b) A dűnék a homokos medrű vízfolyások igen gyakori, a nagy folyók (Mississippi, Niger) több száz km-en át követhető, nagyméretű, háromdimenziós homokfodrai. Magasságuk a közepes folyási mélység 10—20%-a között van, hullámhosszuk pedig többszöröse a mélységnek. Nagy folyókban a magasságuk 2—5 m-t, hullámhosszuk pedig 50—200 m-t is elér. Gerinceik hullámosak vagy rövidek és erősen görbültek. Az áramlásárnyékos oldalaikon kifejlődött örvények olykor mély gödröket mosnak ki. A vízfolyás energiaváltozását csak bizonyos késéssel követik, ezért magasságuk és hullámhosszúságuk növekedése még a rajtuk áthaladó árvíz tetőzése után is folytatódik.

c) Sík medrek a csak kevés homokot szállító, viszonylag nagy energiájú vízfolyásokban alakulnak ki.

d) Antidűnék a homokot vagy kavicsot szállító, gyors folyású, de széles és sekély vízfolyásoknak a vízfelszínnel azonos fázisú, ám kis amplitúdójú, a víz folyásirányával szemben mozgó fenékhullámai (3.5. fejezet).

5.72 A MEANDEREZŐ FOLYÓ ÜLEDÉKEI

A folyókanyarulatok üledékeinek szemcsenagysága széles határok között változik. A megoszlás tendenciájára nézve az (5.41) egyenlet D-re való megoldását szolgáló alábbi parciális differenciálegyenletek nyújtanak útmutatást:

$$\frac{\partial D}{\partial h} = \frac{66(\sigma-\rho)S_m r_m r}{[2(\sigma-\rho)r + 66\rho(\sigma-\rho)S_m r_m Crh]^2} \qquad (5.54)$$

és

$$\frac{\partial D}{\partial r} = -\frac{33\rho S_m r_m h}{r^2[2(\sigma-\rho)+66\rho(\sigma-\rho)S_m r_m Ch]}. \qquad (5.55)$$

Ezek azt jelzik, hogy *a teljesen kifejlődött másodlagos áramlásban a D szemcseátmérő a zátonyra harántosan a folyósodor irányában növekszik*. Valóban, a folyósodor irányában finomodás csak ritkán, az igen szoros kanyarulatokra harántosan észlelhető.

Némely övzátonyon a szemcsék kifelé és lefelé való durvulását figyelték meg; ez a hordalék és a folyó között rövid távon létrejött kölcsönös összehangolódásra utal. A többi kanyarulatban való beszabályozódás lényegesen hosszabb távolság megtétele után következik be, ezért határozottan a sodorvonal felé irányuló durvulás csak a folyás mentén lefelé haladva tapasztalható. A folyásiránnyal szembeni szöveti megoszlás vagy gyönge és zavaros, vagy pedig a szemcseméret a mederre harántosan egyforma. Ilyen egyformaság azonban csak a folyó zúgóin várható, ahol elméletileg semmi olyan erő nem működik, ami a szemcsenagyság folyásra merőleges differenciálódását okozhatná.

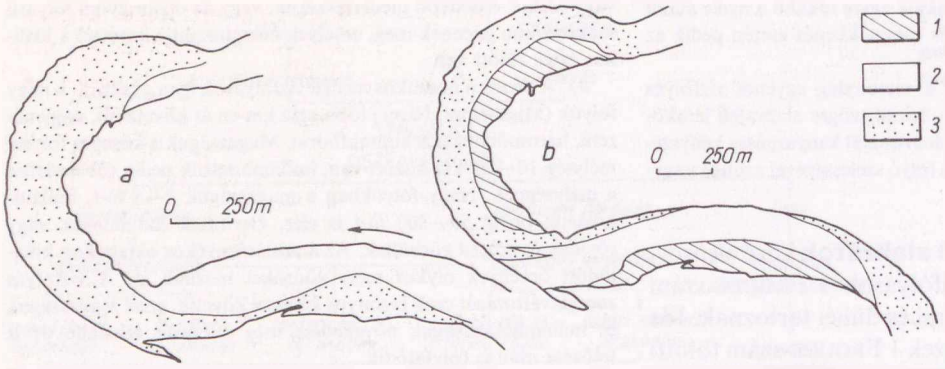
A lerakódási alakzatok eloszlásának természetes folyókanyarulatokban való megjóslása azért nehéz feladat, mert: (1) a mederellenállási együttható a folyással szembeni ellenhatás kifejezése, (2) az érdesség számításának nincs általánosan elfogadott szabálya, (3) a nagyméretű „érdességi elemek" az ingadozó vízfolyás helyben maradt üledékeiként foghatók fel. A lerakódási alakzatok minden típusához jellemző DARCY—WEISBACH-féle együttható, állandó vízhozam és teljesen kifejlődött másodlagos áramlás tartozik. Az (5.41) egyenletet a medri nyírófeszültség és az áramlási teljesítmény konvencionális hidraulikus egyenleteibe behelyettesítve, a τ_0 mederfenéki nyírófeszültséget, ill. az ω áramlási teljesítményt a következő képletek határozzák meg:

$$\tau_0 = \frac{2D(\sigma-\rho)grS}{33S_m r_m[1-2D(\sigma-\rho)Cr]}, \qquad (5.56)$$

$$\omega = \frac{g^{3/2}}{\rho^{1/2}}\left(\frac{8}{f}\right)^{1/2}\left[\frac{2(\sigma-\rho)Dr}{33r_m[1-2D(\sigma-\rho)Cr}\right]^{3/2}. \qquad (5.57)$$

A feszültség és a folyás mélysége tehát egyforma mértékben, a teljesítmény viszont gyorsabban nő a görbület sugarával. A felső áramlásállapotú sík mederfenék fennmaradására érvényes BAGNOLD-féle univerzális kritérium alapján — miszerint a nem-dimenzionális átlagos határfelületi nyírófeszültség a mozdulatlan mederrész C_0 szemcsekoncentrációjának és a dinamikus súrlódási szög tangensének (3.45. fejezet) a szorzata ($\Theta = C_0 \operatorname{tg} \alpha$) — a szemcsemérettől és a vízhozamtól függően, a sodorvonaltól befelé, a lerakódási alakzatok következő sorozatainak kialakulása várható:

(1) felső áramlási állapotú sík réteg→dűnék→áramlási fodrok, vagy



5.32 ábra. A lerakódási alakzatok elhelyezkedése a Wabash-folyó kanyarulatában *a)* magas, *b)* közepes vízálláskor, JACKSON (1975) szerint

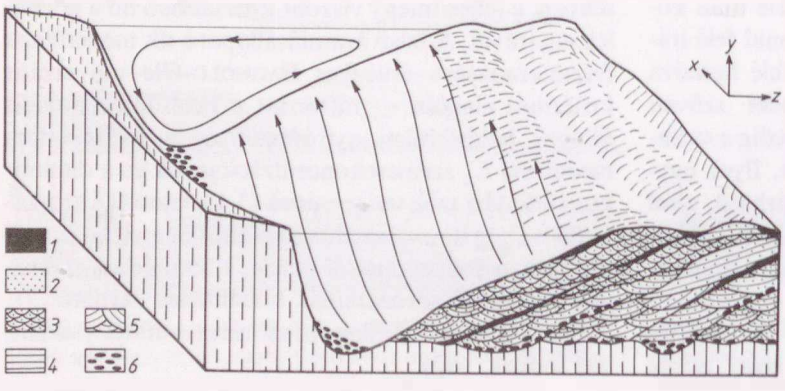
1. Alsó folyástartománybeli sík rétegek és fodrok. — *2.* Víz alatti dűnék. — *3.* Felső folyástartománybeli rétegek.

(2) felső áramlási állapotú sík réteg→dűnék→alsó áramlási állapotú sík réteg (lásd *5.24 ábra*).

A lerakódási alakzatoknak a folyókanyarulatban való elhelyezkedéséről az *5.32 ábra* tájékoztat. A kanyarulatok oldalirányú vándorlása miatt háromdimenziós övzátonyok fölfelé finomodó és enyhén görbült rétegzésű lerakódásai mindig viszonylag durva üledékkel fedett, terjedelmes eróziós felszínre települnek *(5.33 ábra)*. Mivel rétegeik a vízfolyás fő irányára harántos dőlésű felületeken ülepednek le, faciológiailag — a kanyargó árapálycsatornák hasonló üledékeivel együtt — az oldalas növekedésű lerakódások közé tartoznak. Az átlagos övzátonyfelépítést a fölfelé finomodó homokoknak a talpi kavics fölött bizonyos távolságig tartó keresztrétegzettsége jellemzi. A zátony felső része viszont inkább csak keresztlemezes. Mivel e ferderétegek és -lemezek hajlása többnyire keresztezi a víz általános folyásirányát, az utóbbi a dőlésazimutok gyakorisági diagramja alapján sem állapítható meg egyértelműen. A keresztlemezes rétegek síklemezes homokkal váltakozhatnak. Az aleuritrétegek vékonyak, és a rétegsor felső részéhez kötöttek; hozzájuk száradási repedések, esőcsepp-, láb- és gyökérnyomok, tőzegrétegek kapcsolódnak. A homokrétegekben gyakoriak a fatörzs-, ág-, gally- és levélmaradványok, ill. ezek törmelékének lemezes felhalmozódásai.

Az *5.33 ábra* a folyóvízi övzátonyok számos típusából csupán azt tünteti föl, amely leginkább a közepes és nagy, homokos medrű és főleg a kanyarulatok amplitúdójának növekedésével jellemzett folyókhoz kapcsolódik. Ennek vízmosta barázdákkal, üregekkel és kotrásnyomokkal borított, eróziós talpfelületét a kanyarulat oldalas növekedése dolgozta ki. E felület enyhén kifelé dől, s ezt a medernek a völgylejtő rovására a szinuózitás növekedésével bekövetkező szűkülése és kimélyülése idézi elő. A talpfelület egyidejű szakaszai a meder egykori alakját tükröző íveket írnak le; a legrégibb s egyben legrövidebb ív a zátony magja alatt található.

Az üledékek általában fölfelé finomodnak, de gyakran össze is fogazódnak. Talpukon a folyó felsőbb szakaszából származó legdurvább törmelék a homorú part alámosásából származó törmelékkel keveredik. Az üledékszerkezetek függőleges megoszlása az áramlási energia csökkenését tanúsítja. A különböző szerkezetek gyakorisága a meder szinuózitása függvényében oldalirányban is változik. A sugárirányú szelvényeket általában szigmoidálisan görbült rétegzési felületek jellemzik. Ezek legalább háromfélék: (1) *nemdiszkordáns* és az üledékszerkezet, ill. gradáltság szempontjából eltérő üledékek között vertikális átmeneteket mutató felületek, (2) a fedőben levő durvább lerakódáshoz és/vagy nagyobb áramlási energiájú üledékszerkezethez általában eróziósan kapcsolódó, de csak *enyhén diszkordáns* felületek, (3) nagyobb kiterjedésű, *erősen diszkordáns*, gyakran a nagy talpi kimosásokba belesimuló felületek. Ezeket a különböző méretű ösz-



5.33 ábra. Homokos medrű, meanderező folyó övzátonyainak modellje ALLEN (1982) nyomán, átszerkesztve, mederfenéki kavicsokkal, az agyagkavicsok jelezte eróziós felületekkel, valamint az oldalirányú növekedéssel kapcsolatos, keresztrétegzett, síklemezes és keresztlemezes szerkezetekkel

1. Agyag és aleurit. — *2.* Homok. — *3.* Keresztlemezesség. — *4.* Keresztrétegzettség. — *5.* Párhuzamos lemezesség. — *6.* Mederfenéki agyagkavicsok.

A nyilak a másodlagos áramlások haladási irányát, a jobb oldali ék az üledék fölfelé finomodását jelzi.

szefogazódásokkal párosult felületeket a vízhozam napi, évszakos és még nagyobb periódusú ingadozásai alakítják ki. Ha a meanderben a másodlagos áramlás nem fejlődött ki teljesen, az üledék szemcsenagysága függőleges irányban nem változik, sőt egy-egy szakaszon fölfelé durvulhat.

Az *5.33 ábrán* bemutatott modelltől főleg két irányban tapasztalható eltérés: a) a keresztrétegzett szakaszok ferderétegeinek gyakran ellentétes dőlése — más jelenségekkel párosulva — az áramlás erős ingadozására utal; b) az övzátony tetejét erősen bioturbált agyagos aleurit, valamint áramlási és hullámfodrokkal tarkított homokrétegeinek váltakozása boríthatja.

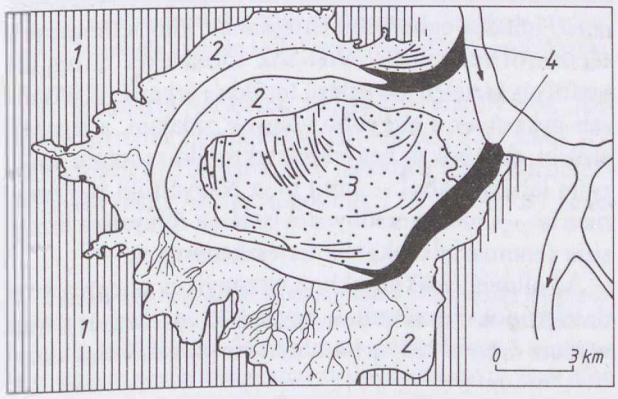
5.73 A PARTI GÁTAK ÉS AZ ÁRTÉRI MEDENCÉK ÜLEDÉKEI

A folyópart külső peremei a vízborítás és szárazra kerülés ismétlődésének megfelelően finom és nagyon finom homok, kőzetliszt és agyag szukcessziók cm–dm nagyságrendű váltakozásából állanak. A mindig eróziós felületre települő kőzetrétegek általában keresztlemezesek, néha síklemezesek, máskor keresztrétegzettek, sőt kavicsosak. A gradáció fokozatos. Az aleurit- és agyagrétegek rétegzetlenek vagy finoman lemezesek, de keresztrétegzett homoklencséket is tartalmazhatnak.

Az alluviális gátat áttörő medrek hordalékkúpocskáinak anyaga kissé durvább szemű, alján éles, csatornás talppal elhatárolódó, fölfelé finomodó, zömében síklemezes, s csak a tetején keresztlemezes homok. Hozzá kavicsok és felszakított aleurit- és agyagdarabok csatlakozhatnak.

Az alluviális gerinccel szomszédos *holtmedrek* mindkét végét *homokdugó* torlaszolja el *(5.34 ábra)*. Ezért benne már csak az árvízi elöntés szuszpendált hordaléka (aleurit és agyag) rakódik le, lényegileg feltöltődő tavi körülmények között, olykor édesvízi puhatestűek vázaival, tetejükön mocsári vagy iszapsíksági képződményekkel.

Hasonlóak — de szerves anyagban gazdagabbak — az *ártéri medencék* rendszerint sötét színű üledékei. Száraz éghajlatú vidékek ártéri üledékei azonban sárgák, barnák vagy vörösek, szerves maradvány nélküliek. Gyakran esőcsepp-nyomokkal, száradási repedésekkel, szulfátos, kloridos vagy borátos sókérgekkel, tömeges és gumós kalcit- vagy dolomit-kiválásokkal tarkítottak.



5.34 ábra. A Mississippi egy lefűződött kanyarulata Fisk (1947) szerint

1. Ártéri medence. — *2.* Part menti természetes gát. — *3.* Övzátony. — *4.* A lefűződés nyomán kialakuló, dugószerű mederkitöltés.

5.74 AZ ELÁGAZÓ VÍZFOLYÁSOK ÜLEDÉKEI

A vízfolyások szétágazása (lásd: *5.9 ábra*) arid és szemiarid vidékeken, alluviális hordalékkúpokon, hegyvidékeken, a gleccserek homlokához csatlakozó kimosási síkokon gyakori. Ott tehát, ahol a vízhozam tág határok között ingadozik, a durva üledék utánpótlódása pedig bőséges. A zátonyok és medrek folytonos eltolódásának, a vízhozam fluktuációinak a helyi áramlási viszonyokra gyakorolt hatása igen változatos szövet- és szerkezettársulásokat hoz létre. A medrekben és a zátonyok alján durva fenékhordalék, a mélyedésekben, az áttörési medrekben, a zátonyok felszínén és a parti gátakon túl viszont agyag és kőzetliszt rakódik le, rendesen vékony és lencsésen kiékelődő rétegekben.

Az ágak közötti *zátonyok* magas vízállásnál felhalmozódó anyaga alacsony vízálláskor szárazra kerül. Ezek belső szerkezete az eredeti lerakódás módjának és kiemelkedés alatti elváltozásának a függvénye. Elhelyezkedésük és alakjuk szerint haránt-, hosszanti, nyelv alakú, diagonális, orsó alakú, íves, lepelszerű és oldalzátonyokat különböztetünk meg. A lencsésen kiékelődő, többnyire keresztrétegezett, ritkábban homogénnek tűnő, de ilyenkor is az áramlással szemben zsindelyeződő kavics- és homokrétegek vastagsága néhány dm-től néhány m-ig terjed. Egyes homok- és kavicsos homokrétegek síklemezes szerkezetűek. Keresztlemezes homokfodrok, vékony aleurit- és agyagrétegek csak ritkán figyelhetők meg.

Az utóbbiakon rendesen száradási repedések, ritkábban esőcsepp- és lábnyomok mutatkoznak. Gyakoriak a vízsodorta fatörzsek, ágak és más növényi törmelékek, a kimosás utáni kitöltések. A lebegtetett hordalékból képződő finom szemű üledékek nemcsak azért ritkák, mert ez a folyásrendszer nem kedvez lerakódásuknak,

hanem főleg azért, mert a zátonyok tetején leülepedett finomabb anyag a vég nélküli és gyors mederváltoztatás miatt könnyen elmosódik. Gyakoriak viszont e vízfolyások lerakódásaiban a helyből felszakított *aleurit-* és *agyagkavicsok*. A finom üledék fennmaradásának inkább csak az elhagyott medrekben van esélye.

Az elágazó folyók üledékeinek függőleges szelvényében a szöveti, szerkezeti és lerakódási formák többnyire rendszertelenül követik egymást. *Néhol* mégis *az üledék fölfelé durvulását*, az oldalasan növekvő *nagy zátonyokon pedig ennek ellenkezőjét* figyelték meg. A szemcsenagyság regionális csökkenése, a horizontális rétegzettség ritkulása, a sík keresztrétegek, a rétegfelszíni szabálytalanságok részarányának növekedése a vízfolyás lejtésének általános irányát jelzi.

A Brahmaputra ágai igen gyorsan és nagymértékben (évente akár 1 km-re is) változtatják medrüket. A legnagyobb változásokat az árvízi szint csökkenésekor bekövetkező üledéklerakódás idézi elő. A folyásállapot emelkedésekor a kicsiny (0,3—1,5 m magas) dűnék 13 m magasságot is elérő, hatalmas homokhullámokká fejlődnek, amelyekre kicsiny dűnék rakódnak rá.

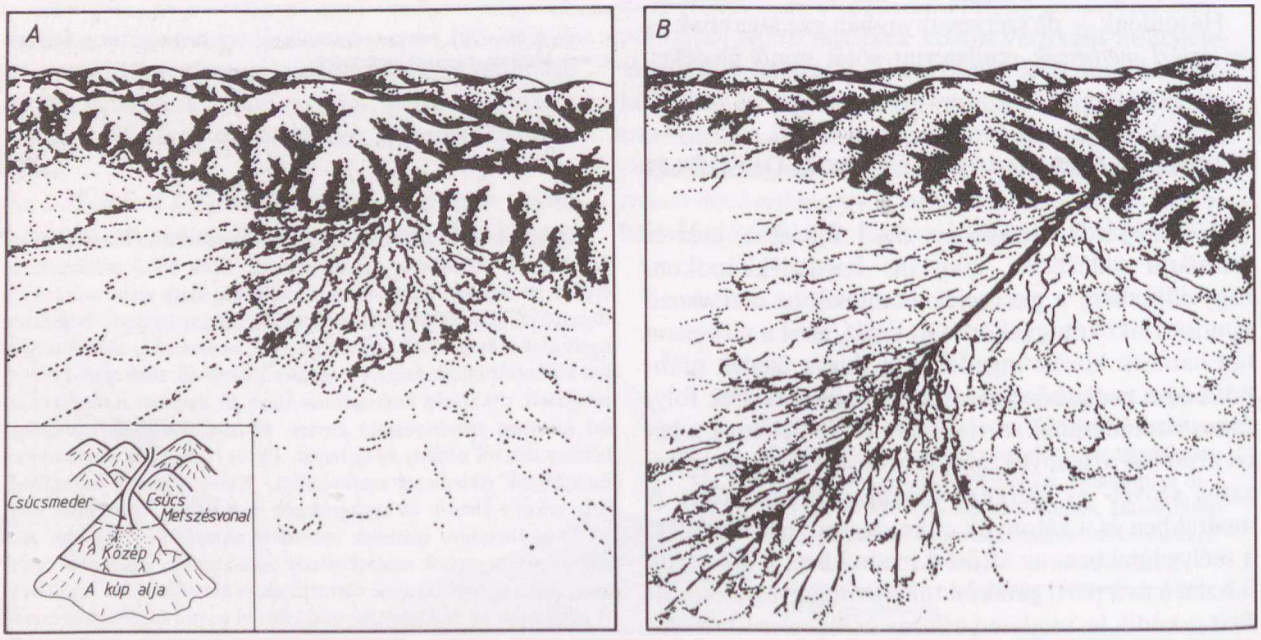
Összefoglalva: az alluviális síkságok szelvényében mutatkozó homokos–kavicsos üledéktestek mindig a vízfolyás medrének jelzői; az ezeket körülvevő agyag- és aleurittömegek pedig az ártéri medencék üledékei. A durva szemű üledéktestek számának növekedése általában a mederváltoztatás gyakoriságának a kifejezése.

5.8 AZ ALLUVIÁLIS HORDALÉKKÚPOK ÉS LERAKÓDÁSAIK

Ezek a félkúp vagy legyező alakú üledéktestek *(5.35 ábra)* minden éghajlaton létrejönnek, ahol a magasabb térszínről származó (tehát sok törmeléket mozgató) vízfolyás hirtelen kis lejtésű területre érkezik. Különösen gyakoriak a nagyobb völgyek oldalain, a jégárak szélein, dombok és hegységek tektonikus törések határolta lábánál, ahol — mint pl. a Nagyalföld K-i peremén is — a medencesüllyedés ismételt fölújulása biztosítja fennmaradásukat és terjeszkedésüket.

Az alluviális síkságokhoz viszonyítva az egyes hordalékkúpok kisméretűek ugyan, de egy hegységfront mentén összeolvadva, hatalmas törmeléktömeget képviselnek. A legkisebbek sugara 10—500 m; a legnagyobbaké > 50 km. A maiak alapterülete 1—900 km^2 között van. A szemiarid kúpok A_h, ill. vízgyűjtőjük A_v közötti összefüggés: $A_h = cA_v^n$, ahol (a származási terület kőzettani felépítése, tektonikai aktivitása és éghajlata szerint) n értéke 0,8 és 1,0, c értéke pedig 0,15 és 2,1 között változhat (BULL 1968). Sugárirányú szelvényük általában fölfelé homorú, néha azonban részben vagy egészen egyenes. A kisebb kúpok meredeksége rendesen néhány, kivételesen 10—25°. A nagyobbaké kisebb, mint 1°.

Az alluviális hordalékkúpok felszínén általában su-



5.35 ábra. Száraz *(A)* és nedves *(B)* hordalékkúp képe BULL (1968) nyomán

gárirányú medrek rendszere látható. A kúpot az ezekben mozgó hordalék lerakódási helyének időbeli eltolódása alakítja ki. *A hordalék továbbításában három különböző folyamat* (a vízfolyás, a törmelékfolyás és az iszapfolyás) *játssza a főszerepet.* Hogy ezek közül melyik jut túlsúlyra, azt elsősorban az éghajlat szabja meg. Egyenletes csapadékeloszlású, mérsékelt éghajlaton a *vízfolyások* dominálnak, és ezekből jól osztályozott, irányított szemcséjű kavics, homokos kavics és homok rakódik le. A homokos rétegek általában keresztrétegzettek, a kavicsosak viszont a csatornákat töltik ki *(5.6 táblázat).*

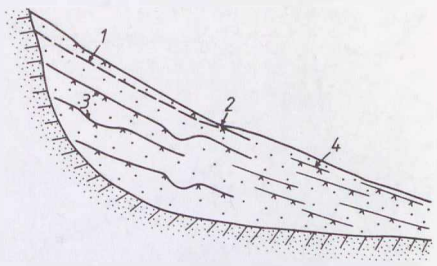
A *törmelék-* és *iszapárak* a viszonylag száraz, ritkább, de intenzív esőzésű vidékeken a leggyakoribbak; az iszapáraknak a hűvös éghajlat is kedvez.

5.6. táblázat. Arid és szemiarid vidékek száraz alluviális hordalékkúpjainak üledéklerakódási rendszere*

Kúp	Folyamat	Üledék
Csúcsa	Törmelékfolyás	Alapanyagvázú durva konglomerátum
	Árvíz	Szemcsevázú mederfenéki konglomerátum
Közepe	Árvíz a metsződési pont táján	Egyetlen ferdén rétegzett sorozatból álló, oldalirányban összefüggő kavics
	Szétágazó vízfolyás	Vályúsan keresztrétegzett homokkő és konglomerátum
	Iszapár	Oldalirányban folytatódó aleurit és sekély, kavicsos csatornák
Alja	Szétágazó vízfolyás	Vályúsan keresztrétegzett homokkő és konglomerátum
	Iszapár	Oldalirányban folytatódó aleurit és sekély, kavicsos csatornák
	Sós síkság	Lemezes, gipszes, kőzetlisztes agyag
	Szélműködés	Keresztezett, jól osztályozott, finom és középszemű homok

* Mack és Rasmussen (1984) szerint.

A *törmelékár* a vízfolyástól nemcsak a durva hordalék nagy koncentrációja, hanem folyásának korlátozott időtartama révén is különbözik. Üledékei a folyás medrét szegélyező gátakon és az ár végén kialakuló karéjokon rakódnak le. Ezek anyaga túlnyomórészt kevésbé jól osztályozott és rétegzett kavicsos homok és homokos kavics. Alulról fölfelé finomodó szemcséik részint határozottan irányítottak, részint kaotikusan irányítatlanok.



5.36 ábra. Egy alluviális hordalékkúp üledéksorának vázlatos metszete a lerakódás irányváltozásának kezdetén, Talbot—Williams (1979) nyomán

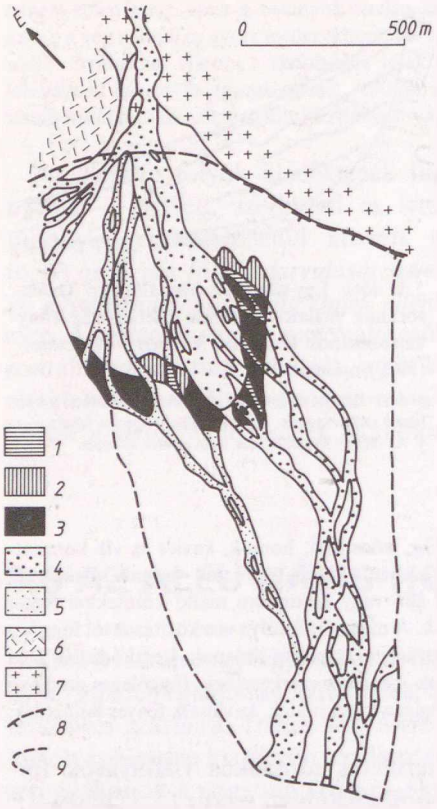
1. A bevágódott mederfenék. — *2.* A mederfenék és a kúpfelszín metszéspontja. — *3.* Jelentősebb eróziós felszín. — *4.* Az inaktív kúpszakaszok helyi eróziós felszínei.

Az *iszapárak* agyag, kőzetliszt, homok, kavics és víz koncentrált keverékei, amelyekben a finom szemcsék vannak túlsúlyban. Agyagos rétegekből álló vagy agyagosan málló kőzetekkel fedett területeken gyakoriak. A mederlejtéstől és viszkozitásuktól függően gyorsan és hullámszerűen vagy lassan siklanak. Lerakódásaik igen rosszul osztályozottak, kaotikus szerkezetűek; függőleges gradáció nélküli szemcséik gyengén kerekítettek, kavicsaik fényes felületűek.

A szemiarid területek időszakos vízfolyások formálta meredek hordalékkúpjait *száraz (5.35 ábra: A)*, a folytonos vízfolyások által lerakott, lapos hordalékkúpokat pedig *nedves kúpok*nak *(5.35 ábra: B)* nevezik.

A száraz kúp hegyvidéki tápcsatornája a kúp csúcsán még rendszerint szűk és mély árokban folytatódik, és ez csak a kúp felső harmada táján bomlik szét a benne mozgó törmeléket a kúppalást egy szakasza mentén karéjosan szétterítő mellékágakra. Ezek hossza, távolsága s az általuk lerakott karéjok elhelyezkedése természetesen a meg-megújuló törmelékszolgáltatás mérvének függvénye. A kúp felszínén ezek által létrehozott formák mindenesetre élesen elkülönülnek a kúp legaljának az alluviális síkságból kiemelkedő *homlokteraszai*tól. Az alluviális törmelékkúp üledékeinek minőségét és eloszlását elsősorban a *csúcsmeder* (ang.: fanhead canyon) létezése, hiánya, irányváltozása szabja meg. A csúcsmeder ui. a hátteret alkotó hegység kiemelkedésének arányában vágódik be a kúp korábban lerakott részébe. A tápterület völgyeinek allúviuma — a hátrahagyott teraszok anyagának kivételével — a törmelékkúp csúcsára mosódik, s eltömi ugyan a régi csúcsmedret, de megnöveli a csúcs relatív magasságát. Ezért Weaver (*in* Schumm, 1977) szerint a kúp csúcsán új meder vágódik be, amely — az addigi kúpfelszín elhagyásával — más irányba tereli a kúp fejlődését. A törmelékkúpnak mellékkúpokkal való kiegészülése végül is az eredetileg különálló kúpoknak a hegység egész homlokterét elfoglaló, *összetett kúpok*ká alakulását eredményezi. A lerakódás időszakos eltolódásai folytán inaktívvá vált kúprészek felszíne a meginduló mállás és lepusztulás következtében természetesen egyenetlenné válik. Ezért a kúpfejlődés egyes szakaszainak üledékeit mindig üledékhiányos eróziós felületek választják el egymástól *(5.36 ábra).*

Mivel az alluviális kúpok fejlődésében a tektonikus okok mellett az időjárás és a klímaváltozás is nagy szerepet játszhat, ciklicitásuk értelmezése gondos elemzést igényel. Az ugyanis, hogy a kúp talpát mennyi törmelék éri el, nemcsak a helyi csapadékmennyiségnek, hanem a tápterületen éppen rendelkezésre álló törmelék tömegének is függvénye (Schumm 1977).



5.37 ábra. A „Halál-völgy" (Death valley) Gorak Shep nevű, szűrőhatású hordalékkúpjának vázlata HOOKE (1967) szerint

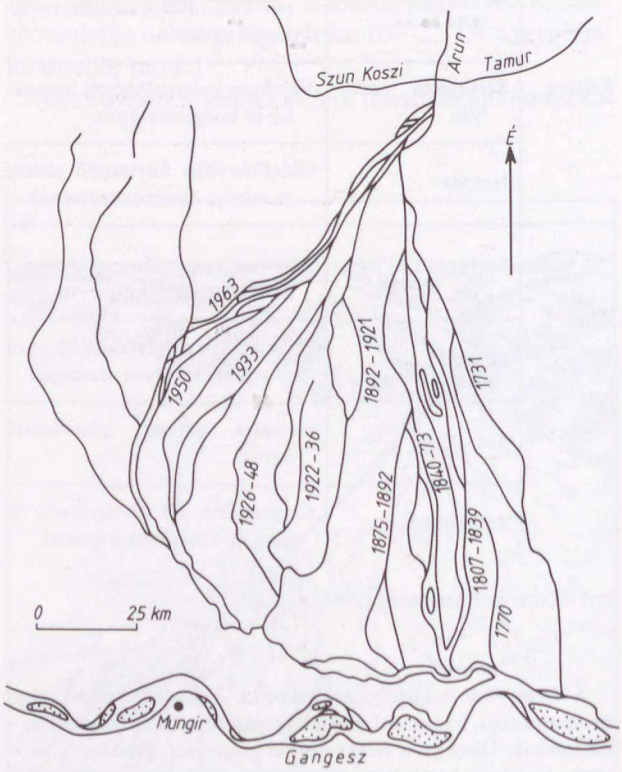
1–3. Szűrőhatással kialakult hordalékkúp-részletek. — *4.* A jelenkori meder. — *5.* Árvízi meder. — *6.* A hordalékkúp idősebb üledékei. — *7.* Fekükőzet. — *8.* Hegylábi vetővonal. — *9.* A hordalékkúpnak a szomszédos kúpok, ill. a sós síkság felé eső határa.

A száraz kúpok üledékszemcséinek alakja a szállítási távolság rövidsége következtében eléggé egyöntetű marad. A nedves kúpok üledékeinek átlagos szemcsenagysága, a lerakódások vastagsága és medreik mélysége azonban a kúp alja felé általában csökken, a szemcsék osztályozottsága viszont növekszik.

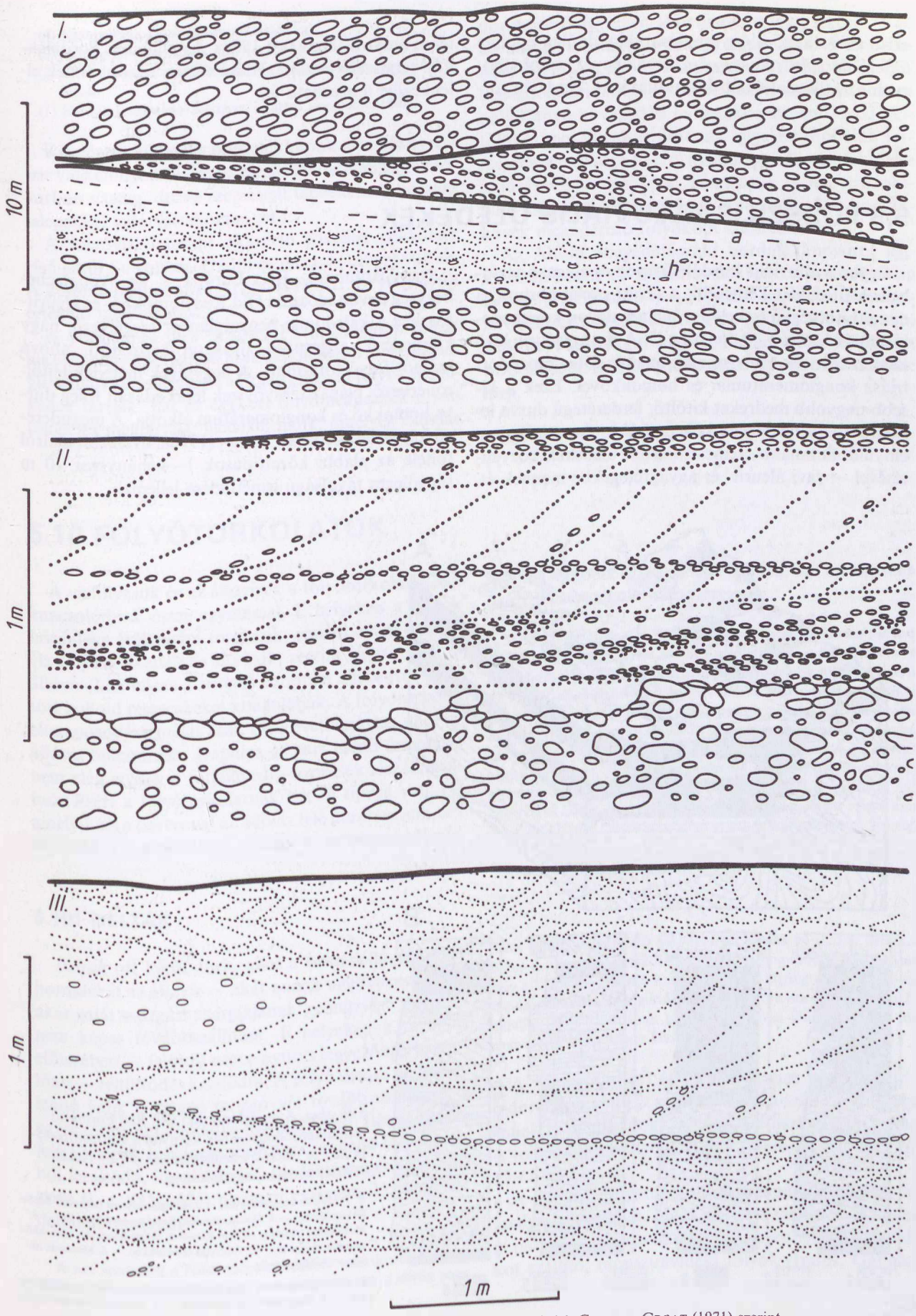
A száraz kúp tápláló völgyében és törmelékfolyással jellemzett csúcsmedrében gyengén osztályozott, szemcse- és alapanyagvázú, szögletes és durva kavics rakódik le. Lerakódását törmelékhullás, kolluviális iszapfolyás és medren belüli törmelékfolyás előzi meg. A lefolyó víz jelentős része beszüremkedik a csúcs durva üledékébe, és agyagot mos be annak hézagaiba. A lerakódás fő helye mégis ott kezdődik, ahol a néhány m vagy néhányszor 10 m mély csúcsmeder metszi a kúp általános felszínét, és innen kezdve lassú folyási sebességű, sekély medrek elágazó hálózatává alakul át. A kúppalást e talajvíz táplálta, járulékos medreiben folytatódó törmelékfolyás egymással összefogazódó törmeléklepleket hoz létre. A főmeder metsződési pontja gyakran olyan korábban lerakott durva üledékre esik, amely a víz nagy részét elnyeli. A beszivárgás miatt e tájon a durva törmelék felhalmozódása fokozódik, s csak a főmeder középzátonyát megkerülő iszapár finomabb üledéke jut el a kúp aljáig. Az ilyen *szűrőhatással működő hordalékkúpok (5.37 ábra)* szögletes kavicsból álló mederüledéke általában elég jól osztályozott. Finom üledéknek a kavics hézagai közé szüremkedése folytán azonban szemcsézetük bimodálissá válhat (COLLINSON 1978). A vízvezető medrek üledéke a fenékszállításnak megfelelő rétegzettséget vesz föl, s — az árvízi sebesség csökkenésének megfelelően — fölfelé finomodik. A kúp inaktív részét növények lepik el, és itt talaj képződik. A homlokterasz közelében az elágazó mederhálózat fokozatosan eltűnik; az itteni terjedelmes iszapleplek pedig a szomszédos tavi vagy ártéri üledékekkel fogazódnak össze.

Ez a kép általában a már kifejlett alluviális hordalékkúpot jellemzi. A jelenkori *nedves hordalékkúpok* közül a leggyorsabban fejlődők közé tartozik a Himalájából a Gangesz síkságára érkező Koszi folyó 1731 óta K-ről Ny felé csaknem 108 km-rel eltolódott hordalékkúpja *(5.38 ábra)*.

Az alluviális kúpoknak a medenceszegélyi vetősávok szélesedésével vagy a klíma csapadékosabbá vá-



5.38 ábra. A Himalájából a Gangesz síkságára érkező Koszi folyónak saját hordalékkúpján 1731. és 1963. között észlelt Ny-ra tolódása GOLE—CHITALE (1966) nyomán



5.39 ábra. Egy prekambriumi nedves hordalékkúp három üledéktípusa Texasból McGowen—Groat (1971) szerint

I. A hordalékkúp csúcsa közelében lerakódott, proximális helyzetű, túlnyomóreszt durva-kavicsos üledék, homokos agyagkő- *(a)* és vályúsan keresztrétegzett homokkő- *(h)* betelepüléssel

II. A hordalékkúp konglomerátum és keresztrétegzett kavicsos homokkő váltakozásából álló, középső része

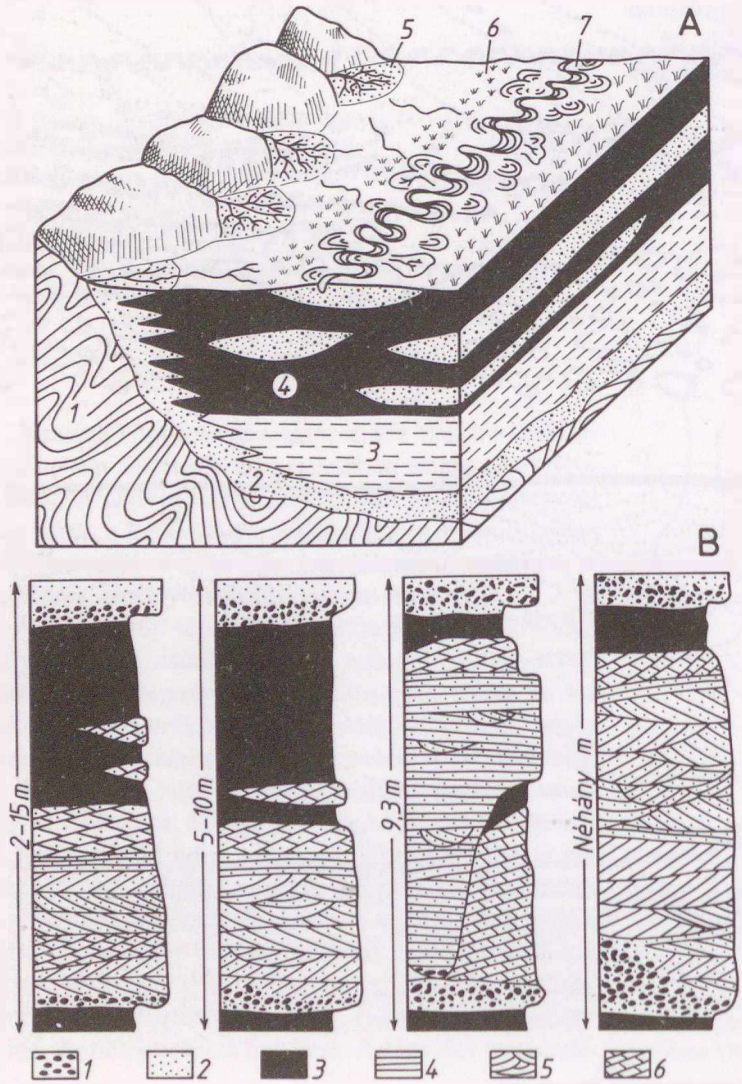
III. A kúp alsó (disztális) részének táblásan és vályúsan keresztrétegzett homokkőrétegei.

sával összefüggő előnyomulása valószínűleg éppúgy *fölfelé durvuló rétegsorokat* eredményez, mint ahogyan az a hordalékkúp kialakulásának kezdetén történni szokott (HEWARD 1978). Az alluviális hordalékkúp-rendszer visszahúzódása esetén viszont ennek ellenkezője tételezhető fel.

5.9 FOSSZILIS ALLUVIÁLIS ÜLEDÉKEK

Egykori alluviális hordalékkúpok és elágazó vízfolyások üledékeit képviselik a texasi prekambrium, a nyugat-norvégiai és kelet-grönlandi devon konglomerátumai (*5.39* és *5.40 ábra*), az USA K-i szegélyén levő nagy medencék törésvonalak mentén fölhalmozódott triász konglomerátumai és homokkövei. Ezek a kisebb-nagyobb medreket kitöltő, ferderétegű durva lerakódások a medencék közepe felé — hosszirányban elnyúló, finomabb szemcséjű ártéri üledékek közvetítésével — tavi aleurit- és agyagrétegekbe mennek át.

Nagy-Britannia, ÉNy-Európa s az Appalache-hegység devon időszaki Old Red homokkő- és aleurit-összlete a kaledóniai hegységláncot szegélyező, nagy kiterjedésű tengerparti síkságon képződött, ahová számos folyó torkollott. A hegységek meredek lejtőiről érkező, elágazó folyóvizek lerakódásait főleg durva homokkő és konglomerátum alkotja. A meanderező folyók lerakódásait ALLEN (1970a, b) szerint alulról fölfelé az alábbi kőzettípusok 1—néhányszor 10 m függőleges távolságú ismétlődése jellemzi:



5.40 ábra. A devon időszaki Old Red Formáció walesi képződményeinek környezeti rekonstrukciója (*A*) és néhány jellemző szelvénye (*B*) ALLEN (1965c) nyomán, egyszerűsítve

A: *1.* Idősebb képződmények. — *2.* Konglomerátum (alluviális hordalékkúp-fácies). — *3.* Mészkonkréciós (mocsári—tavi) aleurolit. — *4.* Meanderező vízfolyás ciklikus felépítésű, fölfelé finomodó, homokkő-aleurolit rétegsora. — *5.* Alluviális hordalékkúp. — *6.* Mocsaras síkság. — *7.* Meander öv.

B: *1.* Konglomerátum. — *2.* Homokkő. — *3.* Aleurolit. — *4.* Sík rétegek. — *5.* Nagyméretű keresztrétegek. — *6.* Kisméretű keresztrétegek.

(4) Vastag aleurolitok mészkonkréciókkal.
(3) Homokkő és aleurolit váltakozása (mészkonkréciókkal).
(2) Keresztrétegzett, továbbá sík- és keresztlemezes homokkőrétegek.
(1) Erodált (csatornás) felszínen nyugvó konglomerátum.

Kisméretű alluviális hordalékkúpok tavi környezet felé való előnyomulását az észak-spanyolországi felsőkarbon vastag, durva szemcséjű üledékeinek kőszéntelepekkel való váltakozása jelzi.

A folyóvízi laterális akkréció fosszilis példáinak első leírói SUNDBORG (1956) és ALLEN (1965c) voltak. A későbbi irodalomról ALLEN (1982, II. p. 100) nyújt értékelő tájékoztatást.

A yorkshire-i júra Scabley Formációjának talpát alkotó, nagy kiterjedésű homokkőleplet 8 m vastagságú, vályús keresztrétegei alapján elágazó folyók üledékének tartják. Ezt az egykori folyómeanderek olyan tökéletes megtartású üledékei fedik, amelyek oldalas növekedésű egységeit kőzetlisztes agyag alkotja, s az utóbbiban bioturbáció és lágy állapotban történt üledékdeformáció nyomai látszanak. Efölött 40 m vastagságú ártéri lerakódás következik, amit helyenként oldalirányú növekedési felületekbe átmenő, mederkitöltő homokkövek szakítanak meg. Ez utóbbiak természetesen csak jó feltárásokban ismerhetők fel; rossz feltárási viszonyok közti hiányzásuk esetén sem vonható azonban kétségbe, hogy a mederkitöltő homokkövek meanderező folyókból származnak.

Az Alföld negyedidőszaki hordalékkúpjairól legújabban BORSY (1987), alluviális lerakódásairól pedig RÓNAI (1985) adott összefoglaló képet. A Balatonfelvidéki és mecseki felső-perm összlet alluviális modelljének üledéktani jegyek alapján való felállítását MAJOROS, ill. BARABÁSNÉ STUHL Á. és KASSAI kísérelte meg.

5.10 FOLYÓTORKOLATOK

A vízfolyások és az állóvizek a folyótorkolatokban kapcsolódnak össze egymással. E helyeken a folyók hordaléka leülepedni törekszik, részint azért, mert a víz folyása akadályba ütközik, részint azért, mert az állóvíz (különösen a tenger) kationjai a lebegve szállított kolloid részecskéket koagulálják. A folyótorkolat eliszaposodása mégis csak ott következik be, ahol az állóvíz hullámzása, árapálya és part menti áramlásai nem elég erősek a folyóhordta törmelék elszállításához. Ezért a folyótorkolatnak két fő típusa van: (1) amelyiknél a partvonal az állóvíz felé domborodik, azt *deltá*nak, (2) amelyiknél viszont a partvonal tölcsérszerűen vágódik a szárazföld testébe, azt *esztuárium*nak (tölcsértorkolatnak) nevezzük.

A folyótorkolatok igen érzékeny áramlásrendszerek, amelyek működését a fentieken kívül számos más tényező is befolyásolja. A kéregmozgások és eusztatikus vízszintingadozások főleg a tápterület, ill. a befogadó medence méreteinek és tengerszinthez viszonyított helyzetének, topográfiájának, a partok meredekségének meghatározásával, az éghajlati tényezők a beszállított hordalék mennyiségén, érettségén, szemcseeloszlásán, sűrűségén, tápanyag- és szervesanyag-tartalmán, a befogadó medencék pedig elsősorban a vizük tömegén, hőmérsékletén, sótartalmán és élővilágán keresztül hatnak reájuk. Ezek összeszövődésének sokfélesége miatt szinte minden folyótorkolat üledékképződése egyedi jelenségcsoportot képvisel.

5.101 DELTÁK

Delták ott képződnek, ahol a betorkolló vízfolyás hordalékát az állóvíz — akár annak nagy mennyisége, akár saját mozgási energiájának gyöngesége miatt — nem képes továbbszállítani. E helyeken a torkolat előterében — felülről nézve nyitott legyezőhöz hasonlóan — feltöltődés kezdődik. A folyó medre ui. képtelenné válik a benne mozgó víz továbbvezetésére, s egyre több ágra szakadva folytatja útját. Ezt az állóvíz felé növekvő, a csúcsán több ágra szakadó folyóágakból lerakódó, lapos felszínű üledéktömeget HÉRODOTOSZ (i. e. 485—425) nyomán csaknem 2½ évezrede deltának nevezzük.

A név eredetileg a Nílus torkolatvidékére vonatkozik. E folyó Kairótól É-ra elváló, szélső ágai és a tenger ui. egy a görög nagy delta betűre emlékeztető háromszöget zárnak be (l. *5.47 ábra*). A Nílus-delta gyors növekedését szemlélteti, hogy a XI—XIII. sz.-ban még kikötőként szereplő Rasid és Dumjat község ma már több km távolságban van a tengertől. Ugyanez lett a sorsa a Pó-delta É-i oldalán fekvő Hadriának is, amely a római időkben még a róla elnevezett Adriai-tenger kikötője volt.

A Mississippi évi 600 km³-nyi vize pl. 100×10^6 t oldott és 500×10^6 t szilárd anyagot szállít a tengerbe; ennek 15%-a homok, 35%-a kőzetliszt, 50%-a agyag. A folyódelta évente átlagosan 100 m-rel tolódik előre *(5.41 ábra)*.

A delták túlnyomó többsége lagúnák, csekély árapályú beltengerek, öblök partjain található. Az óceáni partokon csupán az igen nagy mennyiségű hordalékot szállító, monszunvidéki folyók (Indus, Gangesz,



5.41 ábra. A Mississippi deltája 1885-ben (balról) és 1935-ben (jobbról), VENDL (1951) nyomán

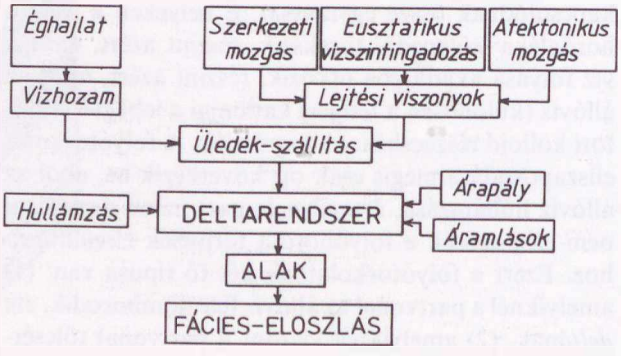
Brahmaputra stb.) építenek deltát. Ahol viszont a messze fölnyomuló, erős árapályáramok kitakarítják és kiszélesítik a folyók torkolatát (Északi-tenger), ott esztuárium keletkezik.

A delta fejlődése a szárazföld és az állóvíz szintjének egymáshoz viszonyított változásaitól függ. A delta csak addig nyomul előre, míg az állóvíz üledékkel való helyettesítődésének a sebessége túlszárnyalja a vízszint emelkedésének sebességét. Ellenkező esetben a deltát tengeri (tavi) üledék fedi be.

A delták külső pereme többnyire szabálytalanul nyomul előre az állóvíz belseje felé; ezért körvonaluk igen változatos. Egy vagy több, jól meghatározható területről származó lerakódásaik csúcsa messze a szárazföldön fekszik. Az összes kapcsolódó felszíni és víz alatti üledéket felölelő lerakódási rendszerük a medencét mégis teljesen feltöltheti. Bár szélességük igen tág határok (10 m és több száz km) között változik, szinte kivétel nélkül az adott medence leggyorsabb üledékképződésű helyeit jelölik. A trópusoktól a sarki tundrákig minden éghajlaton megtalálható deltaműködés mindig az állóvíz kiszorítása irányában hat. A nagyméretű delták kedvező körülmények között óriási mennyiségű, részint kőszén-, részint szénhidrogénképződésre alkalmas szerves anyagot halmozhatnak föl. Az egyidejűleg jelentős mennyiségben lerakódó homokos és pélites üledékek váltakozása révén pedig bennük kitűnő — bár bonyolult — szénhidrogéncsapdák alakulhatnak ki. Ezért a hasznosítható szerves anyagok kutatása mindinkább a fosszilis deltaüledékek felé terelődik.

5.1011 A delták osztályozása. A delta három főeleme: (1) a *deltasíkság* a deltának elágazó medrekkel, marsh-okkal, mocsarakkal és tavakkal tarkított, lapos felszíni része; (2) a *deltahomlok* (deltafront) az oldalágak torkolatait, a lagúnákat, árapálycsatornákat, az oldalágak közötti öblöket és a partvonalat szegélyező homokzátonyokat foglalja magában; (3) a *deltalejtő* (prodelta) a deltának a deltahomlok alatti, ahhoz 10—20 m vízmélységben — lényegileg a hullámbázis helyi szintjében — csatlakozó, a medence belseje felé ellapuló része. Az ezen fő részekből álló deltarendszerek működését, alakját, üledékeik kifejlődését szabályozó főbb tényezőket az *5.7 táblázat* szemlélteti. Ha ezek közül csak a három legfontosabb (a vízfolyás, a hullámzás és az árapály) hatásait vesszük figyelembe *(5.42 ábra)*, akkor is világos, hogy a természetben megfigyelt sokféle delta nem írható le egyetlen modellel. Fokozza a különbségeket a deltavidékek klímaérzékenysége is. A nedves–trópusi és szubtrópusi delták sós- vagy édesvízű mocsarait és marsh-ait sűrű mangrove-bozót, láp vagy láp–erdei növényzet népesíti be. A száraz vagy félig száraz éghajlatú, többnyire kopasz deltasíkságokat mészkérgek (Ebro), gipsz- és sókiválással jellemzett lagúnák (Nílus), ill. az elhagyott medrek és a partok sánczátonyaiból kifújt eolikus dűnék borítják. A sarkkörnyéki deltasíkságon viszont *szerkezetes talajok*kal (lásd *2.34 ábra*) és más kriogén jelenségekkel találkozunk; a nyáron kiolvadó sekély pocsolyákat pedig tundravegetáció övezi (7.9. fejezet).

5.7. táblázat. A deltarendszerek működését szabályozó főbb tényezők



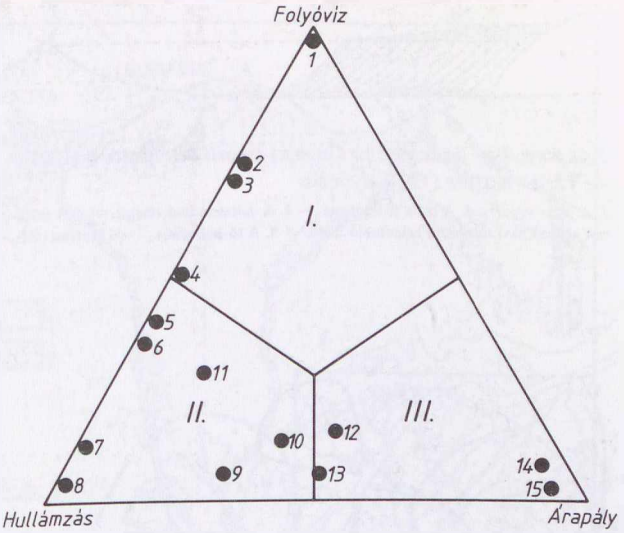
A fölfedezett vagy fölállított deltamodellek osztályozása az utolsó 25 évben általában a vízfolyás és az állóvíz energiaszintjének összevetéséből indult ki. Az erre irányuló próbálkozások lényegileg csak abban térnek el egymástól, hogy a delta alakja mellett menynyire veszik figyelembe annak belső felépítését és képződési föltételeit. Ezért inkább kiegészítik, mintsem kizárják egymást.

BERNARD (1965) pl. a folyó üledék- és vízhozamának a hullámzás, ill. az árapály energiaszintjéhez mért csökkenése alapján az *5.43 ábrán* látható hat alaktípust különítette el:

(1) A GILBERT-*típusú delták* a utahi újpleisztocén–óholocén korú Bonneville-i tó első tanulmányozójáról (GILBERT 1885, 1890) nyerték nevüket. Ez a minden régibb kézikönyvben a delták alaptípusa-

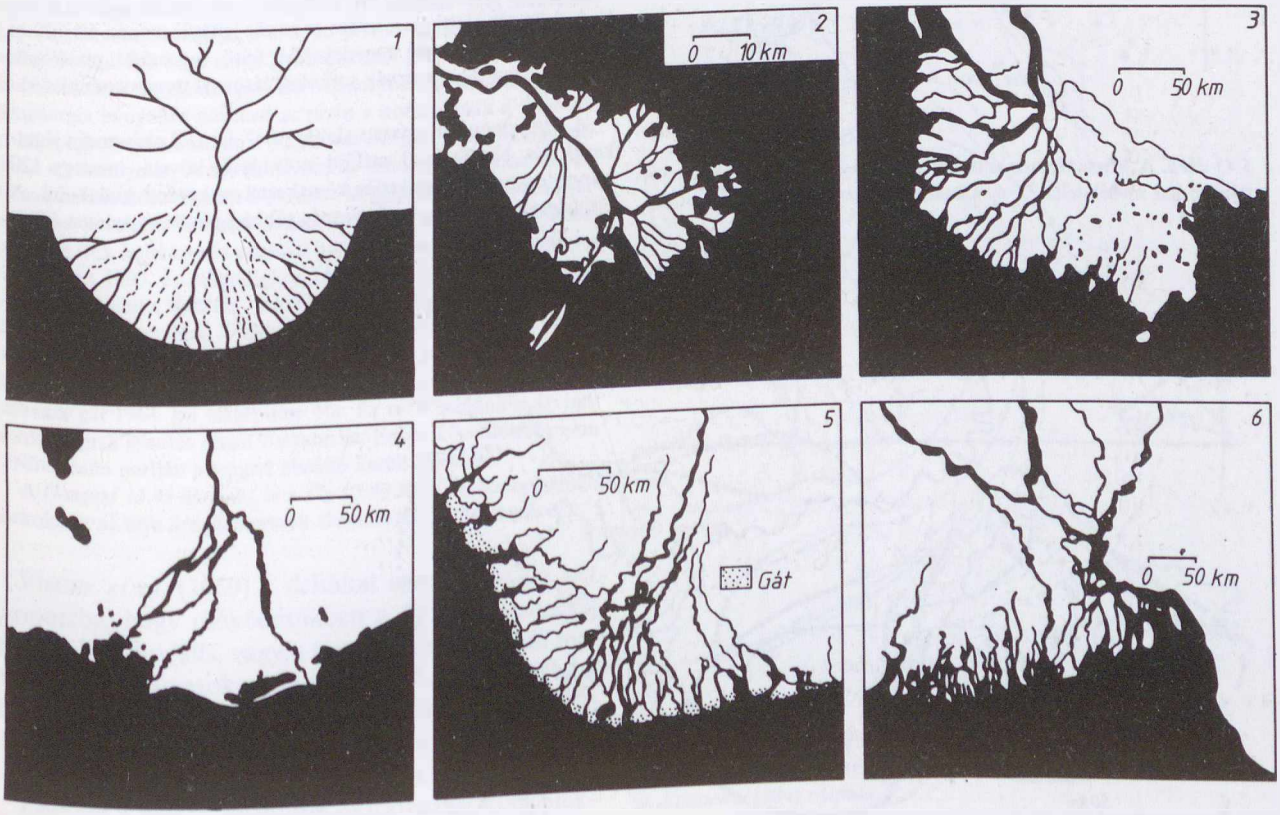
ként szereplő, kísérletileg is könnyen előállítható, a természetben azonban meglehetősen ritka típus tulajdonképpen egy mély, de kis energiájú állóvízbe rakódó alluviális hordalékkúpnak felel meg. A deltacsúcstól az állóvíz belseje felé nyomuló, csaknem teljesen horizontális fedőrétegekből (topset) álló, 5—10‰-es lejtésű, víz feletti részeiket csak néhány km sugarú, félkör alakú partvonal határolja *(5.43 ábra, 1)*. A víz feletti részek finom üledékei a folyóágak közti árterek lerakódásait, laposan dőlő kavics- és homoklencsei pedig a deltaágak mederkitöltéseit s az azokat kísérő gátak rézsűit képviselik. A víz alatti rész folyásirányban 10—20°-kal dőlő (foreset) kavicsos homokrétegeit a lebegő hordalék miatt sűrű, gyors árvizek által a deltahomlok meredek szélére sodort törmelék lavinázódása hozza létre. A több m magasságú lejtő alján a ferderétegek belesimulnak a talpi (bottomset) üledékek fokozatosan finomodó (finomhomokos–kőzetlisztes–agyagos), csaknem vízszintes anyagába *(5.44 ábra)*. A deltatest a talpi rétegekre települve nyomul előre. Efféle delták azonban csak olyan tavakban és gyönge árapályú tengerőblökben képződnek, ahol a hullámverés energiája is csekély.

(2) A *madárláb-delták (5.41 ábra; 5.43 ábra, 2)* fejlődése a self külső széléig nyúló, a madárláb ujjaihoz hasonlóan elágazó főmedrek mentén indul meg, amelyek viszonylag gyorsan mélyülő, de kicsiny energiájú állóvízbe szállítják finom hordalékukat. Az ilyen delták nemcsak a főágak irányában növekednek gyorsan, hanem a főágakból később kiágazó mellékdelták révén oldalirányban is szélesednek. A fő- és mellékdelták idővel félszigetszerű alakulatokká olvadnak össze. A Mississippi jelenleg épülő Balize-deltája Coleman—Gagliano (1964) szerint legalább hat ilyen „szubdeltá"-ból



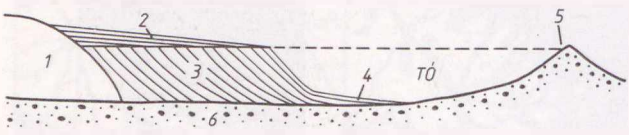
5.42 ábra. A delta fejlődésének a reá ható erőktől való függése Galloway (1975) szerint

1. Mississippi
2. Pó
3. Duna
4. Ebro
5. Nílus
6. Rhône
7. São Francisco
8. Szenegál
9. Burdekin
10. Niger
11. Orinoco
12. Mekong
13. Copper
14. Gangesz—Brahmaputra
15. Pápua-öböl (Fly).



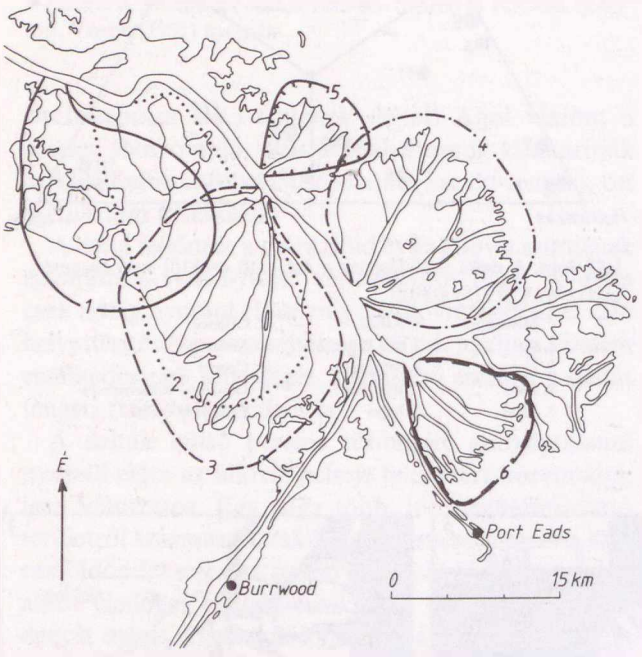
5.43 ábra. A Bernard (1965)-féle deltatípusok

1. Gilbert-típusú delta (Baja California)
2. Madárláb-delta (Mississippi)
3. Karéjos (lobate) delta (Lena)
4. Csúcsos (cuspate) delta (Nílus)
5. Íves (arcuate) delta (Niger)
6. Tölcséres (estuarine) delta (Gangesz).



5.44 ábra. Egy jégár végi tó GILBERT-tipusú deltájának metszete. — Vázlat KOTEFF (1974) nyomán

1. A jégár vége. — *2.* A delta fedőrétegei. — *3.* A deltatest ferderétegei. — *4.* A deltatest aljának tavi rétegekbe belesimuló talpa. — *5.* A tó bukógátja. — *6.* Moréna (till).



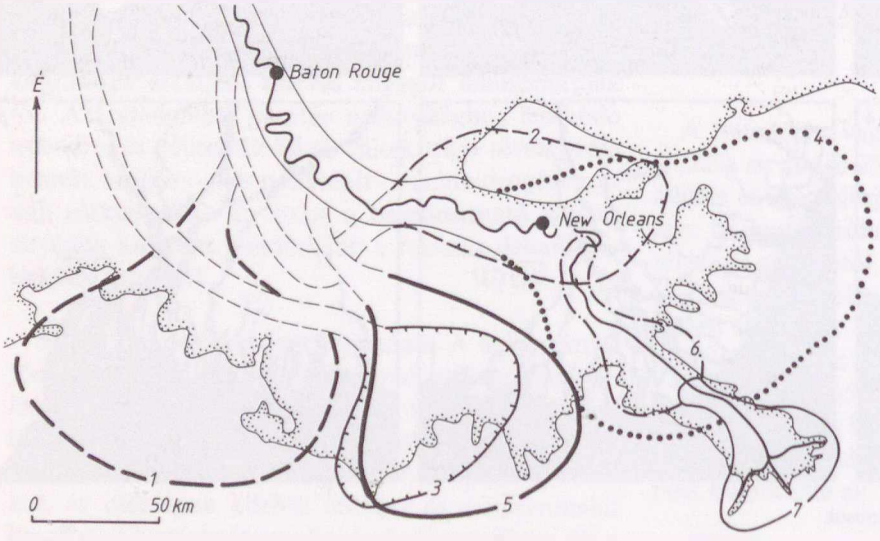
5.45 ábra. A Mississippi mai deltájának főágai közötti öblöket feltöltő hat mellékdelta *(1–6)* COLEMAN—GAGLIANO (1964) szerint

áll *(5.45 ábra)*. A legidősebb ALLEN (1978) szerint még az i. sz. 1500. év előtt alakult ki; a négy fiatalabb képződése pedig 1839, 1860, 1874 és 1891 óta tart. A Mississippi kereken 150 × 300 km-es holocén deltasíkját azonban a jelenleg működő Balize-deltán kívül még további hat — ma már inaktív — deltaág építette föl *(5.46 ábra)*, amelyek egy még terjedelmesebb víz alatti talapzatra települnek. A folyó ma kereken 600 km³/évnyi vízhozamával 100×10^6 t oldott és 500×10^6 t szilárd anyag érkezik a tengerbe; ennek 15%-a homok, 35%-a kőzetliszt, 50%-a agyag.

A *Balize-delta* négy, aránylag rövid és egyenes, egymástól parti gátakkal elkülönített ága torkolati zátonyokban végződik. Ezeknek a deltaágak alatti, 90 m vastagságot és 7 km szélességet is elérő, ujjszerű zátonyoknak a központi testeit az ágak közötti sekély öblök finomabb (kőzetlisztes–agyagos) lerakódásai szegélyezik. A 6 m-nél sekélyebb vízben képződő, de ugyancsak madárláb jellegű mellékdelták 3—12 m vastagságú, de nagy kiterjedésű torkolati zátonyait a főmedrek oldalsáncainak átszakadásakor gyorsan előnyomuló medrek rakják le.

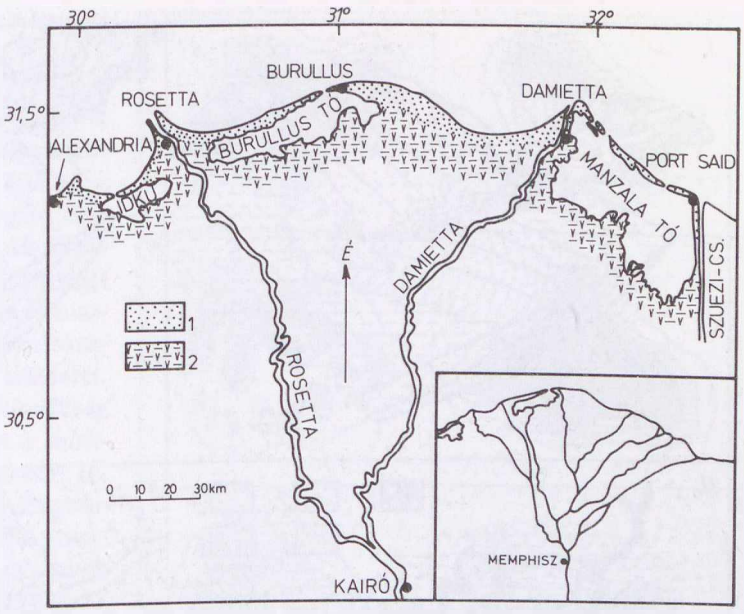
(3—6) A *többi alaktípust* a folyóhordalék mennyiségének vagy szemcsenagyságának csökkenése mellett a hullámverés, a part menti áramlások és az árapályáramok fokozódó erősödése hozza létre. A csaknem szimmetrikusan karéjos Niger-deltát *(5.43 ábra, 5)* pl. kicsiny és túlnyomóan homokos üledékhozam, mérsékelt árapály, valamint erős hullámverés okozta, viszonylag erős partmenti áramlások alakították ki. A szemcsenagyság részint a Guineai-öböl, részint a deltaszárnyak irányában csökken. A deltát szegélyező hosszú parti gátakat csak az árapálycsatornák törik át. A parti gátak mögötti széles árapálysíkságot sűrű mederhálózattal átjárt mangrove-erdő fedi (l. *5.52 ábra*). Ezt, a szárazföld irányában, meanderező folyóágakkal tarkított, erdőborította deltasíkság követi. A delta víz alatti része széles és enyhe lejtésű; csupán 10—20 m mélységben válik kissé meredekebbé; felső, laposabb „plató"-ján viszont az árapálycsatornák torkolati zátonyai domborodnak (ALLEN 1978).

A *Nílus-delta* mai csúcsos alakja *(5.47 ábra)* a pleisztocén jégtakarók kb. 15000 évvel ezelőtti leolvadását követő, mintegy 120 m-nyi tengerszint-emelkedés következtében kezdett kialakulni. A pleisztocénvégi Nílus-ágak ui. még többé-kevésbé egyenesen észak



5.46 ábra. A Mississippi deltasíkságának holocén deltakaréjai COLEMAN (1976) nyomán

1 = A legidősebb, *7* = a legfiatalabb deltalebeny.



5.47 ábra. A Nílus-delta mai és az i. e. 5. sz.-tól az i. sz. 2. sz.-ig fennállott képe, EL FISHAWI (1984) nyomán

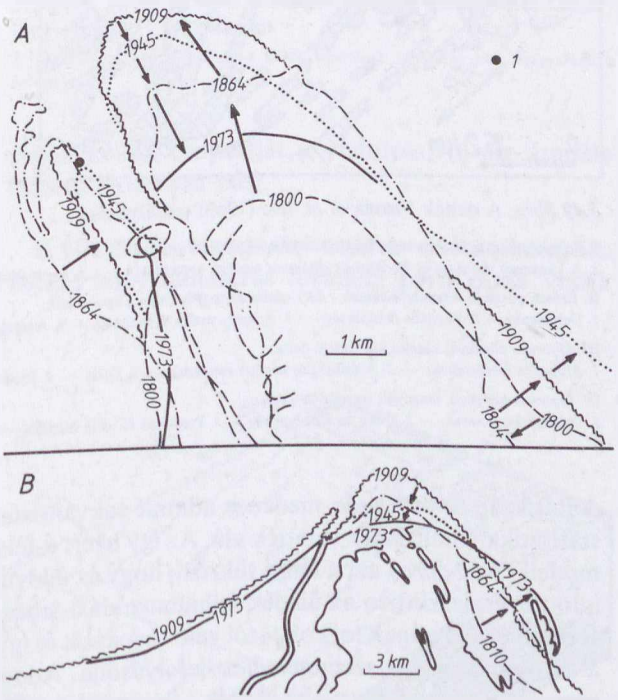
1. Parti homok. — *2.* Tavi és mocsári üledékek.

felé vitték hordalékukat. A finomabb szemcsék a tenger felé szóródtak szét, a homokot viszont a part menti áramlások a part hosszában osztották el (EMERY 1968). Az így keletkezett földnyelvek mögött azonban tavak fűződtek le, s a deltasíkságon kanyargó folyóágak többsége lassanként elvesztette a tengerrel való közvetlen kapcsolatát. A deltának az i. e. 5. sz. és az i. sz. 2. sz. között még működő, legalább 7 ága azóta 2-re csökkent *(5.47 ábra)*. Az árvizek levezetésének a két szélső ágra való összpontosulása a vízhozam/hullámenergia hányados növekedése révén a hordaléknak a folyótorkolat meghosszabbításában a tenger felé kicsúcsosodó fölhalmozódását eredményezte. A két deltafront ily módon 1964. előtt kb. évi 15 m-t haladt előre. Emiatt a *Burullus-tó* gátja irányába a korábbinál jóval kevesebb hordalék sodródott. Ezért a fölhalmozódással szemben itt a hullámverés pusztító hatása kezdett érvényesülni, s a tó gátja az 1800. évi állapotához képest sok helyütt jóval keskenyebb lett. Mind a Rosetta-, mind a Damietta-ág jobb parti lerakódásainak előnyomulása 1909-ben érte el csúcspontját *(5.48 ábra)*. Azóta a deltacsúcsok — különösen a Rosetta jobb oldalán — dél felé visszahúzódtak. Visszahúzódásuk különösen nagy mértékű az asszuáni gát 1964. évi megépítése óta. Ez ui. a szezonális árvizek hordalékának jelentős részét visszatartja. Ennek következtében ma a Nílus-delta partján a tengeri abrázió került fölénybe.

A *Gangesz (5.43 ábra, 6)* és a Fly *(5.49 ábra, II)* deltaágainak torkolatait az erős árapályáramok szélesítették tölcsérszerűvé.

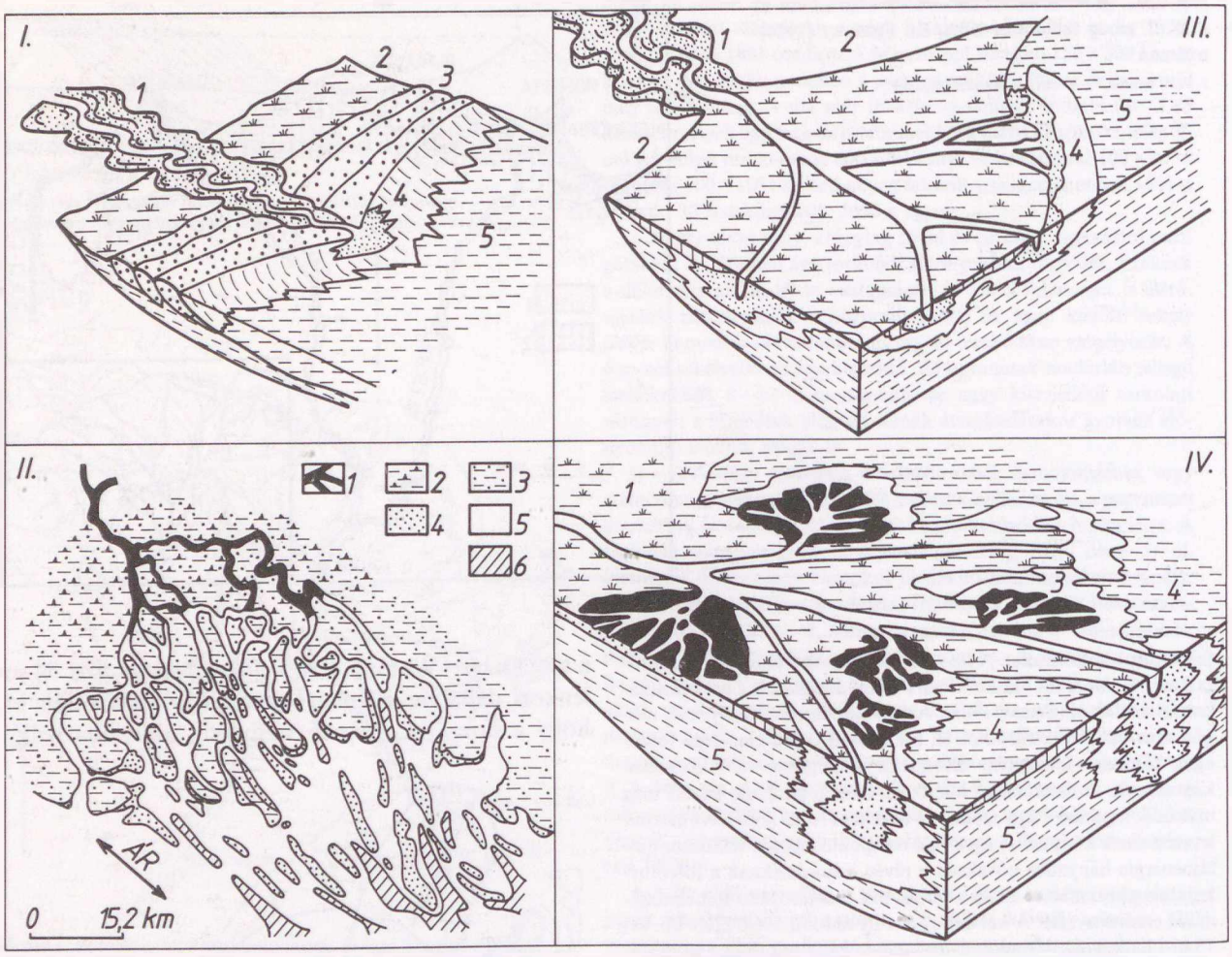
FISHER *et al.* (1969) a deltákat aszerint osztja két csoportba, hogy működésükben a gyors növekedést előmozdító fluviális, vagy a pusztulásukra vezető medencebeli folyamatok uralkodnak-e. Az első típusba a karéjosan, ill. hosszirányban növekvő (madárláb-) delták, a másodikba pedig a hullámverés, ill. az árapály hatására pusztulók tartoznának *(5.49 ábra)*.

Ezekkel a tisztán kvalitatív osztályozási kísérletekkel szemben kvantitatív irányú jelentős lépésnek tűnik a COLEMAN—WRIGHT (1975)-féle felosztás. Ezt 34 jelenkori delta figyelembevételével úgy alakították ki, hogy a hozzájuk tartozó vízgyűjtő, alluviális völgy,



5.48 ábra. A Nílus Rosetta- *(A)* és Damietta-ágának *(B)* torkolatánál kialakult földnyelvek partvonalának ingadozásai. — Vázlat EL FISHAWI (1984) nyomán

1. Világítótorony.



5.49 ábra. A delták FISHER *et al.*-féle (1969) osztályozása

I. Erősen pusztuló, hullámverés uralta delta homokos parti gátakkal:
1. A kanyargó vízfolyás és üledékei az elhagyott medrek nyomaival. — *2.* A parti gátak mögötti mocsarak. — *3.* A hullámverte part homokgátjai. — *4.* Delta. — *5.* Sekélytenger.

II. Erősen pusztuló, árapályhullámok *(ÁR)* uralta delta (Fly-folyó, Pápua-öböl):
1. Deltaágak. — *2.* Fluviális deltasíkság. — *3.* Árapály uralta deltasíkság. — *4.* Árapály-építette gátak. — *5.* Tenger. — *6.* Árapálycsatornák.

III. Gyorsan növekvő, karéjos körvonalú delta:
1. Alluviális folyószakasz. — *2.* A deltaágak közötti mocsarak. — *3.* Delta. — *4.* Prodelta. — *5.* Tenger.

IV. Gyorsan növekvő, megnyúlt (madárláb-) delta:
1. Deltaközi mocsarak. — *2.* Delta és deltahomok. — *3.* Prodelták és azok üledékei. — *4.* Deltaközi sekély öblök. — *5.* Mélyebb tengervíz.

deltasíkság és befogadó medence adatait sokváltozós statisztikai analízisnek vetették alá. Az így nyert 6-féle modell *(5.50 ábra)* azt a tényt tükrözi, hogy az állóvíz adott energiaszintjén az üledék felhalmozódási sebességét, ill. a deltaágak torkolatától való távozását és így a delta alakját is a szemcseméret befolyásolja. Adott energiaszinten ui. a durvább üledék a finomnál lassabban és kisebb mennyiségben oszlik el az állóvízben, s ezért vagy az egykori medrek, vagy a homokzátonyok és parti gátak helyét jelzi. E deltatípusokat a következők jellemzik:

(1) A hullámzás, az árapály és a partmenti áramlás egyaránt gyönge; a medence partja enyhe lejtésű, az üledék pedig finom szemcséjű. Ujjszerűen elágazó, a partvonalra merőleges, homokos mederkitöltések fejlődnek ki. (Pl.: a Mississippi Balize-deltája.)

(2) Gyönge hullámzás, erős árapály, rendesen gyönge partmenti áramlás, keskeny befogadó medence. Az ujjszerűen elágazó medrek homokkitöltései a parttól távolodva árapályáramok lerakta, hosszúkás homokgerincekben folytatódnak. (Pl.: az Indus, a Colorado, Gangesz–Brahmaputra deltája.)

(3) Közepes hullámzás, erős árapály, gyönge partmenti áramlás, sekély, de állandó medence. A partvonalra merőleges mederkitöltő homoktesteket oldalirányban parti homokzátonyok kötik össze. (Pl.: az Irrawaddy és a Mekong deltája.)

(4) Közepes hullámzás, enyhe lejtésű part, kis üledékhozam. A mederkitöltő homokok és a torkolati zátonyok egymással összeolvadó tömegének előterében nyíltvízi sánczátony-ív helyezkedik el. (Pl.: Brazos-delta, USA.)

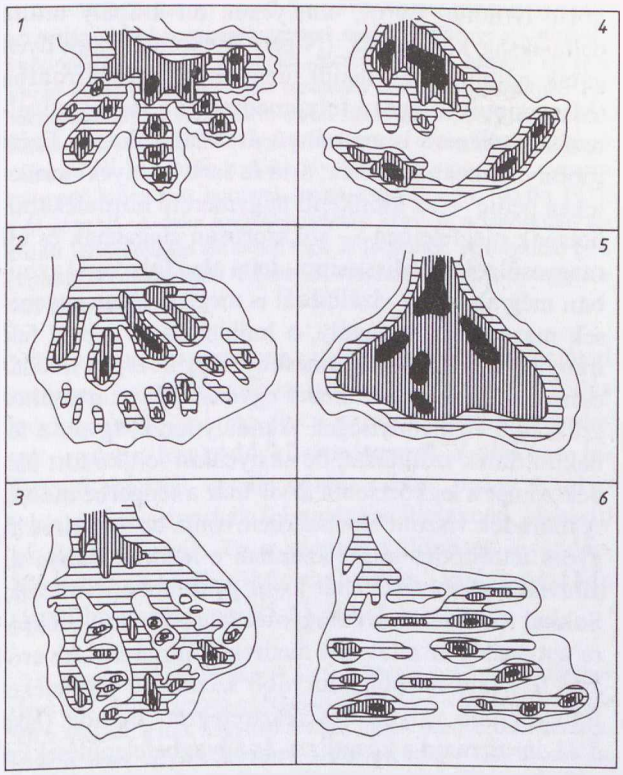
(5) Állandó és erős hullámzás, gyönge partmenti áramlás, meredek parti lejtő. Lepelszerű, oldalirányban folytatódó parti zátonyhomokok áramlásiránnyal szembe dőlő mederhomokokkal. (Pl.: São Francisco deltája.)

(6) Erős hullámverés, erős partmenti áramlás, meredek parti

lejtő. Sok, a partvonallal párhuzamos parti homokzátony; lenyesett mederhomok. (Pl.: a Szenegál deltája.)

A FISHER-féle felosztásnak az a gyöngéje, hogy a delták kétségkívül nagy háromdimenziós változatosságát egyszerűsített függőleges szelvényekből kiindulva igyekszik megragadni. Csak a lényeget tükröző modelljei azonban a természetes deltafáciesek tényleges eloszlásáról nem sokat mondanak. Ezt a nehézséget ELLIOTT (1978) a GALLOWAY (1975)-féle hármas felosztásnak (lásd *5.42 ábra*) a deltasíkságra és a deltafrontra való elkülönített alkalmazásával kívánja áthidalni. Az elkülönítést az teszi szükségessé, hogy *a deltasíkság működésrendszere gyakran erősen különbözik a deltafrontétól.* A Rhône-delta hullámverte homlokán pl. parti gátak képződnek, s az ezek védelmezte deltasíkság egészét fluviális folyamatok alakítják. Ezzel szemben még a mérsékelt árapályú területeken is, a folyóvíz hatása csak a deltasíkság felső részére szorítkozik, a deltasíkság alja az árapály, a deltahomlok pedig az árapály és/vagy a hullámzás uralma alatt áll. A delta típusát tehát a deltahomlok rendszere határozza meg.

Igen hasonló ehhez ALLEN (1978) véleménye is. Ő a BERNARD-féle „átlagos" (=csúcsos–íves) deltát a következő három „környezet"-ből állónak tekinti *(5.51 ábra)*: (a) a felszíni delta proximális részének ártéri síkja; (b) a felszíni delta disztális sánczátonya; (c) a vízalatti delta.

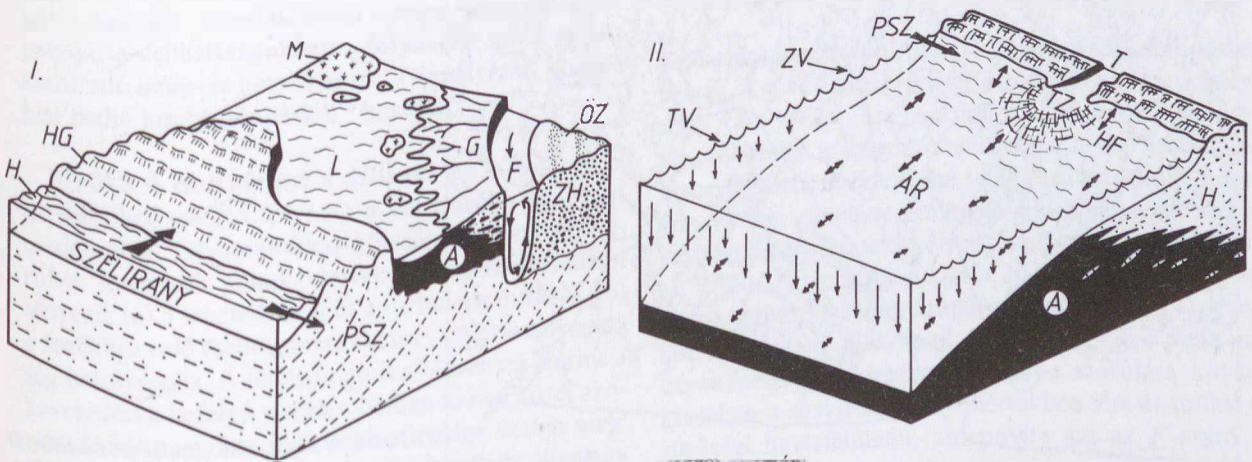


5.50 ábra. A delták homokvastagság szerinti osztályozása COLEMAN—WRIGHT (1975) szerint

A homokvastagság növekedését a foltok tónusának sötétedése jelzi. Magyarázat a szövegben.

5.1012 A jelenkori deltasíkságok üledékeinek megoszlása. A delták túlnyomó többségének anyagát a deltasíkságokon $\geq 60°$-os szögben elágazó folyóágak szolgáltatják; az egyetlen medrű delták *(5.49 ábra; I)* a ritkaságok közé tartoznak. A deltasíkságok két fő csoportját a vízfolyás, ill. az árapály uralma határozza meg.

5.10121 A vízfolyás uralta deltasíkságok. Ezeket vagy hullámzás formálta parti gátak veszik



5.51 ábra. Egy íves–csúcsos delta részkörnyezeteinek áttekintése ALLEN (1978) nyomán:

I. Egy kanyargó deltaág *(F)* övzátonyai *(ÖZ)* és part menti természetes gátja *(G)* a hozzá csatlakozó lagúnával *(L)* és tőzeges mocsarakkal *(M)*, tengerparti homokgátakkal *(HG)*, — Eróziós felszínre települt finomszemű lagúnaüledék *(A)* és zátonyhomok *(ZH)*. — *PSZ* = A part menti üledékszállítás iránya. — *H* = Hullámzás.

II. A tengerparti homokgátakat áttörő folyóág torkolata *(T)*, torkolati zátonnyal *(TZ)*, hullámfodrokkal *(HF)*. — *PSZ* = A part menti üledékszállítás iránya. — *ZV* = Zavaros víz. — *TV* = Tiszta víz „planktonesö"-vel (nyilak). — *ÁR* = Árapály és hullámzás keltette áramlások. — *A* = Parttávoli aleurit és agyag. — *H* = A tengerparti gátak homokja.

körül (Rhône, Ebro), amelyeken túl árapály uralta deltasíkság következik (Niger, Mekong), vagy ilyen gátak nélkül, közvetlenül mennek át a deltafrontba (Mississippi). Elágazó folyómedreiket a vízhozamváltozások ellenére is egyirányú áramlás jellemzi. Ezért többnyire meandereznek; arid és sark környéki területeken pedig — az időnkénti nagyméretű hordalékszállításnak megfelelően — sokszorosan elágaznak és újraegyesülnek. A Mississippi-delta alsó folyóágai azonban még alacsony vízállásnál is meglehetősen egyenesek maradnak. A dagály, a hullámzás és a part felé irányuló szelek ui. még alacsony vagy közepes vízállás esetén is biztosítják a meder egyensúlyban tartásához szükséges vízmennyiséget. Akadályozzák ugyan a fenékhordalék szállítását, de az ilyenkor lerakódott üledék zömét a legközelebbi árvíz már a tengerbe mossa. A maradék viszont lepelszerűen vonja be a medret. A gyors feltöltődés miatt azonban e medrek iránya az alluviális vízfolyásokénál jóval gyakrabban változik. Sokkal több tehát az elhagyott meder. Ezek üledéksora lényegileg az alluviális medrekét mintázza. Az eróziós felszínre települt, durvább szemcséjű törmeléket fölfelé előbb vályúsan keresztrétegzett homok (lásd *5.33 ábra*), majd a kőzetliszt- és agyagbetelepülésekkel váltakozó, fodorlemezes finom homok, végül ásás- és gyökérnyomokkal átszőtt aleurit és agyag követi, sok levél-, szár- és puhatestű héjmaradvánnyal. Ezután egy újabb avulzió következtében ez a homokos mederkitöltéstől a finom szemcséjű ártéri lerakódás felé haladó üledékciklus egymás fölött többször is ismétlődhet. Az általános fölfelé finomodást azonban rendszerint csak a mederágak végén zavarja meg az irányváltoztatás esetén a tenger felől beáramló homok lerakódása. Ilyenkor a ciklus tengeri állattársaságot tartalmazó, jól osztályozott, síklemezes homokkal zárul. A homoktestek szélesség/vastagság aránya az alluviális folyószakaszok megfelelő képződményeinek csak csekély töredéke.

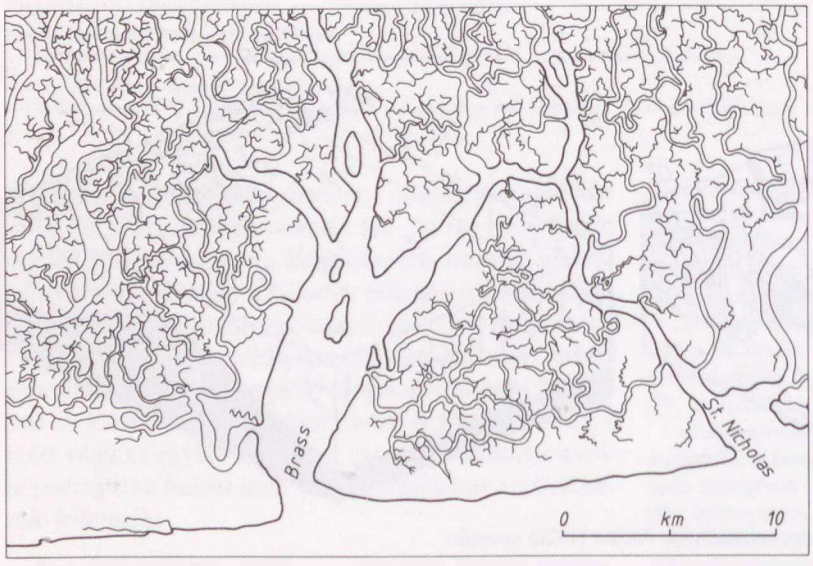
A folyóágak közeit általában lefolyástalan, sekély tavak és mocsarak borítják. A Mississippi-delta nyitott öbleibe azonban a tenger hullámzása is behatol. E területek víz- és üledékutánpótlását elsősorban mégis az árvizek biztosítják. Ezekből származik a folyóparti gátaknak, az utóbbiakat áttörő csatornák kitöltésének és hordalékkúpocskáinak anyaga. Föltöltődésük közben vagy növényzet települ meg rajtuk, vagy gipsz és kősó válik ki bennük, vagy mészkéreg rakódik rájuk.

A parti gáton túlcsorduló vizek a meder közelében némileg durvább, párhuzamosan lemezes vagy áramlási fodrokkal tarkított, attól távolodva finom szemű, lemezes, bár gyakran bioturbált üledéket raknak le.

A nagyobb méretű áttörési csatornák átszelik ugyan a medret kísérő gátat, de üledékeik java része lapos kúp alakjában szélesíti azt. A kúp vízvezető medreinek helyét kőzetlisztes–agyagos üledékbe ágyazott számos finomszemcsés homoklencse jelzi. De ha a gátszakadás sűrű zagyot ragad magával, abból néhány cm-től 1—2 m vastagságig terjedő, eróziós talpú homoklebeny is kifejlődhet.

A folyóágak közötti fácieseloszlás az aktív medrektől való távolság függvénye. A mederközeli fáciesben a gátak és a gátszakadási kúpok üledékei, a közbülső és a disztális területeken pedig a finom szemű, öbölfenéki üledékek, valamint a gátszakadási medrek és a torkolati zátonyok üledékei dominálnak.

A hullámzás a folyóágak torkolatának üledékeit az ágak közötti öblökbe visszanyúló, nagyobb méretű halmokká seperheti össze. Ez olyan kisebb-nagyobb, fölfelé durvuló rétegsorok keletkezését idézheti elő, amelyek síklemezes vagy hullámfodros, jól osztályozott homokokban végződnek.



5.52 ábra. A Niger-delta parti gátjai mögötti, árapálycsatornákkal hálózott mangrove-mocsár. ALLEN (1965a) nyomán

5.10122 Az árapály uralta deltasíkságok dagályáramai felhatolnak a folyóágakba, s a partfalon átbukva elárasztják az ágak közötti területet. Vizük csak apály idején húzódik vissza. Az ilyen folyóágak eléggé egyenesek, tölcsér alakúak, szélesség/mélység hányadosuk nagy. Álló árapályhullámok esetén a partfalak exponenciálisan, előrehaladó árapályhullámok esetén pedig lineárisan konvergálnak (WRIGHT *et al.* 1973). A *Niger*-delta partvonalát 20-nál több, 9—15 m mélységű dagálycsatorna keresztezi. Ezek fenekét, áramlási dűnéken kívül, a mellékágak torkolatánál homokgátak és iszapsíkok tömegéből álló *belső delták* fedik. A *Mekong*-delta néhány száz m széles középzátonyai több m hosszúak, 10—20 m magasak; szerkezetük a folyórendszer szolgáltatta üledéknek a dagályáram hatása alatti leülepedését tükrözi.

A Niger-delta *(5.52 ábra)* torkolati rétegsorai sekélytengeri faunát tartalmazó, durva, formáción belüli törmelékkel kezdődnek. Az ennek egyenetlen felszínére települő homoknak dm nagyságrendű vályús keresztrétegzésből cm nagyságrendű keresztlemezességbe átmenő szerkezete van. Fölfelé nemcsak finomodik, hanem agyagtartalma is növekszik, és ásásnyomokban is gazdagabb lesz. A szelvény felső részének kifejlődése azonban a meder helyzetétől függően változik. A deltasíkságra eső ágak rétegsora a mangrove-mocsár szerves anyagban dús, gyökérnyomos agyagjával végződik. A tengerpart közelébe eső szelvények viszont síklemezes parti zátonyhomokkal zárulnak (OOMKENS 1974).

A folyóágak közti területet nedves éghajlaton lagúnák, ide-oda kanyargó, kicsiny árapálycsatornák és árapálysíkok foglalják el *(5.52 ábra)*. Az árapálypatakok övzátonyain homok rakódik le, annak felszínén pedig mangrove települ meg (ALLEN 1965a). Az egész deltasíkság kisméretű, eróziós talpú rétegsorok lepelszerű összletéből áll, amely fölfelé az övzátonyhomokból a mangrove-mocsári fáciesbe megy át, s ezt helyenként a mederkitöltéseket képviselő „agyagdugók" tarkítják. Ezzel szemben a száraz éghajlatú, dagály-járta deltasíkságoknak a folyóágak közti részeit kiszáradó iszap- és homoksíkok, a dagályszint közelében pedig kisebb „sópárlók" borítják.

5.1013 A deltafront a deltának az a része, ahol az üledéket szállító folyóvíz a medencébe lép, és a medencebeli folyamatokkal kölcsönhatásban szétterülve, keveredik annak vizével. Szétterülését három tényező: (a) a tehetetlenség és a turbulens diffúzió, (b) a fenékhez való turbulens súrlódás és (c) az úszóképesség befolyásolja. A hidrodinamika törvényei szerint a keveredést a befolyó víznek a befogadóéval közel azonos, annál nagyobb, ill. kisebb sűrűsége szabja meg. Eszerint a vízfolyás *homopiknális*, *hiperpiknális* vagy *hipopiknális* (BATES 1953; *5.53 ábra*).

A >3000 *Re*-számú *homopiknális vízfolyások* torkolatát vizük tehetetlenségének a nehézségi erővel szembeni fölénye s a sűrűségi FROUDE-szám (F') $>16{,}1$ értéke jellemzi. Ezért a befolyó víz és a lebegő hordalék diszperzióját turbulens örvények biztosítják. Fenékhordalékuk azonban sarló alakú zátonyok képében már a torkolat közelében lerakódik. Így itt hamarosan olyan GILBERT-típusú delta alakul ki, amely a kissé távolabb, de ugyancsak gyorsan leülepedő lebegtetett hordalék-leplen nyomul előre (BATES 1953; *5.53 ábra*, **1**). A delta továbbépülésekor közte és a betorkolló víz között természetesen súrlódási erők is föllépnek. A folyamat és a képződő üledékformák részleteiről AXELSSON (1967) nyomán az *5.54 ábra* tájékoztat.

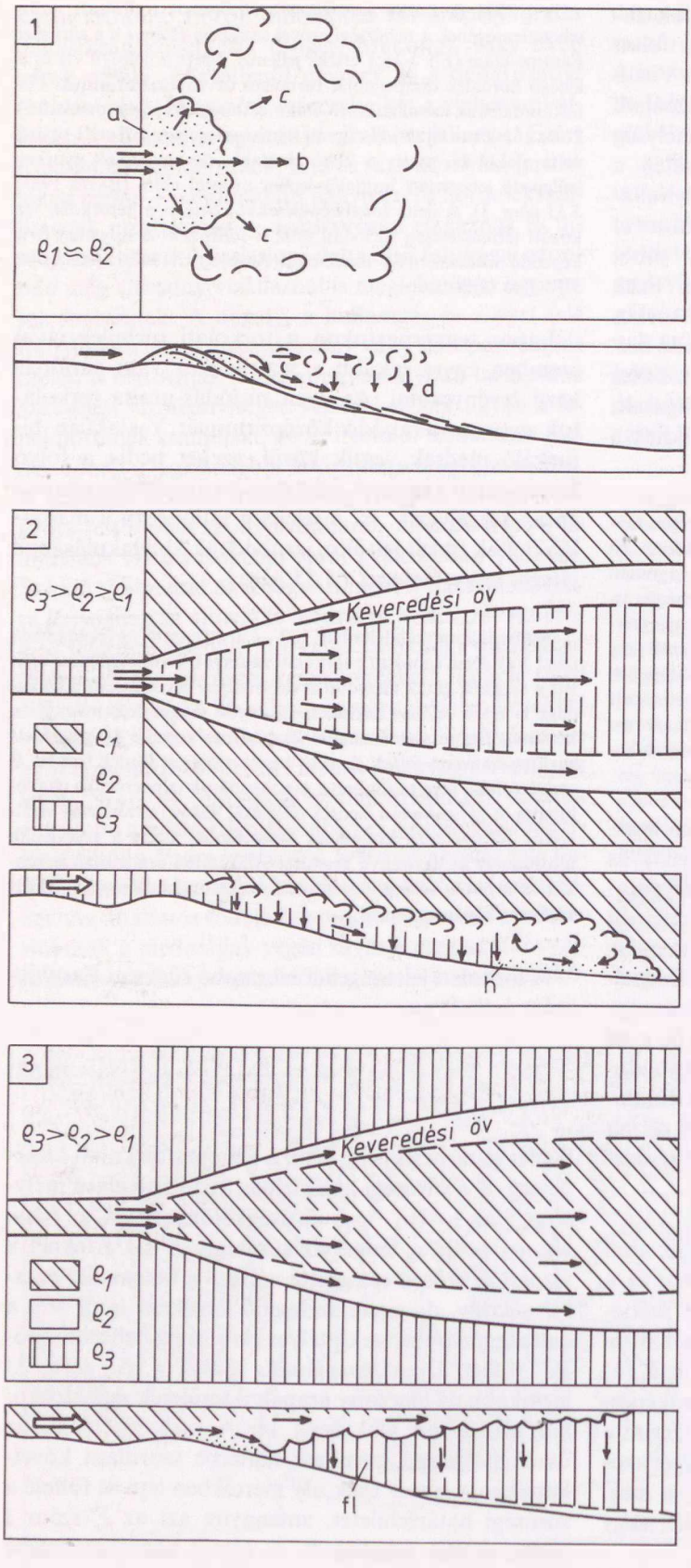
Lapos tengerpartokon a torkolati turbulenciával szemben egyre inkább a vízfenékhez való súrlódás kezd érvényesülni. Az ilyen súrlódás-uralta torkolatok gyorsan lerakódó középzátonyát Y-alakúan bifurkáló medrek veszik körül, ezeket pedig a folyó felszíni parti gátjainak folytatásába illeszkedő, vízalatti gátak szegélyezik. Ez a jelenség különösen a madárláb-delták öbleit feltöltő „szubdelták" kialakulásában játszik nagy szerepet *(5.55 ábra)*.

A Mississippi szubdeltáinak 100—150 évig tartó növekedésében (lásd *5.45 ábra*) azonban e torkolati zátonyok továbbfejlődése mellett a vízalatti gátak nagyobb árvizek idején bekövetkező átszakadása is részt vesz. A torkolati zátonyok tenger felé nyomulása közben a finom szemű tengeri üledéket az áramlás és hullámzás együttes hatására *fölfelé durvuló*, keresztrétegzett üledék fedi be. E szelvény felső részét azonban a gátszakadások talpi eróziója eltávolíthatja. A gátszakadási medrek töltelékét viszont az alacsony vízálláskor bekövetkező kiszáradás befolyásolja. Ezért a szubdelták üledéksorát az egyirányú áramlási szerkezettel rendelkező homokok és a finom szemű üledékleplek mellett számos eróziós felület közbeiktatódása jellemzi.

A torkolati jelenségeket megszabó sűrűségi FROUDE-szám értékét az

$$F' = \frac{\bar{u}}{\sqrt{gh'\gamma}} \qquad (5.58)$$

képlet határozza meg. Itt $\bar{u}$ a közepes torkolati vízsebesség, h' a sűrűségi határfelület vízfelszín alatti mélysége, γ az $1-(\rho_1-\rho_2)$ sűrűségkülönbség, ρ_1 az édesvíz, ρ_2 pedig a tengervíz sűrűsége. $F' \leq 1$ értéknél a vízoszlop erősen rétegzetté válik, s a betorkolló édesvíz vékony, de egyre szélesedő lepelként terül szét a deltaág medrében tekintélyes távolságig behatoló „sóék" fölött. Ilyen *hipopiknális sóékek (5.53 ábra,* **3***)* leginkább az alacsony árapályú területek mély torkolati medreiben alakulnak ki. A turbulenciának az úszóképességgel szembeni háttérbe szorulása következtében a sósvíz csak oly mértékben lépi át fölfelé a sűrűségi határfelületet, amennyire azt az F'-szám *1* fölötti értéke megengedi. A sósvíz hozzákeveredése

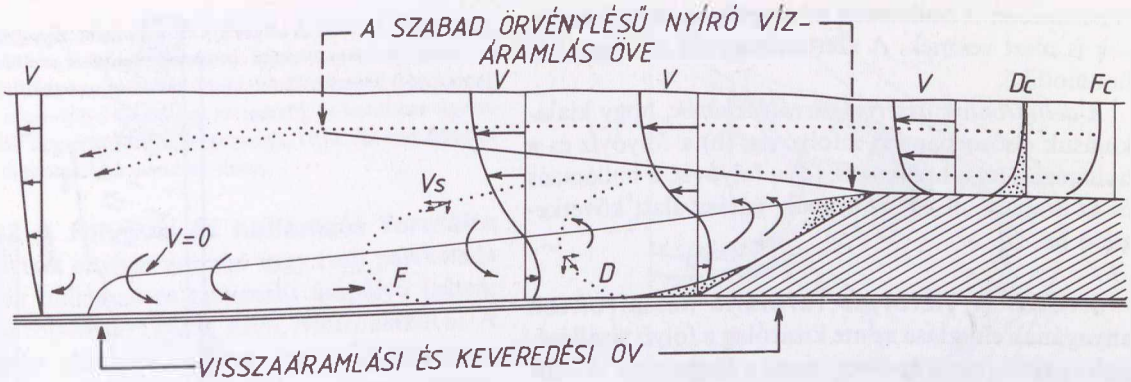


5.53 ábra. Az üledékszállító vízfolyás és a befogadó medence víztömegének sűrűségkülönbség okozta kölcsönhatása BATES (1953) szerint, felülnézetben és tengelyirányú metszetben

1. Homopiknális áramlás: *a:* A fenékhordalék gyors lerakódása karéjosan növekvő torkolati zátonyban. — *b:* Tökéletes keveredés. — *c:* Tengelyirányú kiáramlás. — *d:* A lebegtetett hordalék gyors lerakódása.

2. Hiperpiknális áramlás: *h:* A fenékhordalék lerakódása.

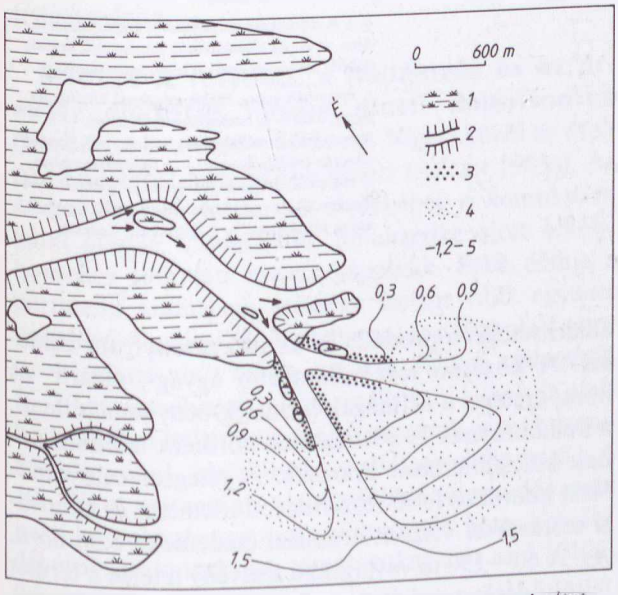
3. Hipopiknális áramlás: *fl:* A lebegtetett hordalék pelyhes kicsapódása (flokkulációja).



5.54 ábra. A homopiknális GILBERT-delta képződésekor fellépő vízmozgás és rétegzettség AXELSSON (1967) nyomán

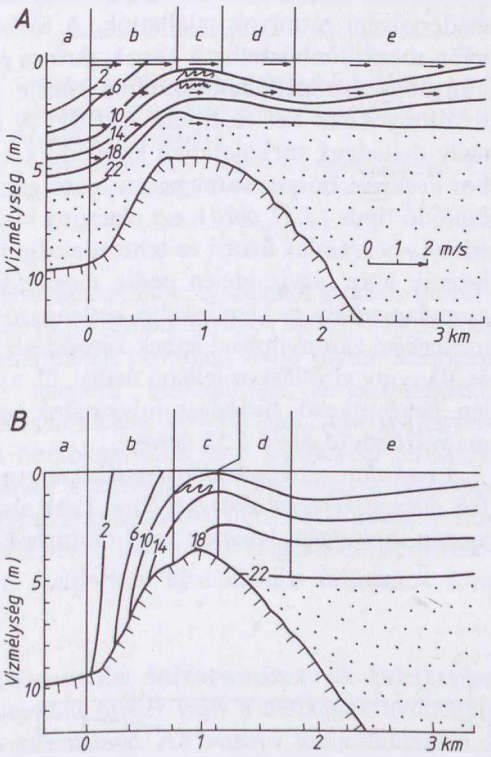
Fc: A finom, *Dc:* a durva üledék koncentrációja. — *V:* A vízsebesség görbéje. — *Vs:* A szállított üledék sebessége. — *D:* Durva üledék. — *F:* Finom üledék. A pontozott vonal a leülepedő szemcsék idealizált pályája.

természetesen nemcsak a folyóvíz kiáramlási sebességét, hanem annak sűrűségét és úszóképességét is csökkenti. A mederfenékhez való súrlódásnak azonban nincs jelentősége. Az édes- és a sósvíz keveredését, a gyors sebességcsökkenést és a hordalék egyszerű torkolati zátony alakjában való lerakódását a kétféle víz érintkezési felületén támadt belső hullámok okozzák. Az árvizek a sóéket a deltaágból a zátonygerincig űzik ki, s az édes- és sósvíz itteni elkülönülési helyén a fenékhordalék *(5.56 ábra)*, a zátony tenger felőli oldalán pedig a finomabb hordalék rakódik le, amelynek



5.55 ábra. Egy kisebb torkolati zátonyt és vízfolyás menti gátat átszelő csatornák a Mississippi-deltán COLEMAN *et al.* (1964) szerint

1. Mocsár. — *2.* Folyóparti természetes gát. — *3.* Vízalatti gát. — *4.* Torkolati zátony. — *5.* Vízmélység (m).



5.56 ábra. A Mississippi-delta „South Pass" nevű ága torkolatik zátonyának hosszmetszete *A*) alacsony vízálláskor, *B*) árvíz idején, WRIGHT—COLEMAN (1973) nyomán

A számok a sótartalom ‰-eit, a vonalak a belső hullámokat, a pontozás a sóéket jelzi.

A: a = A vízfolyás medre. — *b* = Az édesvíz szétterülési helye. — *c* = A belső hullámok megtörésének és az erős vízkeveredésnek a helye. — *d* = Belső hidraulikus lépcső. — *e* = A víz további szétterülésének s a szél, a hullámzás és árapály okozta keveredésének a helye.

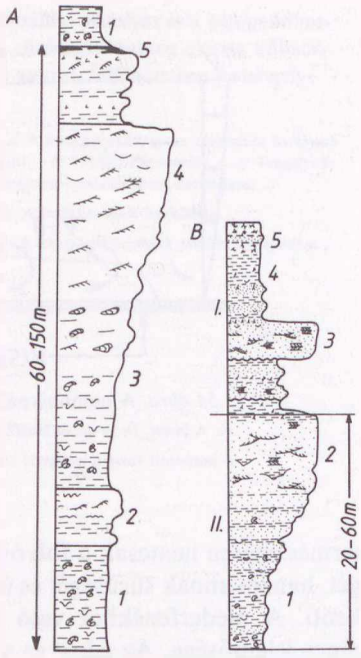
B: a = A vízfolyás medre. — *b* = Gyönge szétterülés, turbulens diffúzió, mérsékelt vízfenéki súrlódás. — *c* = A belső hullámok megtörési helye, erős turbulencia, hirtelen sebességcsökkenés. — *d* = Belső hidraulikus lépcső. — *e* = A további szétterülés s a szél, hullámzás és árapály okozta keveredés helye.

elosztásában a hullámzás és árapály okozta áramlások is részt vesznek. A szemcsenagyság a tenger felé finomodik.

A deltafrontok aszerint osztályozhatók, hogy kialakulásuk elsősorban (a) a folyóvíz, (b) a folyóvíz és a hullámzás, (c) a hullámzás, (d) a folyóvíz, a hullámzás és az árapály, ill. (e) az árapály hatása alatt következik-e be.

5.10131 A vízfolyás formálta deltafrontok anyagának eloszlása szinte kizárólag a folyó vízállásának és vize „úszóképesség"-ének a függvénye. A Mississippi 98%-ban agyagból és kőzetlisztből, 2%-ban finom homokból álló hordaléka sarló alakú, egymástól elszigetelt torkolati zátonyoknak a Mexikói-öböl felé előnyomuló sorozatát építi fel. Ezek zátony mögötti részén kisebb medrek, víz alatti sánczátonyok és mederközépi zátonyok találhatók. A torkolati zátonyon megkülönböztethető annak gerince és a tenger irányában a prodeltába belesimuló frontja. A torkolati zátonyoknak két fő típusa van: (1) A viszonylag mély deltaágak torkolatában kifejlődő s a mederfalhoz keskeny, hosszú és magas víz alatti gátakkal kapcsolódó típus *(5.57 ábra)*; ezt alacsony vízállásnál az édesvíz-beáramlás úszási és tehetetlenségi folyamatai hozzák létre, árvíz idején pedig megnyúlik. (2) Az aránylag sekély és kiszélesedve kettéágazó deltaágak mederközi zátonytípusa; ennek képződését a közepes és alacsony vízálláskor fellépő úszási, ill. az árvíz idején bekövetkező súrlódási folyamatok váltakozása magyarázza (*5.47* és *5.55 ábra*).

A torkolati zátonyok előnyomulása nagyméretű, fölfelé durvuló rétegsorokat hoz létre. Ezek alsó részének vastag, homogén, lemezes vagy bioturbált agyag- és aleuritrétegei a prodelta és az alsó zátonyfront üledékei. A középső rész vékonyabb agyag-, aleurit- és homokrétegei a deltaágak hordalék-benyomulásainak, a hullámzásnak és a lebegtetett hordalék lerakódásainak kölcsönhatását tükrözik. A rétegsor túlnyomórészt homokos felső részének fodorlemezes és kimosási szerkezetei viszont áramlási eredetűek *(5.58 ábra, A)*. A 60—150 m vastagságú szelvény tetején a terület feltöltődését s a deltaág irányváltozását tanúsító, vékony tőzeg- és talajréteg jelenhet meg. Erre azonban a deltaág visszatérését követő feltöltődés eredményeként újabb fölfelé durvuló rétegsor települhet.

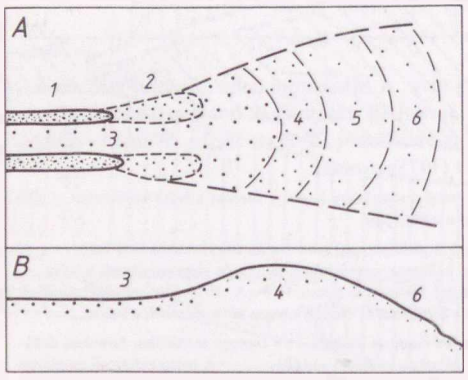


5.58 ábra. A folyóvíz uralta Mississippi delta fölfelé durvuló torkolati zátonyüledékeinek *(A)*, s az árapály uralta Orddelta fölfelé durvuló üledékeinek *(B)* idealizált szelvénye COLEMAN—WRIGHT (1975) nyomán

A: *1.* Homogén, lemezes vagy bioturbált kőzetlisztes agyag. — *2.* Üledékcsúszásos réteg. — *3.* Agyag, aleurit és homok váltakozása. — *4.* Fodorlemezes aleurit és homok kimosási felületekkel. — *5.* Vékony talaj- és tőzegréteg.

B: *I.* A deltasikság árapálysíki és árapálymedri fáciese. — *II.* Az előrenyomuló deltahomlok árapály építette homokgerincekkel jellemzett rétegsora.

1. Bioturbált agyag, fölfelé szaporodó kőzetlisztes agyag, aleurit- és homok-betelepülésekkel. — *2.* Bimodálisan keresztrétegzett homok. — *3.* Árapálycsatorna-kitöltés, gyakori — a keresztrétegzésben és fodorlemezességben tükröződő — fordított áramlásirányokkal. — *4.* Árapálysíki homok, aleurit és agyag váltakozása. — *5.* Evaporitos üledékek.



5.57 ábra. Tengerbe torkolló mély deltaág hosszú és keskeny torkolati zátonyának alaprajza (*A*) és metszete (*B*) WRIGHT (1977) nyomán

1. A partmenti gát víz feletti része. — *2.* Ugyanannak a víz alatti folytatása. — *3.* Folyómeder. — *4.* Zátonygerinc. — *5.* Zátonyhomlok. — *6.* A zátony disztális része.

A *Mississippi* madárláb típusú deltájának létrejöttét éppen az okozza, hogy a torkolati zátonyoknak a tenger felé egyenesen előnyomuló rendszeréből közvetlenül a jelenlegi folyóágak alatt olyan,

5—8 km szélességű, átlagosan 70 km széles és max. 30 km hosszú, keresztmetszetben kettősen domború homoktestek rakódnak le, amelyek oldalirányban az előtér finomabb üledékeivel fogazódnak össze. A *Colorado*-folyó viszonylag kis méretű, de korábban ugyancsak madárláb típusú homokos deltafrontjai 1930. óta már egyetlen folytonos deltahomlokká olvadtak össze.

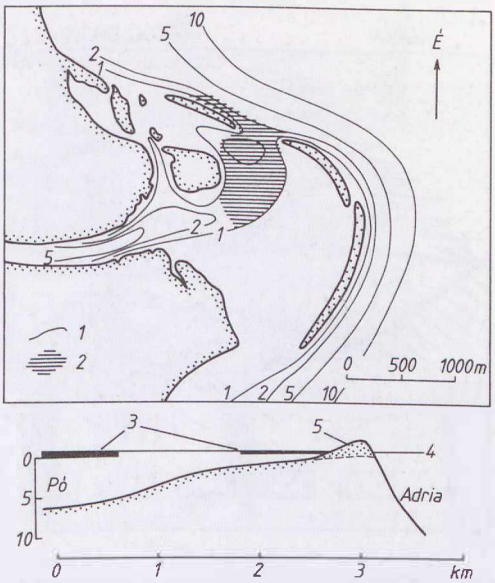
5.10132 A folyóvíz és hullámzás formálta deltafrontok enyhén csúcsos vagy ívelt partvonala mérsékelten hullámzó és minimális árapályú beltengerbe ömlő folyóknál *(Duna, Ebro, Nílus)* alakul ki. A mai *Pó-delta* alakja — mióta ágai vízhozamának 60%-át a Pila-ágba kényszerítették — eléggé megváltozott: olyan torkolati zátonyt épít, amelynek peremét a hullámzás vízszint fölé magasodó zátonyívvé alakítja. Ezt a zátonyívet *(5.59 ábra)* egy kisebb sóék benyomulása szakítja meg.

Az immár klasszikussá vált, fölfelé durvuló rétegsorral jellemzett *Rhône*-deltáról ELLIOTT (1978, pp. 116—117) nyújt kitűnő összefoglalást.

5.10133 A hullámzás uralta deltafrontok folyóágai az általuk szállított hordaléknak a part menti áramlások révén a parttal párhuzamosan újraelosztott anyagú, kifelé dőlő leplén át hatolnak a tengerbe. *Torkolati zátonyok nincsenek*; a meredek lejtésű deltahomlok szintvonalai a parttal párhuzamosak. Az aktív partvonal mögötti régi partvonalakat a kiemelkedő parti gerincek rendszere jelzi. Ilyen pl. a mexikói *Grijelva*-delta.

5.10134 A folyóvíz, a hullámzás és az árapály együttes hatása alatti deltafrontok (Burdekin, Irrawaddy, Mekong, Niger) közül az utolsó *(5.52 ábra)* a leginkább ismert (ALLEN 1965a). Az árapályáramok szétterülő üledékéből a homokparti gátat átszelő folyómedrek mindegyike előtt sekély, homokos torkolati zátony képződik. Ezek alakja a partmenti áramlások erőssége szerint válik egyenes vonalúvá vagy ívelté. A partvonal és a torkolati zátonyok szintje alatt előbb egy kb. 20 km szélességű, 5—10 m vízmélységű, lapos terasz van, s csak ez alatt következik a hullámzás, árapályáramok és a Guineai-áramlás által kialakított, szelíd prodelta-lejtő. A 10—30 m vastagságú, eleinte fölfelé finomodó, majd parti homokkal vagy árapálycsatornák homokos üledékével záruló torkolati rétegsorokat már az 5.10122. fejezetrészben jellemeztük.

5.10135 Az árapály uralta deltafrontok (lásd *5.49 ábra, II)* árapálygerinceknek, csatornáknak és szigeteknek a tenger felé gyakran tekintélyes távolságban levő deltalejtőig terjedő labirintusából állanak. Lerakódásaik szelvényének *(5.58 ábra, B)* 20—60 m vastagságú, fölfelé durvuló alsó részét a deltahomlok

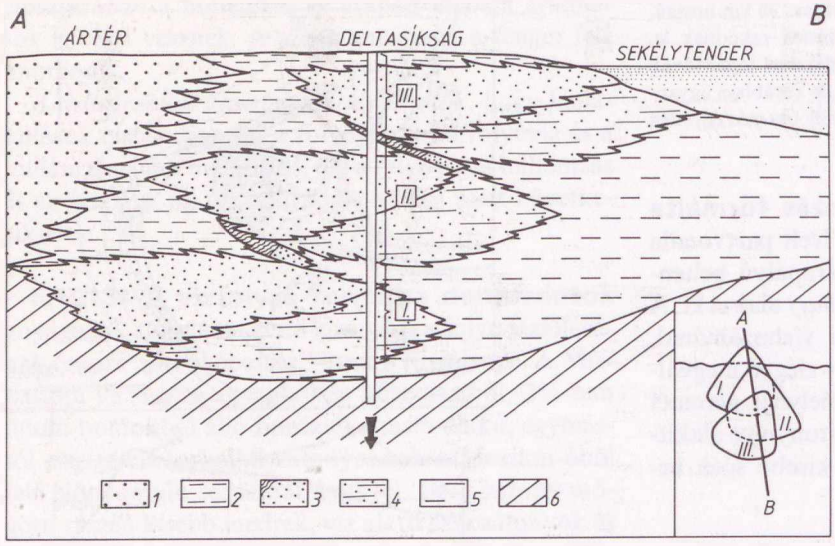


5.59 ábra. A Pó-delta egyik ágának a hullámzás következtében átdolgozott gerincű torkolati zátonya, NELSON (1970) nyomán

1. Mélységvonalak (m). — *2.* Sóék. — *3.* A folyó árvízi szintje. — *4.* A közepes tengerszint. — *5.* A hullámzás építette gát.

előnyomulása hozza létre: e szakasz legalsó, bioturbált iszapját fölfelé előbb agyagos aleurit-, aleurit- és homokbetelepülések tarkítják, majd olyan, kimosási felületekre települt, bimodálisan keresztrétegzett, agyaglemezes homokok következnek, amelyek egyértelműen a homokgerincek és a gerincközi területek vándorlásának a termékei. A felső részt a delta árapálysíksági és árapálymedri, finom és durvább szemcsézetű, síklemezes, ill. keresztrétegzett és fodorlemezes, olykor evaporitos üledékeinek változatos sora alkotja.

5.1014 Fosszilis deltarendszerek keletkezése vagy az alluviális meder vagy a deltaágak avulziójának a következménye. Az avulzió tulajdonképpen a deltakaréj épülő szakaszának a megszűnését, stagnáló, sőt pusztuló szakaszának a kezdetét jelenti. A korábban még aktív delta üledékutánpótlódása és előnyomulása megszűnik, anyaga — legalább részben — áthalmozódik, majd tömörödik és megsüllyed. Mivel azonban a fiatalabb deltakaréjok egymás mellett fejlődnek ki, sőt gyakran az idősebbek felé tolódva azokra rátelepülnek, összeolvadó halmazaik végül is részint a parti síkságok, részint a sekély self részeivé válnak. A 800 km^2-nyi Mississippi-delta holocén korú karéjainak számát COLEMAN (1976) 7-re becsüli *(5.46 ábra)*. FRAZIER (1967) pedig ugyanitt a 6100—7200 éves Maringouin „deltakomplex" mellett négy fiatalabb „deltakomplex"-et, s azokon belül összesen 16 deltakaréjt különböztet meg. Az elhagyott delták te-



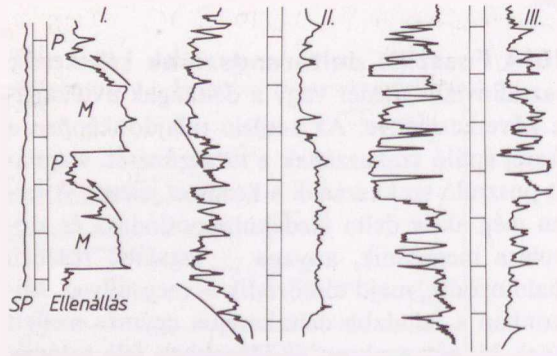
B *5.60 ábra.* A süllyedő parti síkságon előnyomuló deltakaréjok üledékeinek ciklusos felépítése. — Vázlat COLEMAN—GAGLIANO (1964) nyomán

1. Folyóvízi üledékek. — *2.* Tenger menti láp (marsh). — *3.* Deltahomlok. — *4.* Prodelta. — *5.* Tengeri üledék. — *6.* Idősebb üledékek.

hát — amelyek korát (ill. egyidejűségét) radiokarbon módszerrel igazolták — többségükben jól megőrződtek, és csak eredeti körvonalaik mosódtak el.

A Mississippi- és a Gangesz-delta holocén üledékeinek vastagodása 1000 évenként néhány m-t tesz ki. Szénhidrogénkutató műveletek tanúsága szerint azonban a mai nagy delták a környező hosszú életű vízgyűjtő medencékből származó, 2—8 km vastagságú delta-üledéksoroknak csak a legfiatalabb tagjai. A fosszilis delták üledéktesteik és fácieseik függőleges és horizontális irányú elrendeződésének rekonstrukciója alapján ismerhetők fel *(5.60 ábra)*. A deltaüledékeknek a fölfelé finomodó folyómedri üledékektől való megkülönböztetésénél a fúrási magok üledéktani és (mikro)paleontológiai vizsgálata mellett jó eredménnyel használhatók föl az elektromos lyukszelvények (*5.61* és *5.62 ábra*), valamint a homoktestek vastagságtérképei is *(5.63 ábra)*. A delta irányváltozását jelző szintek homokeloszlása leginkább a madárláb- és a karéjos (folyóvíz-uralta)-delták fölismerését teszi lehetővé.

E módszerek segítségével a földtörténet számos időszakából sikerült már delták jelenlétét valószínűsíteni. A legrégibbek (s egyben a legnagyobbak) közé tartoznak a nyugat-virginiai (USA) és pennsylvaniai Pocahontas-, valamint Dunkard-medence (FERM 1974), az észak-angliai Yoredale- (ELLIOTT 1975) és Millstone Grit-sorozat (MCCABE 1977) deltaüledékei. Az eocén korú Wilcox Csoport alsó és felső részének deltáit FISHER—MCGOWEN (1967) és FISHER (1969) leírásai nyomán ELLIOTT (1978) ismerteti. Nagy szerepük volt azonban a peremek felől előnyomuló deltáknak a Pannon-medence feltöltődésében is (lásd *8.4 ábra*).



5.61 ábra. Az eocén korú Felső Wilcox Csoport (USA) folyóvíz és hullámzás együttes hatása alatt kialakult deltájának három fáciesjelző elektromos szelvénye FISHER *et al.* (1969) szerint:

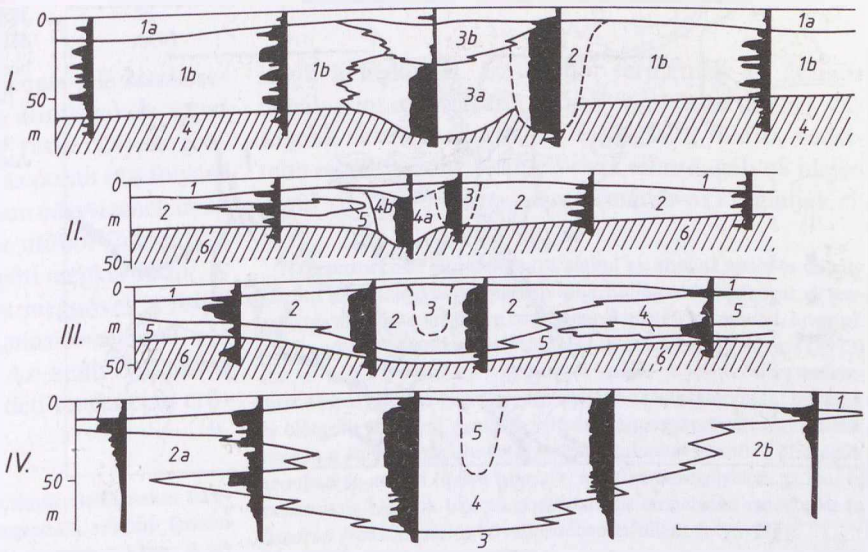
I. Folyóvízi rétegsor a meder *(M)* és a parti gátak *(P)* fölfelé *finomodó* üledékeivel (nyilak)

II. Egy deltaág torkolati zátonya rétegsorának az üledék fölfelé *durvulását* mutató karotázsszelvénye

III. A parti gát mocsári, lagúnabeli vagy sekélytengeri kőzetlisztes agyag- és homokkőrétegeinek sűrű váltakozását mutató karotázsszelvénye.

A deltaüledékek kifejlődését a deltarendszer jellegén és irányváltozásain kívül a lerakódáskor még laza és vízzel telített anyaguknak az üledékképződéssel közel egyidejű („szinszedimentációs") alakváltozásai (iszapvulkánok, iszapdiapírok, gázbuborékok, rotációs suvadások, üledékes vetők és árkok, iszapárak) is erősen befolyásolják *(5.64 ábra)*. Különösen fontosak ezek közül a delta homlokán (azzal párhuzamosan) kezdődő, a delta csúcsa felé haladva azonban bizonyos távolságban megszűnő *növekvő vetők* (I. III. kötet, *31.101 ábra*). Ezek a többnyire a medence felé homorú, oldalirányban gyorsan elhaló vetődések a mélység felé ellapulva rétegzés menti vonszolódásba csapnak át. A vonszolódás szélső esetben akár 1 km-t is elérhet. A homorú oldalukon levő rétegsor a domború oldalra esőnél nemcsak jóval vastagabb, hanem homokban is dúsabb. E homokos rétegek — mint azt a Niger-delta példája *(5.65 ábra)* mutatja — szénhidrogéncsapdákként működhetnek, s amellett víztárolásra is alkalmasak.

* * *



5.62 ábra. A Gulf Coast (USA) Holly Springs nevű harmadidőszaki madárlábdeltája különböző részein fölvett elektromos szelvények értelmezése GALLOWAY (1968) nyomán, némileg egyszerűsítve

I. A deltaujjak elágazása fölötti meanderező deltaág szelvénye:
1a-b. A deltasikság homok-, kőzetlisztes agyag-, agyag- és tőzegrétegei. — *2.* A deltaág medrének homokkitöltése. — *3a-b.* A deltaág övzátonyának alul homokos, felül aleuritos–agyagos üledékei. — *4.* Idősebb aljzat.

II. A deltaujjak elágazásának szelvénye:
1. A deltasíkság finom szemcsejű üledékei. — *2.* A deltasíkság homokos–agyagos–tőzeges üledékeinek váltakozása. — *3.* A deltaág mederhomokja. — *4a-b.* A deltaág övzátonyának alul homokos, felül agyagos üledékei. — *5.* Az árvízi gátszakadás mederkitöltése. — *6.* Idősebb aljzat.

III. Torkolati zátonyt építő deltaujj szelvénye:
1. A deltasíkság végének oldalirányban öböl- és sósmocsár-fáciesbe átmenő agyagos üledékei. — *2.* A deltaujj torkolati zátonyának homokrétegei. — *3.* A deltaujj föltételezett medre. — *4.* Az árvízi gátszakadás mederhomokja. — *5.* A deltaágak közötti térség és a prodelta aleuritja. — *6.* Idősebb üledékek.

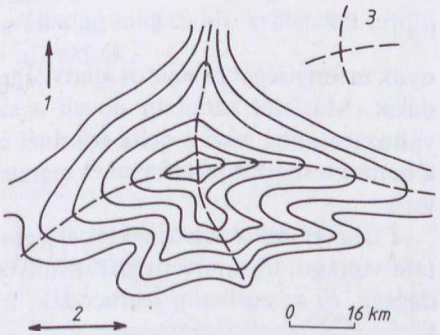
IV. A parttávoli vizekbe nyúló deltaujj szelvénye:
1. Balra sósmocsári, jobbra nyílttengeri üledékbe átmenő agyag. — *2a.* A deltaágak közötti öböl üledéke. — *2b.* Tengeri agyag és kőzetlisztes agyag. — *3.* A prodelta agyag- és aleuritrétegei. — *4.* A zátonyujj aleurit- és homokrétegei. — *5.* A deltaujj föltételezett medre.

Összefoglalva: egy nagyobb tengeri delta olykor több km szélességű ágainak *medrében* ősmaradványokban szegény, ferdén rétegzett és *fölfelé finomodó* homokok rakódnak le a partokra merőleges, hosszúkás, több méter vastagságot is elérő mederfenéki homoktestek alakjában. A meanderező ágakat finomabb szemű, párhuzamosan rétegzett vagy fodorlemezes, 1 m magasságú *parti gátak* kísérik, amelyek olykor féregnyomokat, mész- és limonitkonkréciókat, szárazföldi puhatestű-maradványokat tartalmaznak. A folyóágak közötti, kisebb-nagyobb *tavakban* édesvízi szervezeteket tartalmazó aleurit, agyag és szapropél rakódhat le. Lentebb marsh-okba és wattokba átmenő, tőzegképző lagúnák és mocsarak is gyakoriak. Ezek kifejlődése azonban az éghajlattól függően a *mangrove-erdők* és a *sósmocsarak* között ingadozhat.

A delta *külső szegélyének* olykor 10 m vastagságot is elérő homokösszletét dűnék, parti homokok és homokzátonyok alkotják, amelyek ferderétegei néha állóvízi puhatestűek tömegesen összemosott vázait tartalmazzák.

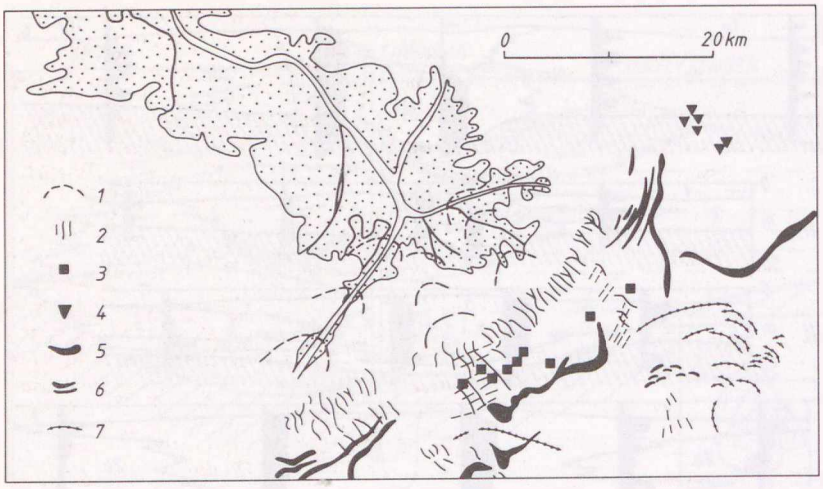
A *prodelta* fokozatosan — előbb a kőzetliszt, majd az agyag mennyiségének növekedésével, 10—20 m vízmélységben — csatlakozik a delta homlokához. A durva szemcsejű árvízi közbetelepülésektől eltekintve, rétegzettség itt már nem figyelhető meg, mert azt a teljesen tengeri, ám az erős szuszpenzió-beáramlás következtében fajokban szegény iszapfaló fauna tönkreteszi. A rétegzettség megszüntetéséhez a meredek deltalejtőkön bekövetkező rogyások és suvadások is hozzájárulnak (lásd *8.4 ábra*).

A csapadékmennyiség növekedése a növényzet (mangrove) dúsítása révén, a hordalék visszatartásával rögzíti a delta alakját, növeli a növénymaradvá-



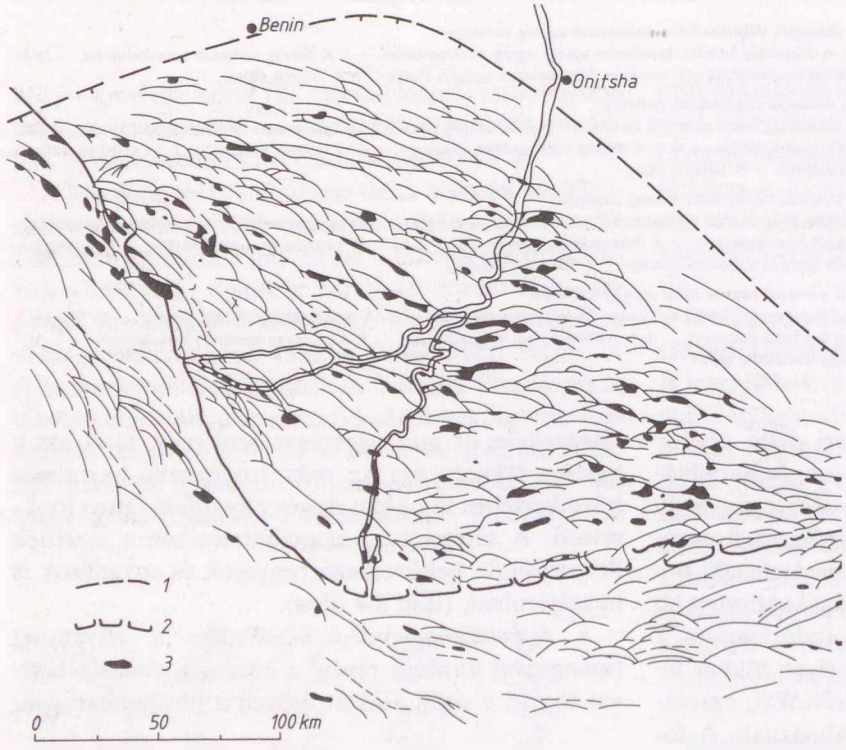
5.63 ábra. A Gulf Coast (USA) eocén korú Wilcox Csoport-beli homokkövének vastagságtérképe FISHER *et al.* (1969) szerint

1. A ferderétegek dőlésiránya. — *2.* Az uralkodó csapásirány. — *3.* A homoktestek főtengelyei.



5.64 ábra. Víz alatti tömegmozgások és üledékes vetődések a Mississippi-delta előterében COLEMAN (1976) szerint

1. Deltaszéli vetődések és suvadások. — *2.* Ároktengelyek. — *3.* Iszapdiapírok. — *4.* Iszapvulkánok. — *5.* Iszapárak. — *6.* Íves suvadások és vetődések. — *7.* Mélyreható vetődések.



5.65 ábra. A Niger-delta üledékes növekvő vetőinek (vékony vonalak) alaprajza WEBER–DAUKORU (1975) szerint

1. A „deltatektonika" felső határa. — *2.* Deltahomlok. — *3.* Kőolaj- és földgázcsapdák.

nyok mennyiségét és sajátos állatvilágnak nyújt menedéket. Másfelől azonban növeli a szállítóerőt, ami változatosabbá teszi a delta felszínét és körvonalát, s a homoktestek csapásirányát és méreteit is megváltoztatja.

A tengeri delták üledékeinek legjellemzőbb őslénytani vonásai: *a*) a növénymaradványokban való gazdagság, *b*) az eurihalin ostracodák, foraminiferák és halmaradványok viszonylagos gyakorisága, *c*) a bentonikus és planktonikus héjak számának a tenger irányában való növekedése.

Regresszió esetén a delták üledéksora úgy alakul, hogy a finom szemcséjű és dús faunájú tengeri rétegekre előbb csillámban és növénymaradványokban gazdag, de kevesebb állatmaradványt tartalmazó aleurit és agyag, majd tőzeget és édesvízi puhatestűeket tartalmazó (vagy e nélküli) homok települ, s a rétegsort folyómedrek diszkordáns kitöltései zárják. A paralikus felső-karbon vagy a szubalpi molassz csöndesebb deltáin regressziós rétegsorok is fennmaradtak. A fordított szemcsézetű *transzgressziós* rétegsoroknak azonban — erős süllyedés vagy a tengerszint erős emelkedése esetén — mégis nagyobb esélyük van a fennmaradásra.

5.102 TÖLCSÉRTORKOLATOK

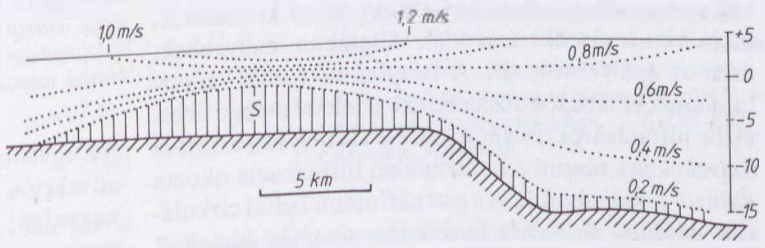
A tölcsértorkolat a folyónak a tenger felé kiszélesedő, a sós tengervízzel szabadon érintkező és azzal dinamikus kölcsönhatásban levő része. Olyan geomorfológiai alakulat tehát, amely az óceán és a folyam felé is nyitott, s amelyekben a folyam édesvizének és az óceáni sósvíznek a keveredése, az utóbbi fölhígulása már jóval a tenger partvonala mögött megkezdődik. A tölcsértorkolatba behatoló dagály megnöveli a folyó sótartalmát, csökkenti annak áramlási sebességét, sőt folyásirányát is megfordíthatja. Az apály viszont a szárazföldről érkező vízfolyás eredeti tendenciáit erősíti.

A *Loire* esztuáriumának vize például a dagály tetőzésekor teljesen mozdulatlan. Az apály kezdetén meginduló vékony felszíni áramlás egyre vastagszik és gyorsul; végső sebessége > 1 m/s. A víz rétegzetté válik: míg felső rétegének sótartalma csak 2—4‰, 2 m-től a vízfenékig már 13—15‰ között van. Az esztuárium alját 4 órával a dagálytető után egy mozdulatlan vagy csak igen lassan (< 0,2 m/s sebességgel) mozgó, 9—11 km hosszú *sólencse* foglalja el (*5.66 ábra*). Ennek vastagságát az apálykor fölötte növekvő sebességgel haladó édesvíz fokozatosan az átlagos apályszintig csökkenti. A sólencse nyugalmi helyzete azonban a folyó vízhozamától is függ. Árvíz idején (kb. 4000 m^3/s vízhozamnál) az esztuárium vége közelében, 750—1000 m^3/s vízhozamnál e fölött 20 km-re, < 200 m^3/s vízhozamnál pedig kb. 30 km-re kerül egyensúlyba. Az árapálynak a vízfolyás sebességére gyakorolt hatása olykor igen nagy — az Amazonas felszínén pl. 870 km, a Kongóén > 150 km — torkolattávolságig kimutatható (SEIBOLD 1974). Az árapály periodikus ismétlődése okozta mechanikai és kémiai hatások nemcsak az effele torkolatok alakját szabják meg, hanem a viszonylag kicsiny (15°C-on kb. 0,025 g/cm^3-nyi) sűrűségkülönbség ellenére — annak élővilágát és üledékképződését is sajátossá teszik. Ahol ui. a „sóék" 8—10 órán át csaknem mozdulatlan marad, ott csak a felszíni vizekben lebegő, különösen finom szemcsék érik el a tengert. A „sóék" középső részébe került durvább szemcsék azonban — sebességüket vesztve — leülepednek. A görgetve szállított fenékhordalék viszont a mozdulatlan „sóék" peremén rakódik le. Mivel e folyamatokban az árapály (latinul: *aestus*) a döntő tényező, ezért a tölcsértorkolat nemzetközi neve: esztuárium.

Az esztuáriumot az átlagos apályszint két részre osztja. Az ezen szint alatti részét a dagály és a hullámzás mindig eléri. A fölötte levő rész ellenben csak időlegesen árasztódik el, közben pedig szabadon érintkezik a légkörrel. Ez utóbbi területnek az átlagos dagályszint alatti részét *árapályközi* (intertidális) *síkság*nak nevezik; az átlagos dagályszint fölötti, védettebb részét viszont — amely csak vihardagályok idején kerül víz alá — *sós mocsarak* (marsh-ok) foglalják el.

Tölcsértorkolat elsősorban ott alakul ki, ahol az apály és dagály közötti nagy szintkülönbség erős viharhullámokkal párosul. A tengerjárás mozgatta víztömeg nagyságáról némi fogalmat ad, hogy pl. a Gironde torkolatában az ottani 6 1/4 órás árapály ALLEN (1972) szerint $1{,}25 \times 10^9$ m^3-nyi víztömeget szállít. A jelenkori esztuáriumok árapálysíkságokhoz és/vagy deltákhoz kapcsolódnak; belsejük és előterük zátonyai gyakran szigetekké magasodnak. Egy részük csupán a folyók árapály-befolyásolta szakaszát jelenti. Többségük azonban az atlanti típusú (passzív) kontinensszegélyeken az izo- és eusztatikus hatások okozta posztglaciális tengerszint-emelkedés (a *flandriai transzgresszió*) következtében elfulladt folyóvölgy.

Az esztuáriumok működését a sótartalom kiegyenlítődését szolgáló vízcirkuláció módja határozza meg. Árapálymentes területeken a könnyebb édesvíz önálló rétegként különül el az alája nyomuló „sóék"-től, úgyhogy a vízoszlop függőlegesen rétegzetté válik. Az árapály erősödése azonban a víz turbulens keveredését, szélső esetben a sótartalom teljes kiegyenlítődését idézi elő. Az árapályrendszer sajátosságainak és azok tér/időbeli változásainak természetesen a hordalék szállítása, lerakása és az üledékfácies kialakítása szempontjából is döntő jelentősége van. ELLIOTT (1978) az esztuárium különböző pontjain észlelt maximális apály- és dagálysebességek különbségének, továbbá a sebességfennmaradás időtartamának, az apály- és dagályáram idő/sebesség arányának a jelentőségét hangsúlyozza. A legkisebb áramlási sebességeknek *elvileg* az apály és a dagály csúcspontján, a legnagyobbaknak viszont az árapályperiódus közepén kellene jelentkezniük. Ezeknek súrlódás okozta eltolódása miatt azonban a legnagyobb apálysebességek gyakran az apályperiódus végén, az apálycsatornákra összpontosulva észlelhetők. A dagályáramok sebessége viszont sok esetben a topográfiailag magasabb területeket érintő dagályszint felé növekszik.



5.66 ábra. A Loire esztuáriumának áramlási sebessége (m/s) 4 órával a dagály tetőzése után, BERTHOIS (1978) nyomán

0. Az átlagos apályszint. — *S*: Sósvízlencse.

A legtöbb esztuárium Észak-Amerika K-i és Európa ÉNy-i partjai mentén található. Ezeknek az átlagos apályszint alatti részeit üledékpadok és az ezek közötti csatornák bonyolult rendszere jellemzi *(5.70 ábra)*. A padok alaprajza hosszú, keskeny vagy szigmoidális az esztuárium alsó részén, ovális vagy háromszögű annak felső szakaszán, ahol egyes padok a parthoz simulnak, a köztük levő csatornák pedig meandereznek vagy elágaznak. Az áramlási rendszer változékonysága miatt bizonyos fokig mozgékony padok (ill. üledékeik) vastagsága 10—30 m között van. Nyugat- és Kelet-Afrika, Kelet-India, Ausztrália, Dél-Amerika trópusi esztuáriumainak alakját és működését az árapálysíkság felső részén megtelepült, buja és sótűrő *mangrove-vegetáció* bonyolítja. A mangrove sűrű gyökérszövedéke elősegíti a dagályhozta iszap lerakódását, és védelmet nyújt az erózió ellen. Ezért e vidékek árapálycsatornái — a mérsékelt övi zátonysíkok fa alakúan elágazó csatornáival szemben — hálószerűek *(5.52 ábra)*.

A nehéz sósvíz dagálykor a csatornák fenekén ékszerűen nyomul előre a folyóvízi áramlás ellenében, s eközben tengeri üledéket és tengeri planktonszervezeteket sodor magával. A folyó hozta lebegő iszaprészecskék közül azok, amelyek az árapállyal csak ideoda tolódnak, de — radioaktív kísérletek tanúsága szerint — nem érik el a tengert, hozzákeveredtek a sekély tengerből és a partokról származó homokhoz. SEIBOLD (1974) szerint az Ems-torkolat minden agyagnál durvább üledéke s a Rajna-delta parti homokja lényegileg az Északi-tengerből származik. Az édes- és a sósvíz keveredésével együttjáró üledékmozgás kedvezőtlenül hat a bentosz elterjedésére. Az Elba-torkolat tengeri környezetében m^2-enként 20 000, édesvízű részében >86 000, csökkentsósvízű részében viszont csak 7 000 egyed található. A bentosz összetétele is változik: tengeri környezetben a *Polychaeták*, édesvízben a *Tubificesek*, csökkentsósvízben a *Corophiumok* dominálnak. A biomassza mennyisége a tengervízben 6068, édesvízben 143, csökkentsósvízben pedig csak 37 g/m^2.

A különböző sótartalmú vizek lerakódásainak térés időbeli elkülönítésére a kagylósrákok *(Ostracodák)* a legalkalmasabbak (PRENTICE *et al.* 1968).

A nagy tölcsértorkolatok kifolyó édesvizét a fellépő CORIOLIS-*erő* az É-i félgömbön jobbra, a beáramló sósvizet pedig a homokgerincek másik oldalára téríti. *Ennek következtében az esztuárium különböző sótartalmú és erodáló képességű dagály- és apálycsatornái is elkülönülnek egymástól.* A dagálycsatornák, amelyeknek a nagyobb só- és iszaptartalom miatt koncentráltabb vize erősebben erodál, általában mélyebbek, mint az apálycsatornák. A benyomuló „sóék" sótartalmának és lebegő részecskéinek a felette mozgó édesvízbe juttatásáról részint a kétféle víz helyváltoztatása (*advekciója*), részint a határfelületi turbulencia okozta *diffúzió* gondoskodik. Az esztuáriumon belüli cirkulációt az édes- és sósvíz keveredése nyomán kialakult sűrűségi grádiensek idézik elő. A lerakódó — részint tengeri, részint folyóvízi — szemcsék méretének alakulásában az iszaprészecskék pelyhes kicsapódása (*flokkulációja*) és a fekális pelletek *újra-szuszpendálódása* egyaránt nagy szerepet játszik.

5.1021 Az esztuáriumok vizének dinamikája

PRITCHARD (1955) szerint az árapály, a vízfolyás és a hullámzás okozta sótartalom-különbségek egyensúlyán alapul. ALLEN (1972) az esztuáriumi cirkuláció két fő tényezőjét (*1*) az árapály mozgatta víztérfogatban, ill. (*2*) a folyóvízi áramlás erősségében és az esztuárium morfológiájában véli megtalálni. Valóban: a folyó víztömegének növekedése a keveredés lehetőségének csökkentése révén a sótartalom-grádiens növekedését idézi elő, sőt egy az Amazonaséhoz hasonló hatalmas folyóvízáram teljesen megakadályozza a tengervíznek a tölcsértorkolatba való belépését. A folyóvíz és az árapályáram ütközése nyomán támadt és számos mérés alapján először a Loire tölcsértorkolatán kimutatott egyensúlyi állapotok szerint az esztuáriumnak négy — a valóságban természetesen átmenetekkel összekötött — fő típusát különböztették meg (PRITCHARD 1955, 1967a, b; PRITCHARD—CARTER 1971; SCHUBEL 1971). E csoportok felállítása azon a tényen alapul, hogy:

(1) apály idején a két víztömeg ütközésének intenzitása jóval kisebb, mint dagálykor;

(2) az óceáni víznek az esztuáriumra gyakorolt nyomása az időtartamnak, a helynek és az árapály amplitúdójának a függvénye (míg ez az amplitúdó Nagy-Britannia É-i részének bizonyos pontjain 22 m-t is elér, a Loire-on már csak 6 m, a francia-guayanai Malmry-folyón pedig 3 m-nél is kisebb);

(3) az édes- és sósvízáram közötti egyensúly létrejöttét — az atmoszférikus nyomás és hőmérséklet változása mellett — a szél erőssége és iránya is befolyásolja.

A PRITCHARD-féle osztályozás (*in* BERTHOIS 1978) az esztuárium állapotát az advekció és a diffúzió létrehozta sűrűségi grádiensek függvényeként fogja fel. Ezért, ha s a sótartalom, V_x, V_y és V_z az esztuárium tengelyével párhuzamos, ill. arra merőleges koordinátatengelyek mentén mérhető három sebességkomponens, K a diffúziós állandó, t pedig az idő, akkor az esztuárium egy adott pontján:

$$\frac{\partial s}{\partial t} = -V_x\frac{\partial s}{\partial x} - V_y\frac{\partial s}{\partial y} - V_z\frac{\partial s}{\partial z}\left[K_x\frac{\partial s}{\partial x}\right] + \\ + \frac{\partial}{\partial y}\left[K_y\frac{\partial s}{\partial y}\right] + \frac{\partial}{\partial z}\left[K_z\frac{\partial s}{\partial t}\right]. \qquad (5.59)$$

Az egyenlet jobb oldalának első két mennyisége az advekciós, a többi három pedig a diffúziós folyamatok nagyságát jelöli. Az esztuárium egy adott pontján, tartós egyensúly esetén, $\partial s/\partial t = 0$. A tölcsértorkolati cirkulációt az (5.59) egyenlet egyik vagy másik tagjának uralomra jutása határozza meg.

(1) *A folyó uralta esztuáriumok (5.67 ábra: A)* ott alakulnak ki, ahol az árapály és a hullámzás nagyon gyönge. A folyó Q_{fl} édesvíztömege a torkolat fenekére fokozatosan elvékonyodva benyomult sűrű tengervíz (a *„sóék"*) Ω tömege fölött halad tovább anélkül, hogy azzal nagyobb mértékben keverednék. A fenékhordalék lerakódása miatt a víz a sóék csúcsánál elsekélyesedik. Az emiatt keletkező belső vízhullámok azonban a sóék és a folyóvíz határán csak gyönge advekciót (keveredést) idéznek elő. Ezért az esztuárium vize jól rétegzett marad. Az üledéklerakódás helye a folyó vízhozamváltozásai szerint tolódik előre vagy hátra. Az árvizek a korábban lerakott finom fenékhordalékot s az ahhoz hozzákeveredett flokkulált szemcséket gyakran magukkal ragadják. Az advekció uralma miatt e típus kontinuitási egyenlete:

$$-V_x\frac{\partial s}{\partial x}-V_z\frac{\partial s}{\partial z}=0. \qquad (5.60)$$

(2) *Az árapály befolyásolta, sóékes esztuáriumok (5.67 ábra: B)* rendszerét a sótartalomnak a kétféle víz keveredéséből adódóan nagymérvű, függőleges irányú homogenitása jellemzi. Ennek az az oka, hogy az erős árapályáramok a sóék és az édesvíz határfelületét az egész esztuárium keresztmetszetében teljesen megsemmisítik. A longitudinális és laterális advekció mellett oldalirányú diffúzió lép fel. A függőleges irányú sótartalom-grádiensek hiánya ellenére a sótartalom a tenger felé nő. A folyami eredetű felső vízrétegek sótartalma ui. kifelé haladva növekszik, a tengeri származású alsó vízrétegeké viszont az esztuárium csúcsa felé csökken. A CORIOLIS-erő hatása miatt oldalirányú sótartalom-változások léphetnek fel. Ezek az erős árapályáramokkal együtt az üledéket csigavonalas mozgásra kényszerítik. A főáramlás a fenéken mégis a torkolat csúcsa, a felszínen pedig a tenger felé irányul. A kontinuitási egyenlet így:

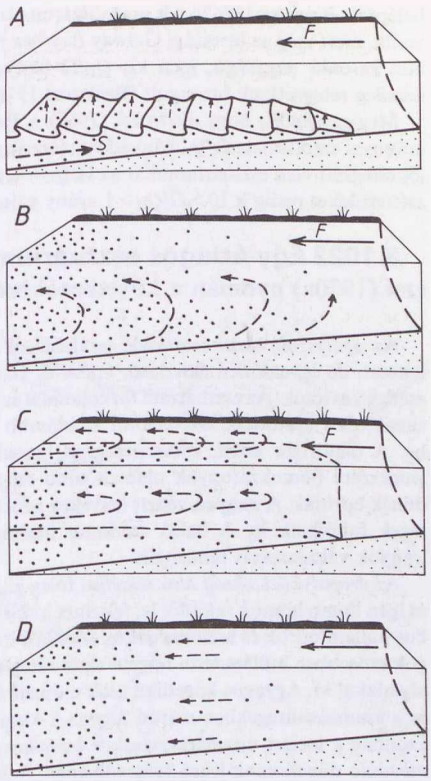
$$-V_x\frac{\partial s}{\partial x}-V_y\frac{\partial s}{\partial y}+\frac{\partial}{\partial y}\left[K_x\frac{\partial s}{\partial y}\right]=0. \qquad (5.61)$$

Az e csoportba tartozó esztuáriumok némelyikének (pl. a Temze torkolatának) mederközeli részeit a lebegő hordalék igen nagy koncentrációja jellemzi. Ezt PRENTICE *et al.* (1968, *in* LEEDER 1982) a szemcseflokkuláció következményének tartja.

(3) *A részlegesen kevert vizű esztuáriumok (5.67 ábra: C)* ott keletkeznek, ahol a folyó Q_{fl} édesvíztömege sokkal kisebb a dagályáram Ω sósvíztömegénél ($Q_{fl}/\Omega \ll 1$). Mivel a sóék felső felületét az árapály turbulenciája tönkreteszi, a sótartalom vertikális grádiense az advekció és a diffúzió együttes hatására mérsékeltté válik. A sótartalom-grádiens folyásirányú változásai miatt a keveredési öv a nagyobb sótartalmak felé mozdul el. Mivel a keveredési felület kissé kifelé dől, a dagályáram az esztuárium csúcsán közelebb kerül a felszínhez. A CORIOLIS-erő hatására az északi félgömbnek a Gironde-hoz hasonló nagyságú tölcsértorkolataiban, a csúcs felé nézve azok jobb oldalán, egy sósabb vizű dagálycsatorna, bal oldalán pedig egy jóval kisebb sótartalmú apálycsatorna alakul ki. Az üledékek mozgását a sósvíznek az árapályciklus különböző fázisai okozta, folyásirányú és azzal ellentétes mozgása határozza meg (ALLEN *et al.* 1976). A sós vízrétegben leülepedő, de a benyomuló dagályáram által újra fölemelt, részben flokkulált folyóvízi szemcsék a maximális örvénylésnek a sóék orra előtti magjában *(5.68 ábra)* különböző, de általában horokszerű szállítási utakat tesznek meg. A kontinuitási egyenlet:

$$V_x\frac{\partial s}{\partial x}-V_z\frac{\partial s}{\partial z}+\frac{\partial}{\partial z}\left[K_z\frac{\partial s}{\partial z}\right]=0. \qquad (5.62)$$

HAYES (1971) szerint a jól fejlett apály- és dagálycsatornákkal rendelkező esztuáriumokat szegélyező terjedelmes víz alatti dűnemezők üledékrészecskéinek túlnyomó részét a sós tengervíz sodorja be. Ezt az bizonyítja, hogy pl. a Temze torkolatában még 20 km



5.67 ábra. Az esztuáriumok PRITCHARD (1955)-féle osztályozása

A: Jól rétegezett vizű, vízfolyás *(F)* uralta, sóék *(S)* tartalmú, de jelentős árapályhatás nélküli esztuárium.

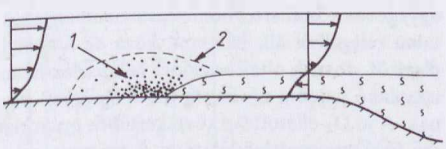
B: Árapály befolyásolta vékony sóékes esztuárium.

C: Részlegesen kevert vizű esztuárium.

D: Teljesen homogén esztuárium.

tengertávolságban is tömegével találhatók tengeri ostracodák, s az átlagos szemcsenagyság az édesvíz folyásiránya ellenében csökken.

(4) *Teljesen homogén esztuáriumok* kialakulása ott képzelhető el *(5.67 ábra: D)*, ahol a Q_{fl}/Ω arány rendkívül kicsiny volta miatt vertikális sebességgrádiens egyáltalán nincs, mert az advekciós keveredés okozta sóveszteséget a sótartalomnak az áramlással szembeni diffundálása teljesen kiegyenlíti. Az üledék mozgását teljesen az árapály irányítja. Ezen elméleti típusnak a természetben való



5.68 ábra. A folyóvízi iszaprészecskék lerakódásának *(1)*, valamint az áramlási örvényesség csúcsértékének *(2)* a sóék mindenkori csúcsa előtti elhelyezkedése egy részben kevert vizű esztuárium hosszmetszetében. — ALLEN (1971) nyomán, vázlatosan

fellépését BOWDEN (1967), sőt maga PRITCHARD (1967b) is kétségbe vonta, mert még az írországi Galway Bay-hez vagy a Bresti-kikötőhöz hasonló nagyságú, igen kis Q_{fl}/Ω hányadosú öblök vize is némileg rétegzettnek bizonyult (BERTHOIS 1978).

Megjegyzendő, hogy BOWDEN (1967) a PRITCHARD-féle Q_{fl}/Ω aránnyal szemben az Ω/Q_{fl} hányadost részesíti előnyben. Szerinte a jól rétegzett vizű esztuáriumokat az $\Omega/Q_{fl} > 1$, a mérsékelten rétegzett vizűeket pedig a $10 > \Omega/Q_{fl} > 1$ arány jellemzi.

5.1022 Egy átlagos esztuárium üledékei ALLEN (1970a) nyomán a következőkben jellemezhetők.

Az *apályszint alatti csatornák* lerakódásai általában jól osztályozott, de egyenlőtlen eloszlású, finom és középszemű homokok, esetleg kavicsok. Az esztuárium torkolatánál azonban ezek is hiányzanak, és a csatornák közvetlenül az idősebb üledékbe vágódnak be. A csatornák közti, keresztrétegzett, kereszt- vagy síklemezes szerkezetű homokzátonyok oldalait több dm–több m magasságú dűnék borítják. A nagyon védett helyeken azonban vékony iszaprétegek rakódnak le. A belső szerkezet irányváltásai az áramlási irányok váltakozását tanúsítják.

Az *árapályközi síkság alsó részében* főleg jól osztályozott, finom és igen finom homok rakódik le; felszínét kicsiny dűnék, szimmetrikus hullámfodrok és aszimmetrikus áramlási fodrok fedik. E síkságok erősebben hullámverte részein sima rétegfelszín és síklemezesség alakul ki. Agyagos kőzetliszt csak a dűnék és fodrok vályúiban és a kimosási üregekben marad fogva. A kiszáradó iszap cserepei azonban a terület újraelárasztásakor *iszapkavics*ként az újra megmozduló dűnehomok közé keveredhetnek. A homoksíkságok faunája egyedszámra gazdag ugyan, de igen alacsony diverzitású. Gyakoriak viszont az *Arenicola* és a *Callianassa* lakócsövei.

Az *árapályközi síkság felső részének* az agyagos aleurit a jellemző üledéke, amit csak a legalján tarkítanak néhány mm vagy cm vastagságú, fodros vagy síklemezes szerkezetű homokos aleurit- és homok-betelepülések. Az apály idején kiszáradt iszap cserepei könnyen erodálódnak. A felszínt borító, néhány cm vagy dm mélységű kimosási barázdákat helyenként iszappikkelyek és héjtöredékek töltik ki. Gyakoriak az ásószervezetek (férgek, kagylók, csigák és rákok) járatai.

Az *árapályközi síkságba vágódó* széles és sekély, meanderező *vízmosások* csak dagály idején telnek meg vízzel. A domború kanyarulatok övzátonyainak anyaga a homorú mederfalból kimosott iszaprögökből és héjtöredékekből képződött maradványkavicsra települ. A síkságok felső részén gyakori vízmosások hasonló lerakódásai homok és aleuritos homok váltakozásából állanak.

Az *esztuárium sós mocsarai*nak üledékképződését légköri és biológiai tényezők befolyásolják. Üledékeik zöme igen finom homok, agyagos és kőzetlisztes homok, valamint agyagos kőzetliszt szabálytalan rétegeiből áll, bár ezek közé az árapályközi síkság alsóbb részéről viharok által besodort héjtöredék-halmazok, valamint az iszaplakó halofita növények (pl. a *Spertina*) maradványai iktatódnak. A jó O_2-ellátottság következtében gyakoriak a marsh-okon az ásó-fúró szervezetek falójáratai. A sós mocsarak további jellegzetességei a kioldódással keletkezett, majd kiszáradó és összerepedező iszappal kitöltött, sekély, szabálytalan *sóüst*ök.

5.1023 Az esztuáriumok árapály-erősség szerinti osztályozása HAYES (1975) és ELLIOTT (1978) nyomán:

(1) *Mikrotidális esztuáriumok* kicsiny (legfőljebb közepes) vízhozamú folyóknak < 2 m árapálymagasságú tengerbe torkollásán fejlődnek ki. (Nagyobb folyók nagy víztömege ui. ilyen viszonyok között még dagály idején is képes megakadályozni a sóék behatolását s a torkolat vizének rétegződését.) Ennek a PRITCHARD-féle 1. típusnak megfelelő esztuáriumnak az egyensúlyi öve árvíz idején a torkolat szomszédságába esik. Alacsony folyóvízállásnál benne a tengerbe hosszan benyúló homokgerinc fejlődik ki; ennek védelme alatt pedig finom üledékek rakódnak le.

(2) *Mezotidális esztuáriumok* azokon a 2—4 m-es árapálykülönbségű tengerbe torkolló folyókon képződnek, amelyek vízjárása tekintélyes ingadozásoknak van ugyan alávetve, de árvíz alkalmával nagy mennyiségű üledéket ragadnak magukkal. Ilyenkor a folyó/óceán közti egyensúly és az üledéklerakódás öve a torkolat közelében alakul ki; alacsony vízállás idején azonban ez az öv akár 20 km-rel is följebb tolódik. Ezt az esztuáriumtípust részlegesen vagy teljesen kevert cirkulációs rendszer jellemzi. A folyó medrét folyásirányban egy olyan meanderező szakasz köti össze a kifelé szélesedő torkolattal, amelyen az árapály hatása még jól kimutatható (*5.69 ábra*). Az efféle, az elkülönült apály- és dagálycsatornák deltáival, harántzátonyokkal, bukógátszerű karéjos lerakódásokkal, hullámfodros homokhullámokkal jellemzett esztuáriumok a PRITCHARD-féle 2. típusnak, valamint a 3. típus egy részének felelnek meg.

HOWARD *et al.*-nak (1975) az *Ossabaw Sound*on (USA) végzett megfigyelései szerint a mezotidális esztuárium tenger felé terjeszkedése előbb olyan *fölfelé durvuló* rétegsort eredményez, amelyben a bioturbált self-homokot keresztrétegzett, fodros és párhuzamos lemezességű homokrétegek fedik. Ezt a rétegsort az előnyomulás folytatódásával az esztuárium maradvány-kavicsos–homokos csatornafáciese nyesi le. Az erre következő változatos, de *fölfelé finomodó* rétegsort végül is az árapálysíkság finom szemű üledékei zárják *(5.69 ábra)*.

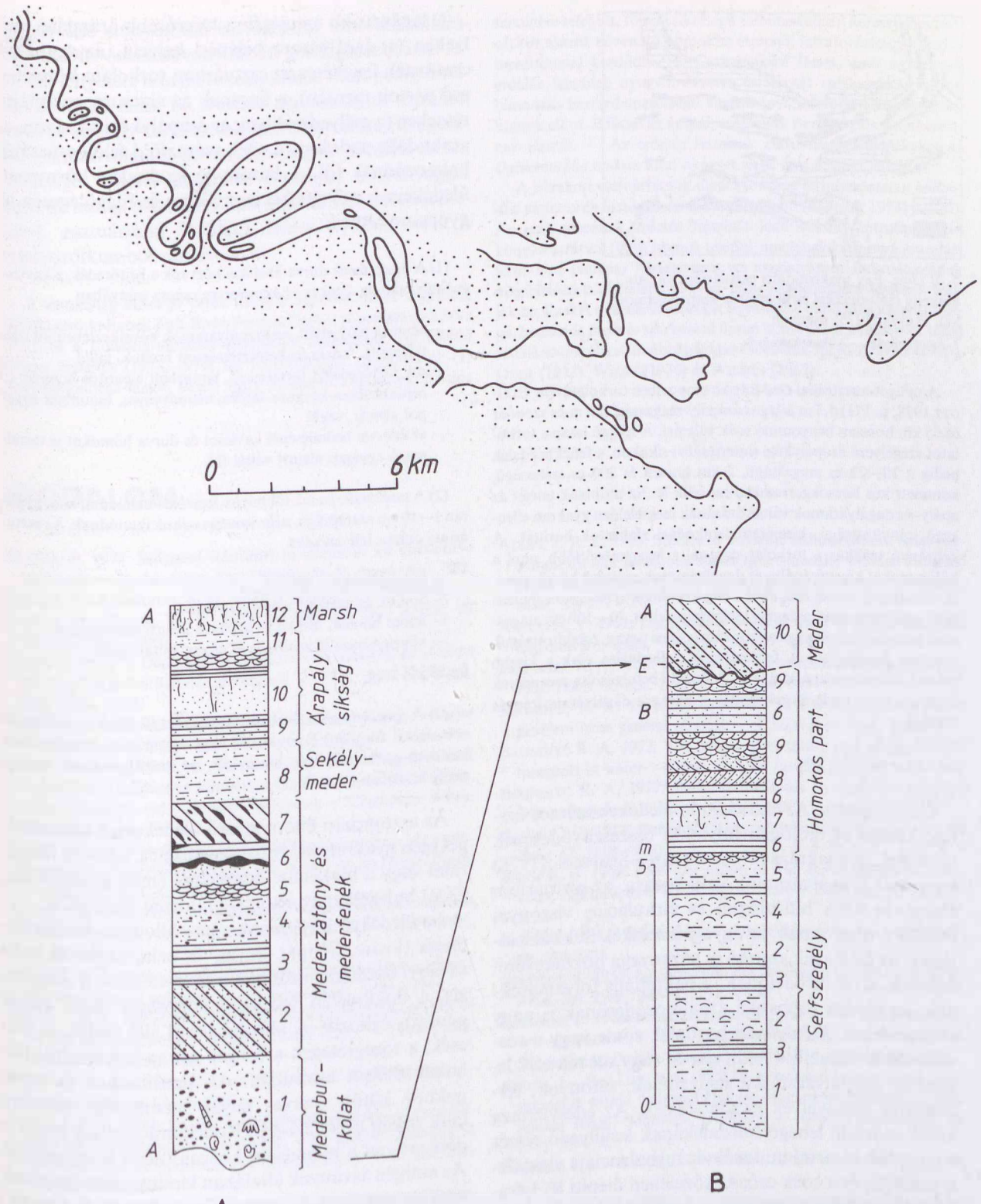
A hollandiai *Haringvliet* esztuáriumban (*in* ELLIOTT 1978, pp. 171—174) a következő három fáciest ismerték föl:

(a) Durva homok, nagyméretű, olykor vékony aleuritrétegekkel borított, íves vagy sík keresztrétegek gyakran ellentétes dőlésű sorozataival.

(b) Közép- és finom szemű homok sík- és fodorlemezes, valamint fláz eres kifejlődésben.

(c) Finom homok és agyag, lencsés rétegzettséggel.

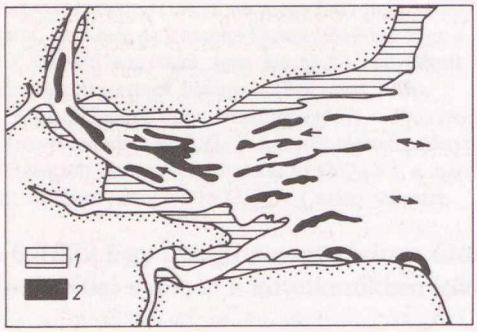
(3) A > 4 m-es árapályú s a PRITCHARD-féle 3. és 4. típusnak megfelelő *makrotidális esztuáriumok (5.70 ábra)* ugyancsak árapály-befolyásolta meanderekkel kapcsolódnak a folyam tisztán fluviális szakaszához. A másik két típussal szembeni fő különbséget az esztuárium középső részén lerakódott, hosszanti homokgerincek jelentik. A tengernek az armorikai és grönlandi fjordokba való behatolása esetén az egyensúlyi és üledéklerakódási öv viszonylag közel kerül az esztuárium csúcsához, és terjedelmes marsh-ok keletkeznek. Hasonló esztuáriumok azonban — nagyon alacsony folyami vízszintek esetén — trópusi területeken is kialakulhatnak.



5.69 ábra. Fent: egy mezo–makrotidális esztuárium a tápcsatorna meandereivel, HOWARD—ELDERS—HEINBOKEL (1975) nyomán (**A**) és (**B**) előnyomuló esztuáriumi mederüledékek változatos *Lent:* az Ossabaw Sound (USA) esztuárium torkolati zátonyüledékeire rétegsora GREER (1975) szerint

A: *1.* Kavics és héjtörmelék. — *2.* Sík ferderétegzésű durva homok. — *3.* Lemezes agyag. — *4.* Bioturbált agyagos durva homok. — *5.* Homokfodrok. — *6.* Hullámos rétegzésű homok. — *7.* Sík ferderétegzés agyagkavicsokkal. — *8.* Bioturbált agyagos homok. — *9.* Lemezes homok. — *10.* Bioturbált finom homok. — *11.* Fláziros szerkezetű, bioturbált agyagos homok. — *12.* Aleurit és agyag gyökérnyomokkal.

B: *1.* Bioturbált agyagos finom homok. — *2.* Ua., puhatestűek héjaival. — *3.* Lemezes agyag. — *4.* Lumasella. — *5.* Csekély agyagtartalmú finom homok. — *6.* Lemezes homok. — *7.* Bioturbált finom homok. — *8.* Homokhullámok. — *9.* Homokfodrok. — *10.* Durva homok, sík ferderétegekkel. — *E:* Eróziós felszín.



5.70 ábra. Egy makrotidális esztuárium vázlata keskeny csatornákkal és hosszúkás árapálygerincekkel, HAYES (1975) nyomán

1. Árapálysíkság. — *2.* Homokzátonyok.

A nyugat-ausztráliai *Ord*-folyó e csoportbeli torkolatát (*in* ELLIOTT 1978, p. 171) 4,3 m átlagos árapály-magasság, 5,9 m-es szökőár és 65 km hosszan benyomuló sóék jellemzi. A lebegő iszap a torkolatot szegélyező árapályközi (intertidális) síkokon, a fenékhordalék pedig a 10—22 m magasságú, 2 km hosszú és 300 m szélességű, szimmetrikus homokgerinceken rakódik le. Ez utóbbiak tetejét az apály- és dagályáramok váltakozásának megfelelően gyakran ellenkező irányítottságú, kisméretű lerakódási alakzatok borítják. A kétirányú szállítás a torkolat szájánál a legszembeötlőbb, ahol a külön utakat követő apály- és dagályáramok erőssége közel egyenlő. A torkolat csúcsa felé, ahol a dagályáramok erőssége meghaladja az apályáramokét, a dagály idején képződött, 30—100 cm magasságú áramlási fodrokat az apályáram lenyesi ugyan, irányítottságuk azonban fennmarad. A ferderétegzés átfordulása csak a kisebb méretű fodrokon tapasztalható. A dagály-befolyásolta meanderek övzátonyain a ferderétegek dőlése gyakran a dagályáram irányát tükrözi.

* * *

Összefoglalva: Az esztuáriumi üledékek számos fizikai, kémiai és biológiai folyamat összeszövődésének termékei. Kialakulásukban OLSEN—SIMPSON (1978) szerint az árapályáramok váltakozása, az esztuárium alakja és helyi hidrológiai és cirkulációs viszonyai mellett a viharoknak, az agyagrészecskék flokkulációjának, az élőlények szerves és vázanyaga hozzákeveredésének, a bioturbációnak, a bakteriális folyamatoknak, az üledék többszöri áthalmozódásának is nagy szerepe lehet. A folyóvízi hordalék zöme vagy a sósvízbetörés szárazföld felőli részén vagy ott rakódik le, ahol az árapályáramlást mélyedések, zátonyok, természetes földnyelvek akadályozzák. Az édesvízréteg kifelé sodródó lebegő hordalékának lesüllyedő részét a nagyobb sótartalmú fenékvíz turbulenciája visszafelé szállítja, és a sóék csúcsa közelében ülepíti le. Lerakódásának helye azonban a sósvíz-benyomulás naponkénti vagy szezonális változásainak megfelelően ingadozik. Alacsony folyóvízállás esetén a dagályhullámmal az esztuáriumnak nemcsak a torkolatába, hanem jóval e fölé is tengeri homok sodródik be. Az üledék más részét pedig az esztuárium oldalának eróziója, megsuvadása vagy rogyása termeli.

A legdurvább szemcsék a legerősebb áramlású helyeken (a dagályáram belépési helyein, az árapálycsatornák fenekén s az esztuárium torkolata közelébe eső partok mentén), a finomak az alacsony energiájú részeken (a mélyedésekben, az árapályközi síkságon, a szubtidális padokon, a sóék szárazföld felőli csúcsán) halmozódnak föl. A három fő lerakódási környezet üledékeinek szövete horizontálisan és függőlegesen is gyorsan változik:

(1) A *mederfenék* durva üledékei közt sok a héjtöredék, a kavics- és fatörzsdarab. Ezeket az esztuárium csúcsa irányában

— némileg bioturbált, az árapályáramok következtében jól osztályozott, fodros és keresztrétegzett homok, majd
— sok héjtöredéket tartalmazó, bioturbált aleuritos homok,
— héjtörmelékes–kavicsos–fatörzs-maradványos, bioturbált agyagos aleurit, végül
— az édesvíz beömlésénél kavicsot és durva homokot is tartalmazó agyagos aleurit váltja föl.

(2) A *szubtidális padok* többnyire lemezes lerakódásai közé gyakran 1—10 cm vastagságú, nem-lemezes csíkok iktatódnak. Az esztuárium csúcsa felé haladva

— keresztrétegzett homok,
— homok és agyagos aleurit keveréke,
— finom homok, aleurit és agyagos aleurit váltakozása,
— növénytörmelékes aleurit és agyag váltakozása

figyelhető meg.

(3) A *szegélyi mélyedések és árapályközi síkságok* (a hullámzás erősségétől függően) homokosak vagy agyagosak. A mélyedések kitöltése gyakran erősen bioturbált, az árapálysíkságok anyaga pedig általában lemezes.

Az esztuárium finom szemű üledékeinek lemezességét igen gyakran ásó–fúró szervezetek lakó- és falójáratai vagy a biokémiai bomlásból eredő gázok (CH_4, CO_2) buborékai és áttörési csatornái tüntetik el.

Az üledékek anyagának zöme allotigén ásványtörmelék (kvarc, földpát, agyag- és nehézásványok). Az ásványi összetétel azonban a forrásterület, a diagenezis, a flokkuláció sebességkülönbségei miatt eléggé gyorsan változik. A mészhéjakból álló padok és lencsék, a tőzegrétegek a biogén anyag helyenkénti fölhalmozódását tanúsítják. Az aleuritokhoz és agyagokhoz kötött szerves anyag mennyisége azonban csak ritkán több 5%-nál. Koncentrációjának emelkedése viszont a nyomelem-koncentrációt is megnöveli. Az autigén ásványok általában kicsiny mennyiségének csak a nyomelem- és tápanyagtartalom (P, S, Ca stb.) eloszlása szempontjából van jelentősége.

5.1024 A fosszilis esztuáriumi üledékek részint a vízfolyások évszakos ingadozásai és az árapályritmicitás által kialakított belső szerkezetek, részint a tiszta árapály-, ill. a tiszta folyóvízi fáciesekkel való regionális összefüggéseik alapján ismerhetők fel. A

tenger felé előnyomuló esztuáriumi üledékek általában sósvízi ősmaradványokban gazdag partközeli fáciesek lenyesett felszínére települnek; őket pedig fluviális fáciesek fedik be. Pontos azonosításuk azonban csak az árapály-folyamatok és a sótartalom felhígulását tükröző állat- és növénytársaságok jelenléte esetén lehetséges. Mivel megfelelő biológiai tényanyaggal csak az utolsó 600 millió évre visszamenően rendelkezünk, esztuáriumi üledékek biztos nyomait csak a fanerozóikumból mutatták ki.

A viszonylag kevés jó példa közül a legidősebbeket Wyoming (USA) alsó-krétabeli Fall River Formációjából (Campbell—Oaks 1973) és a Londoni-medence eocénjéből ismertették. Az utóbbi helyen Bosence (1973, 1976) két fő kifejlődést különített el: (1) Árapálycsatorna-fácies, amely nagy hosszanti kimosások eróziós felszínére települt, fölfelé síkrétegű és bimodálisan keresztrétegzett, olykor aleurit-bevonatú homokba átmenő, intraformációs konglomerátummal kezdődik. (2) Csatornaközi fácies, amit ugyancsak eróziós felszínen nyugvó, flázeres és lencsés szerkezetű, gyakran bimodális keresztlemezességű aleurit, továbbá fodorlemezes finom homok alkot. E fácies az árapálycsatornák övzátonyain keletkezettnek látszik. — Az eróziós felszínek alatti tengeri üledékeket az *Ophiomorpha nodosa* által okozott, erős bioturbáció jellemzi.

A jelenkori esztuáriumok üledéksorához természetesen *a hollandiai pleisztocén összletek* állnak legközelebb (Elliott 1978, p. 176). Az ezek talpának eróziós felszínét fedő vékony intraformációs konglomerátum fölött homok települ, amelynek kétirányú áramlást jelző íves (vályús) ferderétegeit az árapályáram fluktuációjának megfelelően közbetelepült agyag- és agyag–kőzetliszt-lemezek vonják be. Ezeket a mederüledékeket ugyancsak bimodális irányítottságú, lencsés és flázeres szerkezetű finom homok fedi. A rétegsor tehát fölfelé finomodik. További példákat sorolnak föl Mowbray (1980), Dyer (1973), Wiley (1976) és Wilson (1967).

IRODALOM

Ackers, P. 1972: Sediment transport in channels: an alternative approach. — *Hydraul. Res. Stn. (Wallingford), Intern. Rep.*, **102.**

Ackers, P.—Charlton, F. G. 1970: *J. Hydrol.*, **11,** 230—252.

Ackers, P.—White, W. R. 1973: *J. Hydraul. Div. ASCE*, **99** (HY11), 2041—2060.

Allen, G. P. 1971: Déplacement saisonniers de la lentille de „Crème de Vase" dans l'estuaire de la Gironde. — *C. R. Acad. Sci. Paris*, **273,** 2421—2431.

Allen, G. P. 1972: *Étude des processes sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde.* — Thèse Fac. Bordeaux, 310 p.

Allen, G. P.—Sauzay, G.—Castaing, P. 1976: Transport and deposition of suspended sediment in the Gironde estuary, France. — *In:* Wiley, M. (ed.): *Estuarine Processes.* — Chichester: Wiley, 63—81.

Allen, J. R. L. 1964: Studies in fluviatile sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. — *Sedimentology*, **3,** 163—198.

Allen, J. R. L. 1965a: Late Quaternary Niger delta, and adjacent areas: sedimentary environments and lithofacies. — *AAPG Bull.*, **49,** 547—600.

Allen, J. R. L. 1965b: A review of the origin and the characteristics of recent alluvial sediments. — *Sedimentology*, **5,** 89—191.

Allen, J. R. L. 1965c: The sedimentation and palaeogeography of the Old Red Sandstone of Anglesy, North Wales. — *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, **35,** 139—185.

Allen, J. R. L. 1970a: *Physical Processes of Sedimentation.* — London: Allen & Unwin, 248 p.

Allen, J. R. L. 1970b: Studies in fluviatile sedimentation: a comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. — *J. Sed. Petrol.*, **40,** 298—323.

Allen, J. R. L. 1970c: *In:* Morgan, J. P. (ed.): *Deltaic Sedimentation, Modern and Ancient.* — SEPM Spec. Publ., **15,** 138—151.

Allen, J. R. L. 1978: Deltaic sediments. — Fluvial sedimentation. — Fluvial sediments. — *In:* Fairbridge, R. W.—Bourgeois, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 235—240; 335—339.

Allen, J. R. L. 1982: *Sedimentary Structures. Their Character and Physical Basis. I—II.* — Amsterdam—Oxford—New York: Elsevier, 593 + 663 p.

Allen, J. R. L. 1983: Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh borders. — *Sediment. Geol.*, **33,** 237—293.

Axelsson, V. 1967: The Laitaure Delta, a study of deltaic morphology and processes. — *Geogr. Annalr.* **49A,** 127 p.

Bagnold, R. A. 1956: The flow of cohesionless grains in fluids. — *Phil. Trans. R. Soc. London. (A)*, **249,** 335—397.

Bagnold, R. A. 1966: An approach to the sediment transport problem from general physics. — *USGS Prof. Pap.*, **422-I.**

Bagnold, R. A. 1973: The nature of saltation and of „bed-load" transport in water. — *Proc. R. Soc. London (A)*, **332,** 473—504.

Bagnold, R. A. 1977: Bedload transport by natural rivers. — *Water Resources Research*, **13,** 303—312.

Bates, C. C. 1953: Rational theory of delta formation. — *AAPG Bull.*, **37,** 2119—2161.

Berg, R. R. 1968: Point-bar origin of Fall River sandstone reservoirs, Northeastern Wyoming. — *AAPG Bull.*, **52,** 11, 2116—2122.

Bernard, H. A. 1965: A resumé of river delta types. — *AAPG Bull.*, **49,** 334—335.

Berthois, L. 1958: La formation des estuires et les deltas. — *C. R. Acad. Sci. Paris*, **247** (13), 947—950.

Berthois, L. 1978: Estuarine sedimentation. — *In:* Fairbridge, R. W.—Bourgeois, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 288—293.

Bérczi, I.—Phillips, R. I. 1985: Processes and Depositional Environments within Neogene Deltaic—Lacustrine Sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. — *Geol. Transactions*, **31,** 1—3, 55—74.

Bogárdi, J. L.—Szűcs, E. 1970: *Acta Techn. Acad. Sci. Hung.*, **69,** 3—27.

Borsy Z. 1987: Az Alföld hordalékkúpjainak fejlődéstörténete. — *Acta Acad. Paedag. Nyíregyháziensis.* **11/H.** — Nyíregyháza: Bessenyei Gy. Tan.k. Főisk., 5—42.

Bosence, D. W. J. 1973: Facies relationships in tidally influenced environment. — *Geol. Mijnb.*, **52,** 63—67.

Bosence, D. W. J. 1976: Ecological studies on two unattached coralline algae from Western Ireland. — *Palaeontology*, **19,** 365—395.

BOUN, T. M.—KRAUS, M. J. 1983: Ichnofossils of the alluvial Willwood Formation (Lower Eocene), Bighorn Basin, northwest Wyoming, U.S.A. — *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecology*, **43,** 1/2, 95—128.

BOURGEOIS, J. 1978: Alluvial-fan sediments. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 10—11.

BOWDEN, K. F. 1967: Circulation and diffusion. — *In:* LAUFF, G. H. (ed.): *Estuaries*. — Washington, D. C.: *Am. Assoc. Adv. Sci., Publ.*, **83,** 25—63.

BRIDGE, J. S. 1976: Bed topography and grain size in open channel bends. — *Sedimentology*, **23,** 407—414.

BRIDGE, J. S. 1977: Flow, bed topography, grain size and sedimentary structures in open channel bends: a three dimensional model. — *Earth Surf. Proc.*, **2,** 401—412.

BULL, W. B. 1968: Alluvial fan, cone. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W. (ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 7—10.

BUSCH, D. A. 1974: Stratigraphic Traps in Sandstones — Exploration Techniques. — *AAPG Mem.*, **21,** 174 p.

CAMPBELL, C. V.—OAKS, R. Q. 1973: Estuarine sandstone filling tidal scours, Lower Cretaceous Fall River Formation, Wyoming. — *J. Sed. Petrol.*, **43,** 765—778.

CARLSTON, C. W. 1965: The relation of free meander geometry to stream discharge and the geomorphic implication. — *Am. J. Sci.*, **263,** 864—885.

COLEMAN, J. M. 1976: *Deltas: processes of deposition and models for exploration*. — Champaign, Ill.: Continuing Educ. Publ. (1982: 2nd ed.)

COLEMAN, J. M.—GAGLIANO, S. M. 1964: Cyclic sedimentation in the Mississippi river deltaic plain. — *Trans. Gulf-Cst. Ass. Geol. Socs.*, **14,** 67—80.

COLEMAN, J. M.—WRIGHT, L. D. 1975: Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. — *In:* BROUSSARD, M. L. (ed.): *Deltas, Models for Exploration*. — Houston: Houston Geol. Soc., 99—149.

COLLINSON, J. D. 1978: Alluvial Sediments. — *In:* READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies*. — Oxford, etc.: Blackwell, 15—60.

COSSEY, S. P. J.—FRANK, H. F. 1983: Uranium Mineralization and Use of Resistance Log Character in Deltaic Point Bars: Franklin Mine, Karnes County, Texas. — *AAPG Bull.*, **67,** 1, 131—151.

DREW, D. A.—KOGELMAN, S. 1975: *Appl. Sci. Res.*, **30,** 279—290.

DYER, K. R. 1973: *Estuaries: a physical introduction*. — Chichester: Wiley.

EL FISHAWI, N. M. 1984: Roundness and sphericity of the delta coastal sands. — *Acta Min. Petr., Szeged*, **26,** 2, 235—245.

EL FISHAWI, N. M. 1985: Textural characteristics of the Nile delta coastal sands: an application in reconstructing the depositional environments. — *Acta Min. Petr., Szeged*, **27,** 71—88.

EL FISHAWI, N. M.—MOLNÁR, B. 1984: Distinction of the Nile Delta Coastal Environments by Scanning Electron Microscopy: A Statistical Evaluation. — *Acta Min. Petr., Szeged*, **26,** 2, 247—259.

EL FISHAWI, N. M.—MOLNÁR, B. 1985: Mineralogical relationships between the Nile delta coastal sands. — *Acta Min. Petr., Szeged*, **27,** 89—100.

ELLIOTT, T. 1975: The sedimentary history of a delta lobe from a Yoredale (Carboniferous) cyclothem. — *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, **40,** 505—536.

ELLIOTT, T. 1978: Deltas. — Clastic Shorelines. — *In:* READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies*. — Oxford, etc.: Blackwell, 97—142; 170—175.

EMERY, K. O. 1968: Relict sediments on the continental shelves of world. — *AAPG Bull.*, **52,** 445—464.

ENGELUND, F. 1975: *J. Fluid. Mech.*, **72,** 145—160.

FERGUSON, R. I. 1975: *J. Hydrol.*, **26,** 315—333.

FERGUSON, R. I. 1977a: *In:* GREGORY, K. J. (ed.): *River Channel Changes*. — London: Wiley, 235—248.

FERGUSON, R. I. 1977b: *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88,** 212—214.

FERM, J. C. 1974: Carboniferous environment models in eastern United States and their significance. — *In:* BRIGGS, G. (ed.): *Carboniferous of the United States*. — *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, **148.**

FISHER, W. L. 1969: Facies characterization of Gulf Coast Basin delta with some Holocene analogues. — *Trans. Gulf-Cst. Ass. Geol. Socs.*, **19,** 239—261.

FISHER, W. L.—BROWN, L. F.—SCOTT, A. J.—MCGOWEN, J. H. 1969: *Delta systems in the exploration for oil and gas*. — Bur. Econ. Geol., Univ. Texas, Austin, 78 p.

FISHER, W. L.—MCGOWEN, J. H. 1967: Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. — *Trans. Gulf-Cst. Ass. Geol. Socs.*, **17,** 105—125.

FISK, H. N. 1947: *Fine Grained Alluvial Deposits and their Effects on Mississippi River Activity*. — Mississippi River Comm. Vicksburg, Miss, 1—82.

FRAZIER, D. E. 1967: Recent deltaic deposits of the Mississippi delta: their development and chronology. — *Trans. Gulf-Cst. Ass. Geol. Socs.*, **17,** 287—315.

FRIEDMAN, G. M.—SANDERS, J. E. 1978: *Principles of Sedimentology*. — New York, etc.: Wiley & Sons, 792 p.

GALLOWAY, W. E. 1968: Depositional systems of the Lower Wilcox Group, north-central Gulf Coast Basin. — *Trans. Gulf-Cst. Ass. Geol. Socs.*, **18,** 275—289.

GALLOWAY, W. E. 1975: Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. — *In:* BROUSSARD, M. L. (ed.): *Deltas, Models for Exploration*. — Houston: Houston Geol. Soc., 87—98.

GALLOWAY, W. E.—HOBDAY, D. K. 1983: *Terrigenous Clastic Depositional Systems. Application to Petroleum, Coal and Uranium Exploration*. — New York: Springer, 25—113.

GILBERT, G. K. 1885: The topographical features of lake shores. — *Ann. Rept. U. S. Geol. Surv.*, **5,** 69—123.

GILBERT, G. K. 1890: *Lake Bonneville*. — *Monogr. U. S. Geol. Surv.*, **1,** 438 p.

GOLE, C. V.—CHITALE, S. V. 1966: Inland delta building activity of Kosi River. — *J. Hydr. Div. Am. Soc. Civ. Engeen.*, **92,** 111—126.

GREER, S. A. 1975: Sandbody geometry and sedimentary facies at the estuary-marine transition zone, Ossabaw Sound, Georgia: a stratigraphic model. — *Senckenberg. Marit.*, **7,** 105—135.

GROSZ, A. E.—SÍKHEGYI, F.—FÜGEDI, U. P. 1985: Economic heavy minerals of the Danube river floodplain sediments and fluviolacustrine deposits of Northwestern and Central Hungary. — *Geophysical Transact.*, **31,** 1—3, 157—167.

HAYES, M. O. 1971: Geomorphology and sedimentation of some New England estuaries. — *In:* SCHUBEL, J. R. (ed.): *The Estuarine Environment: Estuaries and Estuarine Sedimentation*. — Washington, D. C.: Am. Geol. Inst., 1—71.

HAYES, M. O. 1975: Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. — *In:* CRONIN, L. E. (ed.): *Estuarine Research*, **2,** 2—22. — London: Academic Press.

HERBERT, J. F.—HYDE, M. G. 1982: Sheet-flow deposits of graded beds and sandstones on an alluvial sandflat playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St Mary's Bay, Nova Scotia. — *Sedimentology*, **29,** 4, 457—474.

HEWARD, A. P. 1978: Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian *D*-Stephanian *B* coalfields, northern Spain. — *In:* MIALL, A. D. (ed.): *Fluvial Sedimentology*. — *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, **5.**

HEY, R. D.—THORNE, C. R. 1975: *Area*, **7,** 191—195.

HICKIN, E. J.—NANSON, G. C. 1975: *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86,** 487—494.

HOOKE, R. Le B. 1967: Processes on arid-region alluvial fans. — *J. Geol.*, **75,** 438—460.

HOWARD, J. D. — ELDERS, C. A. — HEINBOKEL, J. F. 1975: Animal-sediment relationships in estuarine point bar deposits, Ogeechol River — Ossabaw Sound, Georgia. — *Senckenberg. Marit.*, **7,** 181—203.

JACKSON, R. G. 1975: Velocity-bedform texture pattern of meander bends in the Lower Wabash River in Illinois and Indiana. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **86,** 1511—1522.

JUHÁSZ J. 1976: *Hidrogeológia.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 767 p.

KÉZ A. 1958: Hogyan mozog a kavics a vízfolyás medrében. — *Földr. Ért.*, **7,** 3, 356—359.

KONDRAT'EV, N. Y. 1969: *Sov. Hydrol. Select. Pap.*, **1968,** 4, 309—335.

KOTEFF, C. 1974: The morphologic sequences concept and deglaciation of southern New England. — *In:* COATES, D. R. (ed.): *Glacial Geomorphology.* — Binghampton: SUNY, Publ. Geomorph., 121—144.

KRIGSTRÖM, A. 1962: Geomorphological studies of Sandur Plains and their braided rivers in Iceland. — *Geogr. Annlr.*, **44,** 328—346.

LÁSZLÓFFY W. 1982: *A Tisza.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 609 p.

LEEDER, M. R. 1973: Fluviatile fining upward cycles and the magnitude of palaeochannels. — *Geol. Mag.*, **110,** 265—276.

LEEDER, M. R. 1982: *Sedimentology. — Process and Product.* — London: Allen & Unwin, 182—194.

LEOPOLD, L. B. — MADDOCK, J. T. 1953: *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper,* **252.**

LEOPOLD, L. B. — WOLMAN, M. G. 1960: River meanders. — *Bull. Soc. Am.*, **71,** 769—794.

LOUIS, H. 1974: Geologische Wirkungen des fliessenden Wassers. — *In:* BRINKMANN, R. (ed.): *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. I.* — 2. Aufl. — Stuttgart: Enke, 122—185; 436.

MACK, G. H. — RASMUSSEN, K. A. 1984: Alluvial-fan sedimentation of the Cutler Formation (Permo-Pennsylvanian) near Gateway, Colorado. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **95,** 1.

MCCABE, P. J. 1977: Deep distributary channels and giant bedforms in the Upper Carboniferous of the Central Pennines, northern England. — *Sedimentology,* **24,** 271—290.

MCGOWEN, J. H. — GROAT, L. G. 1971: Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. — *Rept. of Investig.*, **72,** 1—57. — Bureau Econ. Geol., Univ. Texas, Austin.

MEADE, R. H. 1985: Wordike Movement of Bedload Sediment, East Park River, Wyoming. — *Environ. Geol. Water. Sci.*, **7,** 4, 215—225.

MIALL, A. D. (ed.) 1981: *Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins.* — The Geolog. Assoc. of Canada. — *Spec. Paper,* **23,** 272 p.

MORISAWA, M. (ed.) 1981: *Fluvial Geomorphology.* — The „Binghampton" Sympos. Geomorph. — *Internat. Series,* **4.**

MOWBRAY, T. DE 1980: *Sedimentary processes of recent intertidal channels.* — Ph. D. thesis, Univ. Leeds.

MUIR, J. D.—RUST, B. R. 1982: Sedimentology of a Lower Permian coastal alluvial fan complex. — *Bull. Canadian Petr. Geol.*, **30,** 4, 245—263.

NELSON, B. W. 1970: Hydrography, sediment dispersal and recent historical development of the Po River delta, Italy. — *In:* MORGAN, J. P. — SHAVER, R. H. (eds): *Deltaic Sedimentation, Modern and Ancient.* — *SEPM Spec. Publ.*, **15,** Tulsa, 152—184.

O'BRIEN, M. P. 1933: *Transactions Amer. Geophys. Union,* **14,** 487—491.

OLSEN, C. R. — SIMPSON, H. J. 1978: Estuarine sediments. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W. — BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 293—296.

OOMKENS, E. 1974: Lithofacies relations in the late Quaternary Niger delta complex. — *Sedimentology,* **21,** 195—222.

PETTIJOHN, F. J.—POTTER, P. E. 1964: *Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures.* — Berlin, etc.: Springer, 370 p.

PÉCSI, M. (ed.) 1985: *Environmental and Dynamic Geomorphology.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 220 p.

POPOV, I. V. 1965: *Soviet Hydrol. Selected Paper,* **1964,** 2, 188—195.

PRENTICE, J. E. — BEG, I. R. — COLLEYPRIEST, C. — KIRBY, R. — SUTCLIFFE, P. J. C. — DOBSON, M. R. — D'OLIER, B. — ELVINES, M. F. — KILÉNYI, T. I. — MADDRELL, R. J. — PHINN, T. R. 1968: Sediment transport in estuarine areas. — *Nature,* **218,** 1207—1210.

PRITCHARD, D. W. 1955: Estuarine circulation patterns. — *Proc. Am. Soc. Civil Eng.*, **81,** 1—11.

PRITCHARD, D. W. 1976a: What is an estuary: physical viewpoint. — *In:* LAUFF, G. H. (ed.): *Estuaries. — Amer. Ass. Adv. Sci., Publ.*, **83,** Washington, D. C., 3—5.

PRITCHARD, D. W. 1976b: Observations of circulation in coastal plain estuaries. — *In:* LAUFF, G. H. (ed.): *Estuaries. — Am. Ass. Adv. Sci., Publ.*, **83,** 37—44.

PRITCHARD, D. W. — CARTER, H. H. 1971: Estuarine circulation pattern. — *In:* SCHUBEL, J. R. D. (ed.): *The Estuarine Environment: Estuaries and Estuarine Sedimentation.* — Washington, D. C.: Am. Geol. Inst., 1—17.

RAHMANI, R. A. — FLORES, R. M. (eds) 1984: *Sedimentology of Coal and Coal-bearing Sequences. — Intern. Ass. Sedimentol., Spec. Publ., 7.* — Oxford-London. etc.: Blackwell, 412 p.

RAKOVITS Z. 1969: A Hernád-mederkavics szállítási viszonyainak elemzése. — *Hidr. Közl.*, **1969,** 6, 280—288.

RÓNAI A. 1959: Adatok a folyók üledékképző munkájának ismertetéséhez. — *Hidr. Közl.*, **1959,** 1, 1—16.

ROZOVSKII, I. L. 1961: *Flow of Water in Bends of Open Channels.* — Israel Program f. Scientific Translations. — Jerusalem.

SCHUBEL, J. R. (ed.) 1971: *The Estuarine Environment: Estuaries and Estuarine Sedimentation.* — Washington: Am. Geol. Inst., 324 p.

SCHUMM, S. A. 1972: *In:* RIGBY, J. K. — HAMBLIN, W. K. (eds): *Recognition of Ancient Sedimentary Environments. — SEPM Spec. Publ.*, **16,** 98—107.

SCHUMM, S. A. 1977: *The Fluvial System.* — New York: Wiley.

SCRUTON, P. C. 1960: Delta building and the deltaic sequences. — *In:* SHEPARD, F. P. *et al.* (eds): *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico.* — Tulsa, Okla.: AAPG, 82—102.

SEIBOLD, E. 1974: Geologische Vorgänge von Flussmündungen. — *In:* BRINKMANN, R. (ed.): *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie I.* — Stuttgart: Enke, 430—436.

SELLEY, R. C. 1965: Diagnostic characters of fluviatile sediments of the Torridonian Formation (Precambrian) of northwest Scotland. — *J. Sed. Petrol.*, **35,** 366—380.

SIMONS, J. B. — CORNISH, R. 1983: Fluvial landforms associated with ice-barred lake drainage in upper Glen Roy, Scotland. — *Proceedings of the Geologist's Assoc.*, **94,** 1.

SMITH, N. D. 1978: Braided-stream deposits. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W. — BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 82—84.

SPEIGHT, J. G. 1965: *J. Hydrol.*, **3,** 1—36.

STELCZER K. 1980: *A görgetett hordalék mozgásának számítása.* — Budapest: VIZDOK. — *VMGT:* **123,** 364 p.

STELCZER K. 1985: Folyók szabályozása. — *In:* PALOTÁS L.: *Mérnöki kézikönyv. III.* — Budapest: Műszaki Kiadó, 288—310.

STRAUSZ L. 1952: Kavicstanulmányok a Dunántúl középső részéből. — *Földt. Közl.*, **83,** 119—136.

STRAUSZ L. 1954: Folyóvízi durva törmelékes kőzetek. — *Földt. Közl.*, **84**, 131—137.

SUNDBORG, Å. 1956: The River Klarälven: A study of fluvial processes. — *Geogr. Annalr.*, **38**, 127—316.

SUTTNER, L. J. — DUTTA, P. K. 1966: Alluvial Sandstone Composition and Palaeoclimate. I. Framework Mineralogy. — *J. Sedim. Petrol.*, **56**, 3, 329—345.

TALBOT, M. R. — WILLIAMS, M. A. J. 1978: Erosion of fixed dunes in the Sahel, central Niger. — *Earth Surf. Proc.*, **3**, 107—113.

TALBOT, M. R.—WILLIAMS, M. A. J. 1979: Cyclic alluvial fan sedimentation on the flanks of fixed dunes, Janjari, Central Niger. — *Catena*, **6**, 43—62.

Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers. Part. I. — Mitteil. Geol. Pal. Inst. Univ. Hamburg, **52.** — SCOPE/UNEP Sonderband. — Hamburg, 1982, 764 p.

VENDL A. 1951, 1954: *Geológia I.* — Budapest: Tankönyvkiadó, 443—487.

WALKER, R. G. 1975: Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **86**, 737—748.

WEBER, K. J.—DAUKORU, E. 1975: Petroleum geology of the Niger delta. — *Proc. 9th World Petrol. Conf.*, 209—221.

WHITE, W. R.—MILLI, H.—CRABBE, A. D. 1973: Sediment transport: an appraisal of existing methods. *1.* Survey of existing theories. — *2.* Performance of theoretical methods when applied to flume and field data. — *Hydr. Res. Stn.; Rep. INT*, **119.**

WILEY, M. (ed.) 1976: *Estuarine Processes.* **1—2.** — Chichester: Wiley.

WILSON, I. G. 1973: *Nature*, **241**, 393—394. — London.

WILSON, J. B. 1967: Palaeoecological studies on shell beds and associated sediments in the Solway Firth. — *Scott. J. Geol.*, **3**, 329—371.

WRIGHT, L. D. 1977: Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, **88**, 857—868.

WRIGHT, L. D. — COLEMAN, J. M. 1973: Variations in morphology of major river deltas as function of ocean wave and river discharge regimes. — *AAPG Bull.*, **57**, 370—398.

WRIGHT, L. D. — COLEMAN, J. M. — THOM, B. G. 1973: Processes of channel development in a high tide environment: Cambridge Gulf—Ord River delta, western Australia. — *J. Geol.*, **81**, 15—41.

6. A SZÉL SZÁLLÍTÓ ÉS LERAKÓ TEVÉKENYSÉGE

BALOGH KÁLMÁN

6.1 A LÉGKÖR FOGALMA ÉS JELENTŐSÉGE

A szél a légköri gázok mozgása. A *légkör* (atmoszféra) a szilárd földkérget és a hidroszférát övező, mintegy $5{,}3 \times 10^{15}$ t tömegű gázburok, amely a tengerszint minden cm^2-ére átlagosan 1,013 bar ($= 1{,}013 \times 10^5$ Pa) nyomást gyakorol. E gázburok sűrűsége, nyomása, hőmérséklete, összetétele, elektromos tulajdonságai és mozgásai uralkodóan a tszf. magasságtól függően változnak. Ennek oka egyrészt a nehézségi erőnek sugár menti csökkenésében, másrészt a légrétegeknek a napsugárzás szelektív elnyelődése okozta különböző fölmelegedésében, ill. a rövidhullámú sugarak disszociáló, valamint ionizáló hatásában keresendő. Bolygónk nehézségi erőterében a légnyomásnak és a sűrűségnek magasság szerinti, közel logaritmikus csökkenése ellenére a légkör gázai csak a 80—100 km feletti *heteroszférá*ban rétegződnek molekulasúlyuk szerint *(6.1 ábra)*. A 100 km alatti (s a légkör tömegének >99%-át kitevő) *homoszféra* gázainak részaránya azonban gyakorlatilag állandó marad, mert különböző rétegeinek anyagát az azok között létrejövő, vertikális irányú (konvektív) áramlások összekeverik.

A *homoszféra* anyagának a többi geoszférával fennálló gázcsere útján csak 10^3—10^7 év alatt cserélődő — s ezért *állandó gázok*nak is nevezett — következő gázok a fő alkotói: N_2 (78 térf. %), O_2 (21 térf. %), Ar (<1 térf. %); Ne, He, Kr, Xe (együttesen <0,1 térf. %).

A homoszféra ezeken kívül még számos, viszonylag kis mennyiségű *nyom*-anyagot is tartalmaz. Ezeket két csoportba szokás osztani:

(1) a légkörben 1 évnél rövidebb ideig tartózkodó, nagyon változékony gázok: CO (4 hónap), H_2O (14 nap), NH_3 (7 nap), SO_2 (4 nap), H_2S (2 nap);

(2) 1—20 éves tartózkodási idejű, változékony gázok: CO_2 (15 év), H_2 (6—7 év), CH_4 (4 év), O_3 (2 év).

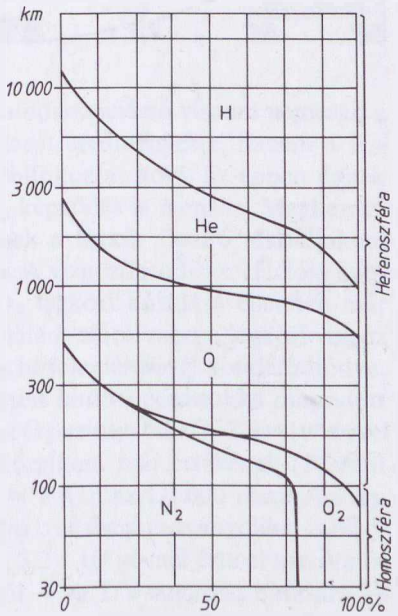
Hőmérséklete alapján a homoszféra alulról fölfelé a következőképpen tagolódik *(6.2 ábra)*.

(1) *Troposzféra*: a Föld forgása miatt az egyenlítő táján 18, a sarkvidékeken 6—8 km körüli vastagságú légréteg, amelynek hőmérséklete a napsugárzás csaknem 50%-át elnyelő földfelszíntől fölfelé, km-enként kb. 6,5°C-kal csökken.

(2) *Tropopauza*: az a földrajzi szélességtől függő magasságban elhelyezkedő (az egyenlítő környékén −70°C-os, a sarki térségek fölött −40—−50°C-os) határréteg, amelytől kezdve a levegő hőmérsékelete fölfelé ismét emelkedni kezd.

(3) *Sztratoszféra*: az UV-sugárzásnak az O_2 molekulákon való elnyelődése és azoknak „ózonpajzs"-zsá alakítása folytán 0°C-ig fölmelegedő s kb. 50 km magasságig terjedő, kis sűrűségű, de a földi élet számára nélkülözhetetlen védelmet nyújtó légréteg.

(4) *Sztratopauza*: az a kb. 50 km magasságban levő határréteg, amely fölött a hőmérséklet újra csökkenni kezd.

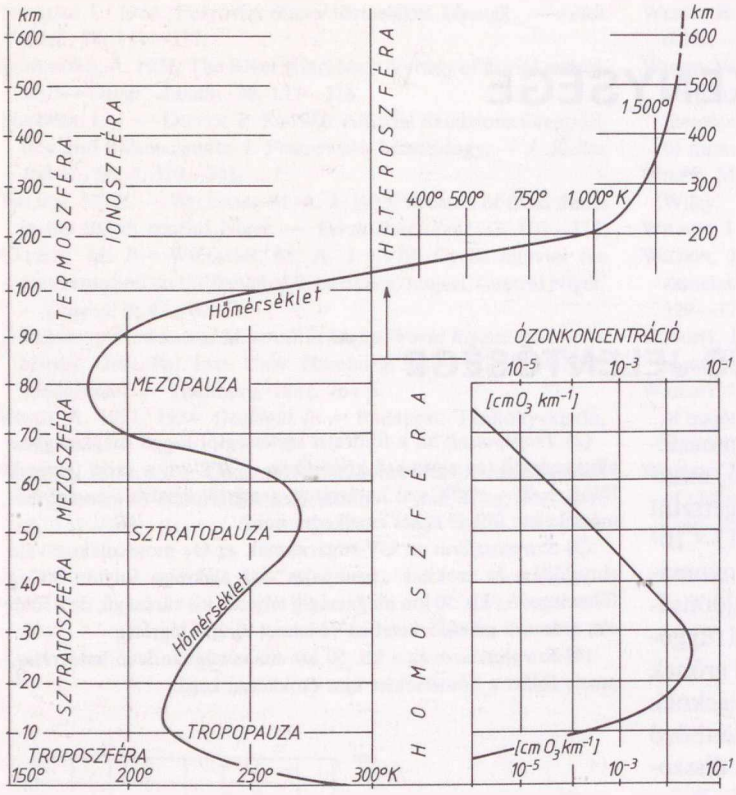


6.1 ábra. A légköri gázok tömegarányának magassági változása, BÉLL (1979) nyomán

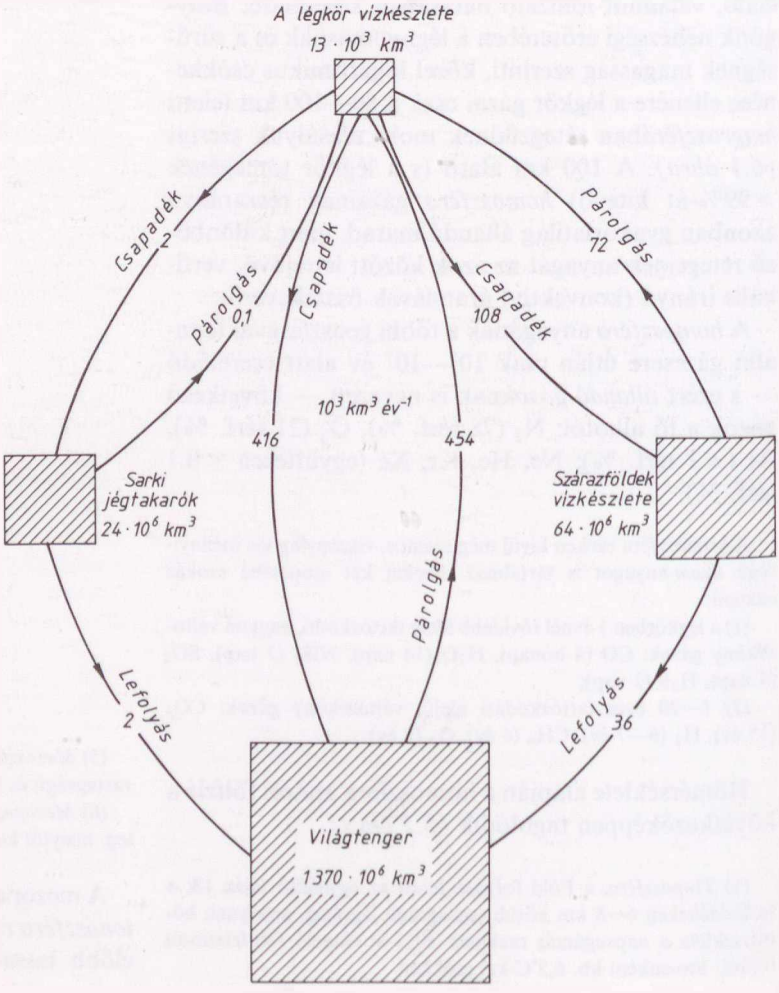
(5) *Mezoszféra*: konvektív légmozgásokkal jellemzett, kb. 30 km vastagságú és fokozatosan kb. −80°C-ig lehűlő légréteg.

(6) *Mezopauza*: az a mintegy 80 km magasságban levő határréteg, melytől kezdve a hőmérséklet újból növekedni kezd.

A mezopauza feletti s már a heteroszférához tartozó *ionoszféra* ritka gázrészecskéi a fotoionizáció hatására előbb lassabban, majd 200 km felett igen gyorsan



6.2 ábra. A homo- és heteroszféra hőmérséklet szerinti tagozódása és a homoszféra ózonkoncentrációja BÉLL (1979) nyomán



6.3 ábra. A Föld jelenlegi vízháztartásának adatai BÉLL (1979) szerint

1 200—1 300°C-ra melegszenek, és egyre inkább ionos állapotba kerülnek. A hőmozgás növekedése miatt e nagyon ritka légrétegek semleges molekulái és atomjai 600, ionjai pedig 1 000 km körüli magasságban — az egymáshoz való ütközés mind kisebb valószínűsége miatt megszökve — a bolygóközi térbe kezdenek átlépni. 3 000 km körüli magasságban a földi légkör csaknem folytonos átmenettel a nagyon hideg és ritka bolygóközi gázba olvad bele.

A légkör övei közül üledéktani szempontból a troposzférának van a legközvetlenebb jelentősége, mert:

(a) szüntelen mozgásai révén egyik legfőbb okozója az időjárás és éghajlat változásainak, megindítója az állóvizek hullámzásának és áramlásrendszereinek, saját üledéktermelő, -szállító és -lerakó tevékenysége révén pedig a földfelszín hatalmas területeinek tájformáló tényezője;

(b) szabad gázai, valamint a közte és a hidro-, pedo-, ill. bioszféra közötti gázcsere útján közreműködik a különböző talajtípusok kialakulásában, CO_2-tartalma révén — a növényi asszimiláció útján — lehetővé teszi a szerves anyagok képződését, O_2-tartalma révén megalapozza az élővilág túlnyomó részének anyagcseréjét és biztosítja a szerves és szervetlen anyagok körforgalmát;

(c) rajta keresztül bonyolódik le a világtenger vizének az a körforgása, melynek során a párolgásból származó 454×10^3 km³/év vízveszteséget a 416×10^3 km³/évnyi csapadék s a szárazföldekről (36×10^3 km³/év), meg a sarki jégtakaróból elfolyó víz (2×10^3 km³/év) összege egyenlíti ki; ez biztosítja egyrészt a mállás, talajképződés, lepusztulás, szállítás és üledéklerakás folyamatait, másrészt a szárazföldi és a tengeri élet vízigényét *(6.3 ábra)*.

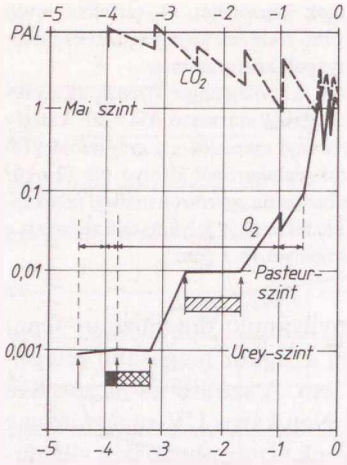
A mindezekben megnyilvánuló dinamizmus fenntartásában természetesen a légkör magasabb rétegeinek is jelentős szerepük van. A sztrato- és mezoszféra jelentőségét pl. részint a Nap káros UV-sugárzásának behatolását gátló, bolygónk víztartalmának a világűrbe távozását megakadályozó szerepe adja meg. Másrészt a troposzférával fennálló s a 30. és 60. szélességi fokok táján legerősebb konvekciós áramlások révén e légrétegek a földfelszín időjárására is hatással vannak.

6.2 A LÉGKÖR KIALAKULÁSÁNAK TÖRTÉNETE

A Föld keletkezésével kapcsolatos — de a radioaktív sugárzás és a reá hulló bolygóközi anyagok becsapódása okozta hő és megolvadás miatt el is veszített — *elsődleges légköré*ről csak elképzelések vannak. Földünk mai — *másodlagos* — légköre pedig hosszú fejlődés eredménye, amely a megolvadt földmagot és a hideg világűrt elválasztó földkéregnek kb. 4 milliárd évvel ezelőtti kialakulásával vette kezdetét.

Ez a légkör a hőszigetelő rétegként működő, de még vékony földkérget minduntalan áttörő vulkánok H_2, H_2O, CO, valamint N_2 és CO_2 alkotta gázfelhőiből állhatott (tehát a későbbi vízkör anyagát is tartalmazta). Mivel az O_2 fötömegét a magmában levő Fe visszatartotta, ez az atmoszféra eleinte valószínűleg redukáló jellegű volt. E ténynek az élőlények későbbi kialakulása szempontjából van nagy jelentősége, hiszen — jelenlegi ismereteink szerint — élő anyag oxidáló atmoszférában csak élő anyagból jöhet létre. Az élettelen anyagból keletkező élő makromolekulákat ui. az oxidáció azonnal elpusztítaná.

A vulkáni gázok egymás közti reakciója útján a légkörben — kevés H_2, H_2O és NH_3 mellett — a metán (CH_4) jutott túlsúlyra. A légkörben levő vízgőz nagy részét az N_2-vel NH_3-má alakulás óvta meg az ultraibolya sugárzás okozta fotodisszociáció túlzott mértékétől, ami a metán CO_2-dá való alakulását eredményezte volna. A légkör metándús jellege azonban csak addig maradt fenn, amíg a vulkáni gáztermelés sebessége nagyságrendileg meghaladta a vízgőz maradékának bomlásával felszabaduló könnyű H_2-nek a csillagközi térbe való elszökését. Az exhalációk lanyhulásával erősödő fotodisszociáció viszont nemcsak a CH_4 CO_2-dá alakulását eredményezte, hanem a H_2-vesztést is annyira felfokozta, hogy az éppen ennek ellenében ható NH_3-képződés is megállt. Megkezdődött viszont a N_2-nek a légkör önálló alkotójaként való felhalmozódása. A vízgőz fotodisszociációja nyomán felszabaduló O_2 légköri dúsulása ellenben már csak azért is lassan haladt előre, mert a légköri vízgőz nagy része a kritikus hőfok elérésével kondenzálódva, a földkéreg mélyedéseit kitöltő óceánokká csapódott ki. Így az atmoszféra O_2-szintje csak $-3{,}8 \times 10^9$ évvel ezelőtt kezdte megközelíteni mai értékének (*P*resent *A*tmospheric *L*evel = PAL) az 1/1 000 részét, az ún. UREY-szintet *(6.4 ábra)*, de ősmaradványokkal is bizonyíthatóan csak a $-3{,}2 \times 10^9$. évnél érte el azt. Valószínű, hogy metánból — az UV-sugárzás hatására — már ezt megelőzően is képződtek szerves molekulák. Ezek közül azonban csak azok maradtak fenn és fejlődtek tovább fermentációval, amelyek a gyakori záporok útján nagyobb vízmélységbe vagy az iszapba kerültek, ahová a színkép gyilkos része már nem hatolt le. Ezen időszak legfontosabb eseménye az volt, hogy a légkör még mindig kevés O_2-jéből az UV-sugárzás hatására az annak káros hullámtartományát elnyelő O_3-réteg keletkezett. S bár e rétegnek az UV-sugaraktól most már védettebb alja O_2-né alakult vissza, tetején az O_3-képződés tovább folyt. Az ózonréteg — aljának fogyása, tetejének gyarapodása következtében — a felszíntől elválva egyre magasabbra



6.4 ábra. A légkör O_2- és CO_2-szintjének földtörténeti változása, BÉLL (1979) nyomán

emelkedett. (Ma már mintegy 30 km magasságban helyezkedik el, s okozza a sztratoszféra hőmérsékleti inverzióját, melegségével megakadályozva a nehezebb gázoknak, közöttük a víznek a disszipációját. Az ez alatti tropopauza viszont — legalábbis ma — -50 és -70°C hőmérsékletével állít áthatolhatatlan hidegcsapdát a vízgőznek.) A 0,001 PAL-nak megfelelő UREY-szinten azonban az O_2-nek a víz fotodisszociációjával való képződése — az UV-sugarak káros tartományának visszatartása miatt — önszabályozó módon megszűnt. A további O_2-képződés már biológiai úton történt, s innen kezdve a légkör összetételének alakulása az élővilág evolúciójával összefüggő jelenséggé vált.

Az UV-sugarak káros befolyása alól felszabadult élőlények tevékenysége három főirányt vett fel: (1) a tengervíz egyre magasabb és szélesebb kiterjedésű régióiba hatoltak be; (2) a korábbi fermentációs folyamatok során felhasználatlanul maradt s ezért megnövekedett CO_2-mennyiségnek és a víznek a hasznos besugárzási tartomány felhasználásával történő fotoszintézisére tértek át (lásd a III. kötet, 31. fejezetét); (3) mivel ez a folyamat O_2 felszabadításával jár, jelentékeny mennyiségű O_2-t bocsátottak ki. Annak, hogy a légkör összetétele már a $-2{,}7 \times 10^9$. év táján elérte a 0,01 PAL-t, de ezután még kb. 1 milliárd évig ezen a szinten maradt, egyebek közt az O_2-nek az 1,8—2 milliárd éves vörös üledékekben való lekötődése is oka lehetett. Mindazonáltal ez a PASTEUR-ről elnevezett O_2-szint az élővilág elterjedésére és evolúciójára nézve döntő fontosságú anyagcsere-változásnak, a fermentációnál sokszorta gazdaságosabb légzésre való áttérésnek a küszöbértéke. (PASTEUR, L. figyelte meg először, hogy számos — mai — alacsonyrendű szervezet a 0,01 PAL átlépésekor a fermentációt légzéssel — vagyis lassú oxidációval — váltja fel.)

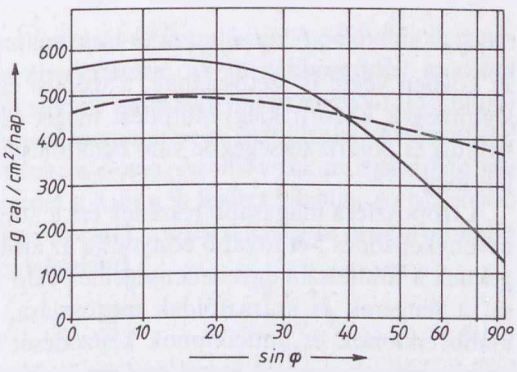
A légzésre való áttérés nemcsak a tengeri élővilág kibontakozására volt döntő hatással, hanem — a légzésnek, mint O_2-fogyasztó folyamatnak az elterjedése révén — az O_2-szint emelkedését is lassította. Gyorsította viszont azt az algonkiumi hegységképződésekhez kapcsolódó vulkáni működéssel a légkörbe került CO_2 asszimilációja. Ennek eredményeként a légkör a kambrium elején ($-0{,}6 \times 10^9$ év) érhette el azt a PAL értéket, melynél az ózonréteg már oly vastaggá vált, hogy a szárazföldeket sem fenyegette többé halálos UV-sugárzás. Ez nyitotta meg az évmilliárdokon át az óceánokra szorítkozó növény-, majd állatvilág számára azt az utat, melynek során — ősmaradványokkal is bizonyítottan a felső-szilurtól kezdve — fokozatosan benépesítették a szárazföldek mindaddig kizárólag anorganikus és mechanikai jellegű mállási és üledékképződési folyamatokkal jellemzett, élet nélküli tájait. Ez pedig a fűnemű és fás szárú vegetáció elterjedésével nemcsak a levegő O_2-szintjét emelte meglepő gyorsasággal a fanerozóikum-elejinek a tízszeresére, hanem az élővilágot — elsősorban a vegetációt — a kontinensek életének addig ismeretlen, sokirányú és nagy hatású szabályozójává tette. A bioszférának ez az egész földfelszínt átfogó rendszerré válása a külső geoszférák működésének egymásra hatásában olyan, mint mikor egy zenemű új tételeiben a nyitány egy még csak megpendített témájának összes variációi teljes szépségükben bontakoznak ki...

A *6.4 ábrá*ból kitűnően az O_2 és a CO_2 aránya a földtörténet folyamán ellentétesen alakult. A víz általában több CO_2-ot, kevesebb O_2-t képes oldani. Ezért a szabad O_2 legnagyobb része a légkörben foglal helyet, a CO_2 nagy részét pedig az óceánok vize tartalmazza. Vulkáni működéssel sok CO_2 és H_2O kerül a Föld légkörébe, s a felszínre került vulkáni termékek mállása leköthetí a légköri O_2 egy részét. Ha ez a CO_2 és vízgőz — mint egy üvegház — tartósan mérsékli a földfelszín által elnyelt hő visszasugárzását, az éghajlat melegebbé válhat. A CO_2-dúsulás miatt gyarapodó vegetáció s az óceánvízben való elnyelődés kompenzáló hatása azonban lassanként csökkenti a CO_2, növeli az O_2 mennyiségét, és biztosítja a légkör korábbi összetételének visszaállását.

6.3 A LÉGKÖRI CIRKULÁCIÓ, SZÉLRENDSZEREK

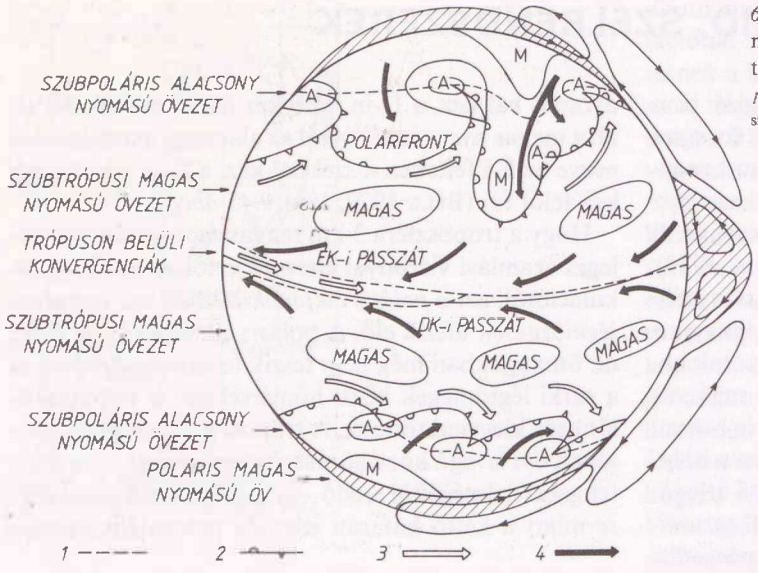
Ha az atmoszféra a Naptól külső energiát nem kapna, a felszínhez való súrlódás miatt együtt forogna a Földdel, s a levegőnek a Földhöz viszonyított mozgása — a szél — nem jöhetne létre. A Napból az egész Földre érkező rövidhullámú energiaáram évenkénti mennyiségét $1{,}3 \times 10^{24}$ gcal-ra becsülik (BÉLL 1979). Ennek 42%-a a felhőkről s a földfelszínről visszaverődik, majd a levegő molekuláin szétszóródva elhagyja a légkört. Kb. 15%-át a légkör gázai nyelik el, s csak kb. 42%-a hatol a Föld felszínébe. Ez az elnyelt sugárzás a légkör, ill. a felszín fölmelegedését okozza, és hosszú hullámú (hő-)sugarak formájában kerül vissza a bolygóközi térbe. A be- és kisugárzás hosszabb idő átlagában számított évi összegeinek egyensúlyt kell tartaniuk, különben a rendszer mértéktelenül fölmelegedne vagy lehűlne. Ez a globális egyensúly az egyes évszakok, a Föld egyes zónái, tengeri és szárazföldi területei tekintetében azonban nem áll fenn. Ellenkezőleg: a Föld egyes helyeinek az időjárási elemek (hőmérséklet, csapadék, légnyomás, szélirány és szélerősség) középértékei körüli ingadozásokban kifejeződő éghajlata között jelentős különbségek vannak. E különbségek jó részének a földrajzi szélesség szerinti zonalitását a sugárzási mérleg délkör menti változásai okozzák. Alacsony szélességeken ui. a felszín és a légkör egy átlagos évben több besugárzási energiát nyel el, mint amennyit kisugároz. Magasabb szélességeken pedig a helyzet éppen fordított *(6.5 ábra)*. Az elméleti és a tényleges hőmérséklet-eloszlás közti különbséget tehát az egyenlítőtől a sarkok felé irányuló hőszállításnak kell kiegyenlítenie. Ennek 1/5-ét a tengeráramlatok, 4/5-ét pedig a szabad, ill. látens hő átvitele útján az *általános légkörzés* közvetíti. Mivel a 30° és 60° közötti északi mérsékelt öv troposzféráját délen egységesen meleg (20,4—26,2°C közötti), északon pedig egységesen hideg (−1,1°C alatti középhőmérsékletű) légtömegek határolják, a legnagyobb hőmérséklet- és nyomáskülönbségek e zónában alakulnak ki. Tapasztalat szerint a trópusok fölött *3—5 km magasságtól kezdve* magas nyomású öv, a sarki térségekben pedig alacsony nyomású központ helyezkedik el. (Ennek oka a troposzféra nagyobb egyenlítői vastagságában és alacsonyabb hőfokig való lehűlésében, ill. kisebb sarkfölötti vastagságában és tetejének viszonylag melegebb voltában rejlik). A troposzféra magasabb rétegeiben mindkét félgömbön hatalmas, póluskörnyéki központú, az É-i félgömbön az óramutatóval ellentétes, a délin azzal megegyező (tehát Ny–K-i) irányú, stacionárus légáramlás uralkodik. Ezen ún. *poláris ciklon* mozgásában az a szabály érvényesül, hogy a szél irányába nézve az É-i félgömbön az alacsony nyomás bal kéz, a D-in jobb kéz felől helyezkedik el; ill. a magas nyomású helyről az alacsony nyomású felé nézve az É-i féltekén a szél bal kéz, a D-in pedig jobb kéz felől fúj (BÉLL 1979; lásd *9.45 ábra*).

Hogy a troposzféra 3 km magasságú részének tényleges áramlási viszonyai eltérnek ettől az elméleti cirkulációtól, azt *a poláris ciklonokra rárakódó turbulens légmozgások* idézik elő. A poláris ciklonok Ny-i szelei ui. önmagukban még nem teszik lehetővé a trópusi és a sarki légtömegek közti hőmérséklet- és nyomáskülönbség kiegyenlítődését. A trópusi légtömeg és a mérsékelt övi levegő közti sűrűségkülönbségnek — a földtengely ferdeségéből eredő — *évszakonkénti növekedése* miatt a kettő határán jelentős potenciális energia



6.5 ábra. A földkéreg és a légkör által elnyelt napsugárzás (folytonos vonal) és a légkört elhagyó hőmérsékleti sugárzás (szaggatott vonal) az északi félgömbön, BÉLL (1970) nyomán

halmozódik fel. Ezért a két öv határzónájában egy — *szubtrópusi futóáramlás*nak (= jet stream) nevezett — több száz km szélességű, de csak néhány km vastagságú, lapos szélcsatorna alakul ki, amelyben a Ny-i szelek sebessége helyenként 100 m/s-re (kb. 220 km/óra) növekszik. A sebesség megnövekedése miatt e zóna labilissá és hullámzóvá válik, több ezer km hullámhosszú meandereiből pedig zárt örvények: *mérsékelt övi ciklonok* és *anticiklonok* szakadnak le. Az előbbiekben a szél az alacsony nyomású hely felé, az utóbbiakban a magas nyomású helyről kiindulva áramlik. A küllőszerűen befelé, ill. kifelé tartó széláramok a CORIOLIS-erő hatására az É-i félgömbön jobbra térülnek el: ezért az itteni ciklonok az óramutatóval ellenkező, az anticiklonok pedig azzal megegyező légörvényeket jelentenek. (A D-i félgömbön az örvénylő mozgás természetesen ennek fordítottja.) Bár az örvények kinetikai energiájuk hőenergiává való átalakulá-



6.6 ábra. A troposzféra 2 km vastagságú alsó részének nyomás- és szélzónái a délkör menti szélcellák feltüntetésével, BÉLL (1979) nyomán

1. Konvergenciák. — *2.* Időjárási frontok. — *3.* Meleg szelek. — *4.* Hideg szelek.

sa közben végül is szétoszlanak, a trópusi és a sarki légtömegek közötti kiegyenlítődést mégis ezeknek a trópusi és poláris térségekbe való behatolásai valósítják meg.

A troposzféra magasabb részének ezt a „dinamikus örvényképződés"-ét tovább bonyolítja az alsó légrétegeknek a földfelszín egyenetlenségeihez való súrlódása, a tengerek és szárazföldek megoszlása. Mindez újabb ciklonok és anticiklonok képződését eredményezi, amelyek a vezető áramlással együtt Ny-ról K-re haladnának tova. A Föld-forgás okozta CORIOLIS-erő délkör menti különbségeinek eredője azonban a ciklonokat a pólusok, az anticiklonokat pedig az egyenlítő felé tereli. Pályáiknak a sarkok felé való összeszűkülése folytán a ciklonok a 60. szélességi kör táján lelassulva, az itt tartósan fennmaradó, alacsony nyomású hatásközpontok valamelyikébe (az É-i félgömbön pl. az izlandiba, meg az aleutiba) olvadnak bele. A sarkvidékeken viszont — a magas légkör poláris ciklonja alatt — mindkét félgömbön nagy nyomású, lapos anticiklon alakul ki. A mérsékelt övnek az egyenlítő felé mozgó anticiklonjai az őket eltérítő erő csökkenése folytán csak a 30°-os szélességi körök nagy nyomású hatásközpontjaiig jutnak el. A két szubtrópusi magas nyomású öv közötti egyenlítői sávban a légnyomás ismét lecsökken (BÉLL 1979).

Így tehát *a felszínközeli 1—2 km vastag légréteg átlagos nyomáseloszlását az egyenlítő-környéki „alacsony nyomású árok", a szubtrópusi magas nyomású, ill. a szubpoláris alacsony nyomású áramlási cellák öve és egy-egy magas nyomású poláris sapka jellemzi.* Ennek megfelelően öves elrendeződésű az állandó szelek eloszlása is *(6.6 ábra)*. A trópusi övnek a szabad légkörben még K-ies (a felszín közelében azonban a súrlódás miatt az É-i félgömbön KÉK-i, a D-in KDK-i) *passzátszeleit* a mérsékelt övben nyugatias, de erősen turbulens, a poláris övben pedig ismét K-ies (pontosabban az É-i félgömbön KÉK-i vagy ÉK-i, a D-i félgömbön pedig KDK-i vagy DK-i) szélrendszerek váltják fel. Az É-i és D-i félgömb passzátszeleinek az egyenlítői alacsony nyomású „árok" felé való fordulása miatt itt egy olyan *konvergencia öv* (ITC) alakul ki, amelyben a trópusok nedves levegője összeáramlik és magasba emelkedik. Ez a konvergencia öv a Napnak a földtengely ferdeségéből adódó látszólagos évi járásával É-ra és D-re vándorol. Az öv átvonulását kísérő szélfordulás a trópusokon belül *monszunesők és száraz időszakok* létrejöttét eredményezi, másrészt egy *egyenlítői meleg ellenáramlást* indít meg *(6.6 ábra)*.

A *meleg sivatagok* keletkezésének a légmozgásnak a szubtrópusi anticiklonok területén tartósan fennmaradó, leszálló jellege a legfőbb oka.

A *mérsékelt övek* időjárását a nyugatias szélrendszereikben vándorló, különböző hőmérsékletű és páratartalmú ciklonok és anticiklonok, meg az ezeket elválasztó időjárási frontok teszik változatossá. A ciklonok konvergálva fölfelé mozgó s emiatt lehűlő levegője csapadékhullást, az anticiklonok szétterülve leszálló és fölmelegedő levegője pedig átmeneti szárazságot idéz elő. Tovább bonyolítja a mérsékelt övi szél- és időjárást a kontinensek és tengerek eltérő fölmelegedése és kisugárzása. Ez a nyáron a hűvösebb óceáni levegőnek a kontinensek felé, télen pedig a kontinensek hideg levegőjének az óceánok felé tartó áramlásában jelentkező (és CHOLNOKY J. által is hangoztatott) *mérsékelt övi monszunhatás* Közép-Európa éghajlatát is jelentősen befolyásolja. Még erősebben érvényesül azonban ez a — lényegileg az ITC évszakos vándorlásával összefüggő — mérsékelt övi monszunhatás Kelet-Ázsia és a Csendes-óceán viszonylatában.

A magaslégkör szélrendszerei nem közvetlenül, hanem a troposzféra áramlásaira gyakorolt hatásuk révén befolyásolják a földfelszín dinamikus rendszereit. Az ózonszféra hatása pl. kb. 12 km fölött kezd érvényesülni úgy, hogy a troposzférában fölfelé növekvő erősségű Ny-i széláramlás télen itt már erősen lecsökken, nyáron pedig mindkét félgömbön K-ire fordul. Ennek okát BÉLL (1979) a magasabb szélességek nappalainak az éjszakák rovására történő hosszabbodásával, az ózonképződésnek és a fölmelegedésnek az alacsonyabb szélességi övekkel szembeni megnövekedésével magyarázza. — Míg a különben igen hideg mezopauza az egyenlítő fölött melegebb, mint a poláris térségekben, benne nyáron Ny-i és fölfelé erősödő szél fúj. Télen ez a helyzet visszájára fordul, a Ny-i szél erőssége a magassággal csökken, majd kb. 100 km fölött a K-i szél válik uralkodóvá. A sarki légtér erősebb melegedését a napszélből származó s a Föld mágneses terében fölgyorsult elektromos részecskék behatolásának itteni viszonylagos könnyűsége magyarázza. Föltehetően ez okozza a termoszférának a fölmelegedését is.

6.4 A SZÉLNEK A SZÁRAZFÖLD FELSZÍNÉRE GYAKOROLT HATÁSA

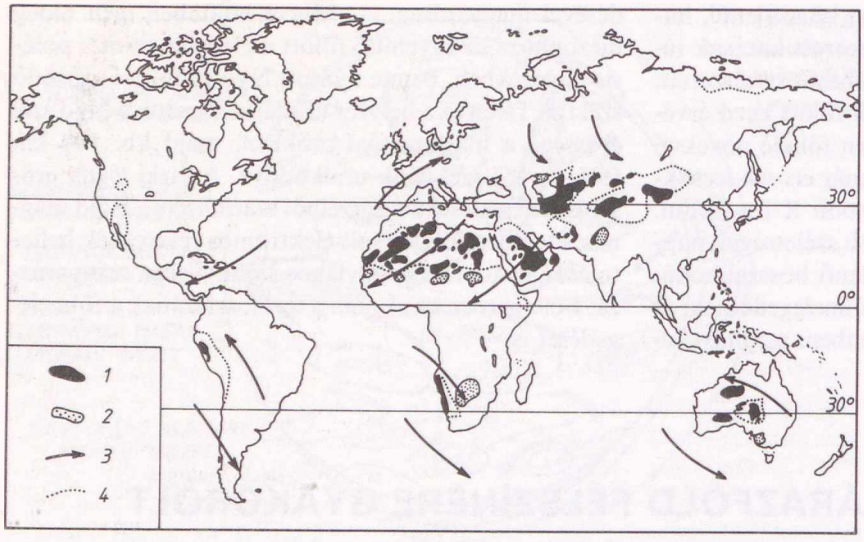
A szél a légtömegek egyenlőtlen fölmelegedésből származó nyomáskülönbségeinek kiegyenlítődésére irányuló mozgás, ami természetesen a szárazulatokkal és az állóvizekkel való szoros kölcsönhatásban zajlik le. A különféle hőmérsékletű, nyomású és páratartalmú légtömegek szállításán keresztül az éghajlat alapvető szerepet játszik a növényszövetkezetek és állattársaságok kialakításában. Nyíró hatásánál fogva megindítja a szilárd kéreg deflációját s a szabad vízfelszínek hullámzását és áramlásait. Az élővilág összetételére és elterjedésére, az üledékképződés módjára gyakorolt sokféle hatása következtében a földtani tájképződésnek faciológiai és ősföldrajzi szempontból egyaránt fontos eleme. Az állóvizek mozgásaiban játszott szerepét a 8. és a 9. fejezet vázolja. Az alábbiakban a légmozgásnak a szilárd felszínre gyakorolt hatásaival foglalkozunk.

6.41 A SZÉLMŰKÖDÉS FŐ TERÜLETEI

A levegőnek — mint minden mozgásban lévő fluidumnak — a mozgása kellő sebesség esetén képes a szárazföldön heverő szilárd mállástermékek finomabb részét magával ragadni. A homokot általában talajközelben, a kőzetlisztet és port viszont nagyobb magasságban és nagyobb távolságokra szállítja. Eközben a szélnyomás és a magával vitt szemcsék súroló-koptató hatása révén maga is törmeléket termel és erodál. A magával ragadott homokszemcséket legömbölyíti, jellegzetes alakú és belső szerkezetű homokfodrok és buckák alakjában, a port pedig löszterületeken halmozza fel. A szél azonban elsősorban a zárt növénytakaró nélküli területek részecskéit képes megmozgatni. Erre főleg (1) a trópusi, szubtrópusi és mérsékelt övi sivatagokban és pusztákon, (2) a jégárak és jégtakarók előterének glaciofluviális síkságain, (3) a szélfúvásnak kitett, homokos tó-, tenger- és folyópartokon, kopasz hegyvidékeken nyílik lehetőség *(6.7 ábra)*. Erodáló és szállító tevékenységét a felszín hőmérséklete, csapadékmennyisége és magasságkülönbségei befolyásolják. Az eolikus üledékképződésnek a *párolgás* (evapotranszspiráció) és *csapadékmennyiség* különbségét jelző, 150 mm-es vízhiány-vonalakkal (*izohiétákkal*) körülhatárolható, s a kontinensek területének kb. 30%-át kitevő sivatagjai és félsivatagjai *(6.7 ábra)* a következőképpen osztályozhatók.

(1) A kis és közepes földrajzi szélességek sivatagos területeit 250 mm-nél kisebb évi csapadékátlag s a párolgásnak a csapadékmennyiséget messze meghaladó volta jellemzi. A mai trópusi sivatagok a szárazföldek kereken 150×10^6 km^2-nyi területének csaknem 20%-át teszik ki. Az É-i félgömb afrikai, arábiai és ázsiai sivatagjai 12 000 km hosszú és 3 000 km széles övet alkotnak, amely Közép-Ázsiában fokozatosan É felé tolódik el, s a Góbiban a 45. északi szélességen is túlnyúlik. Igaz, hogy a Góbi messze 0°C alatti téli középhőmérsékletével már meglehetősen elüt az afrikai típustól, és csak erős nyári fölmelegedése alapján sorolható ebbe a csoportba.

Az igen ritka, bár katasztrofális csapadékhullással, magas nappali hőmérséklettel, erős éjjeli lehűléssel, magas légnyomással és erős párolgással, de éjjeli harmatképződéssel jellemzett, szubtrópusi *meleg sivatagok* általában fokozatosan mennek át a csak évszakosan száraz *(szemiarid)* területek *füves puszta*ba vagy fákkal tarkított *szavanná*ba.



6.7 ábra. A Föld negyedidőszaki sivatagos területei, GLENNIE (1970) és LEEDER (1982) nyomán, módosítva

1. Aktív ergek. — *2.* Megkötött ergek. — *3.* Az uralkodó szelek iránya. — *4.* A 15 cm-es izohiéta.

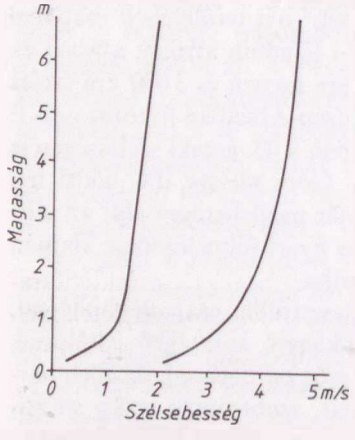
A kontinensek közül jelenleg Ausztrália a legszárazabb: 68%-a sivatag és sztyep. Ide tartoznak még Észak-Amerika DNy-i részének, DNy-Afrikának (Namíbiának) és Peru—Chilének a kisebb sivatagjai is. A két utóbbi keletkezésében a közeli tenger hideg mélységi vizének feláramlásai is nagy szerepet játszanak: emiatt e területeket köd üli meg, csapadék azonban a leszálló légáram miatt csak ritkán (a monszun idején) hull.

(2) Állandóan igen alacsony hőmérsékletű, kevés csapadékkal, de a heves széljárás miatt erős párolgással és ezért sókiválással jellemzett *hideg sivatagok* a gleccsermentes poláris területeken (pl. Patagóniában, az Antarktisz jégmentes területein, az észak-grönlandi PEARY-földön) találhatók.

(3) Humid éghajlatú területek (pl. Izland 30%-a) a talajvíznek a vulkáni üledékek rendkívül nagy áteresztőképessége miatti alacsony helyzete következtében váltak — a bőséges csapadék ellenére is — növényzet nélküli, ún. *edafikus sivatag*gá.

6.42 A LÉGMOZGÁS HATÁSFOKA, AZ EOLIKUS SZÁLLÍTÁS MECHANIZMUSA

A szél hatásfoka a légáram erősségének, turbulenciájának, időtartamának és iránya állandóságának a függvénye. A szélerősséget a 12-tagú BEAUFORT-skálának az 1 km/óra sebességig vehető szélcsend és a > 100 km/óra sebességű orkánok közötti fokozataival szokás kifejezni (SCHWARZBACH 1974). A legnagyobb (> 300 km/óra) szélsebességeket a nagyobb átmérő esetén *tájfun*nak vagy *hurrikán*nak, kisebb hatásterület esetén *tornádó*nak nevezett, közel függőleges tengelyű légörvényekben (forgószelekben) mérték. A szél sebessége a felszínhez való súrlódás miatt a talaj közelében természetesen mérséklődik *(6.8 ábra)*. Szállítóképességének a levegő kicsiny ($1{,}3 \times 10^{-3}$) sűrűségéből adódó erős csökkenését a folyóvíz és a gleccserek sebességénél sokkalta nagyobb sebessége mégis annyira ellensúlyozza, hogy az erős szelek nemcsak port és homokot, hanem murvát és apró kavicsot is képesek továbbszállítani. Ez a szállítás BAGNOLD (1954) és mások szerint is (3.423. és 3.48. fejezet; *3.58 ábra*):



6.8 ábra. A szélsebesség talaj feletti csökkenésének mértéke, SCHWARZBACH (1974) nyomán

(a) a durvább szemcséknek közvetlenül a szélnyomás vagy közvetve, az ugráló szemcsék taszító hatására bekövetkező *talaj menti kúszása és gördülése* (reptációja),

(b) a homokszemcsék *szökellő mozgása* (szaltációja),

(c) a finom homok és por *lebegtetése* (szuszpendálása) útján megy végbe.

A homokszemcsék szökellési magassága és távolsága sima aljzaton jóval kisebb, mint kavicsos talajon (lásd: *3.58 ábra*). A homokszemcsék szökellve vagy görgetve mozgatásához természetesen sokkal kisebb szélsebességek szükségesek, mint ugyanazok lebegtetéséhez *(6.1 táblázat)*. Erős szelek még a tyúktojásnyi kavicsokat is megmozgatják, és még durva gömbölyített szemcséket is képesek lejtőn fölfelé görgetni *(6.2 táblázat)*.

6.1. táblázat. A por- és homokszemcsék megmozgatásához szükséges szélsebességek*

Anyag	Szemcsenagyság (mm)	Szélsebesség (km/óra)
Por	0,01—0,05	0,36— 1,8
Finom homok	0,1	3,60— 5,4
Közép homok	0,5	18,00—21,6
Durva homok	1,0	36,00—43,2

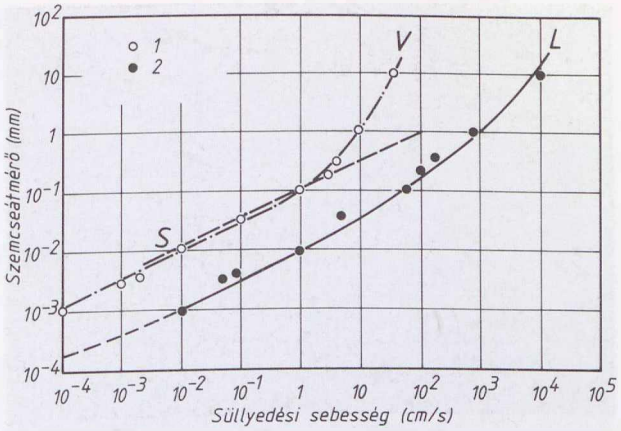
* Schwarzbach (1947) adatai alapján.

6.2. táblázat. Gömbölyített parti kavicsok lejtéssel szembeni mozgatásához szükséges szélsebességek*

A törmelék súlya (g)	Szélsebesség (km/óra)				
	50,4	61,2	68,4	75,6	
56	—	—	1°	5°	A lejtő hajlásszöge
33	—	0,5°	5°	7,5°	
24	—	1°	6°	9°	
12	—	3°	10°	19°	
4	—	5°	20°	20°	

* Grove & Sparks (*in* Schwarzbach 1974) nyomán.

A *futóhomok* mégis túlnyomórészt ugrálva, kisebbrészt gördülve szállítódik. Bagnold (1954) szerint 20—25%-a, Borsy (1974) szerint viszont (legalábbis a Nyírségben és a Kiskunságban) csak 8—10%-a mozog gördülve. *A homokmozgás csak addig tart, amíg az ugráló mozgás létezik.* Borsy Z. kísérletei szerint a szaltáció megszűnése után a homokszemcsék gördülő mozgása sem volt fenntartható, mert azt is az ugrálva előrehaladó szemcsék becsapódási energiája váltja ki. Az ugráló szemcsék túlnyomó része szerinte még szabad terepen sem emelkedik 15 cm-nél magasabbra; a *szélverés* tehát e magasságig a legerősebb. A már koptatott homokból természetesen nagyobb mennyiséget képes a szél továbbítani, mint a szilánkosból.



6.9 ábra. A nyugalomban levő 20 °C-ú vízből *(V)*, ill. levegőből *(L)* leülepedő, különböző átmérőjű szemcsék tényleges ülepedési sebességének diagramja Dapples (1959) nyomán, a Stokes-féle törvény szerint számítottal *(S)* összehasonlítva

1. Vízben mért süllyedési sebességek. — *2.* Ua. levegőben.

Arra, hogy *mekkora szemcséket képes a szél lebegve szállítani*, a *6.9 ábra* alapján következtethetünk. Ez a különböző méretű szemcsék nyugodt víz-, ill. légoszlopon át végbemenő süllyedésének a sebességét tünteti fel. A két közeg eltérő sűrűsége miatt az azonos méretű szemcsék ülepedési sebessége a levegőben természetesen nagyobb. Ennek ellenére a két görbe eleinte csaknem egyenközű; a levegőben, ill. a vízben mért ülepedési sebességek *aránya* tehát változatlan. Kb. 0,5 mm szemcsenagyságtól kezdve ez az arány egyre inkább a levegő javára tolódik el. Ezt a tényt a süllyedő szemcsék ütközéseiből származó „felhajtó erő" különbségei magyarázzák. Áramló levegőnek horizontális szélfúvás esetén is fölfelé irányuló örvényei azonban kompenzálják az esési sebességet. E vertikális örvények sebességét a rendes szélsebességnek kb. 1/5-ére becsülhetjük. Így tehát Schwarzbach (1974) szerint már egy gyönge, 5 m/s erősségű szél is legalább 0,2 mm-es szemcséket képes lebegve továbbszállítani.

6.43 A SZÉL DEFLÁCIÓS ÉS KORRÁZIÓS TEVÉKENYSÉGE

A szél — a többi szállító mechanizmussal megegyezően — részint pusztító, részint építő hatású. Pusztító hatása a laza homok *deflációnak* nevezett felületmenti tovamozgatásában, s a kőzetfelületek és -darabok *korráziójában* nyilvánul meg. A *deflációt* különösen a más szállító tényezőket nélkülöző lefolyástalan medencékben mozgat meg hatalmas homok- és portömegeket. Hatására (pl. Namíbiában) 100 m relatív szintkülönbséget is elérő (bár tektonikailag preformált) kimélyülések, nagy kiterjedésű, a talajvíz szintjét megközelítő sós síkságok *(playák)* és a további deflációt akadályozó maradvány-törmelék takarók *(szerirek)* és sziklasivatagok *(hamadák)* keletkezhetnek (*6.10* és *6.11 ábra*).

A *korrázió* a kőzetminőségtől függő szelektivitásánál fogva a teljesen simára csiszolt kőzetfelületek mellett a keményebb kőzetrészletek rendkívül változatos, kis- és nagyméretű formákban való kipreparálódását eredményezi *(6.12 ábra)*. Kemény kőzetsapkájú, táblás tanúhegyek, sziklateraszok, sziklatornyok, gombasziklák *(6.13 ábra)*, éles, hullámos maradékgerincek *(jardangok)*, 1—2 km hosszú *szélbarázdák*, alávájt



6.10 ábra. Szélcsiszolta szerírfelszín eredetileg folyóhordta kavicsai a Szaharából, HAGEDORN (1985) fényképe nyomán

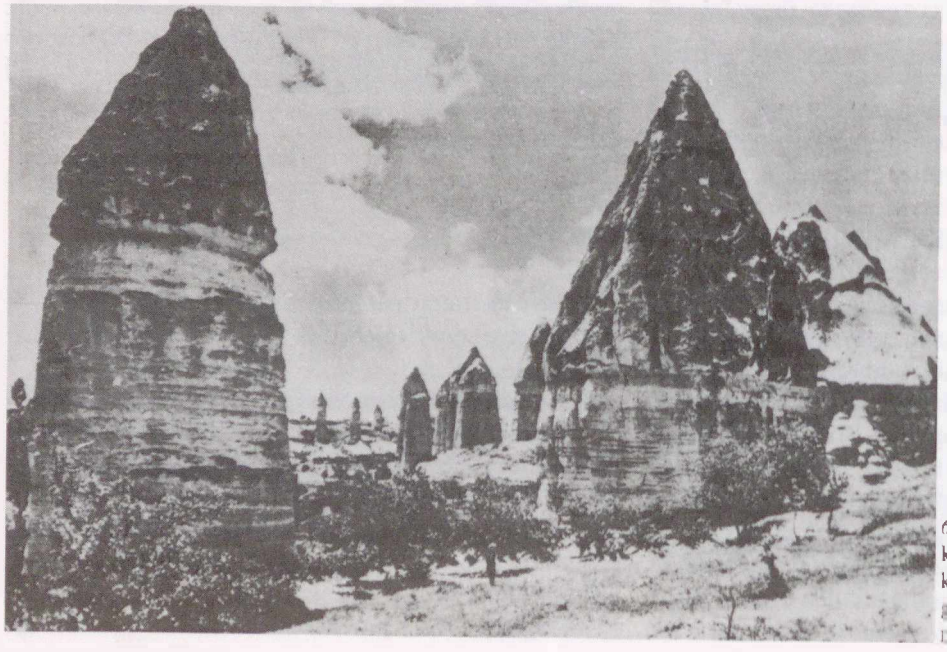


6.11 ábra. Líbiai bazalthamada (Djebel Soda), HAGEDORN (1985) fényképe nyomán

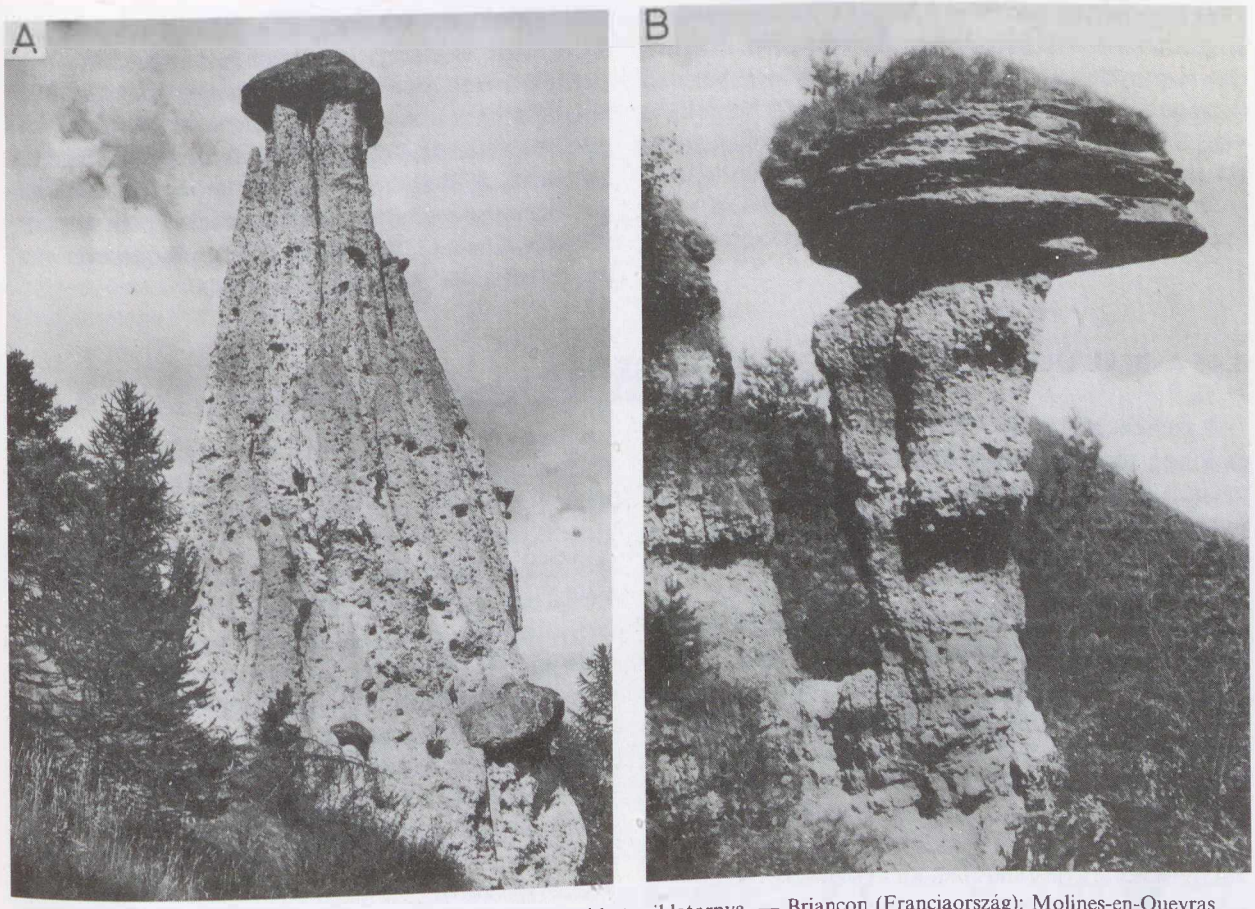
sziklatarajok mellett a hazánkban is gyakori *éleskavicsok* (Windkanter, Dreikanter; II. kötet, *19.22 ábra*), részben a szerírek legömbölyített kavicsain mutatkozó csiszolásnyomok bizonyítják működését.

A *szélbarázdák*nak a Tibeszti DK-i részén először BAGNOLD (1933) által leírt, a szélfúvással párhuzamos rendszerében *(6.14 ábra, B)* az egyenes vagy enyhén görbült barázdák mélysége 35—152 m között van. A barázdák valamilyen ellenállóbb kőzeten (homokkövön, diatomiton, agyagkövön) fejlődnek ki. Átlagos hullámhosszuk 10 m és 2 km között van, hosszúságuk pedig ennek 10—100-szorosa. MAINGUET (1972) a hosszú szélbarázdák és -gerincek társulásának kétféle módját figyelte meg: (a) nagy hullámhosszúságú formák, amelyeket szélirányban sokkal kisebb hullámhosszúak váltanak fel; (b) kis hullámhosszú gerincek, amelyek egy szélesebb térközű rendszer barázdáiban helyezkednek el. Az árkok és gerincek magasságkülönbsége néhány m-től néhány dekaméterig terjed. A gerinceken az erodált aljzat kerül felszínre, a barázdákat viszont gyakran barkánvonulatokat alkotó kőzettörmelék és futóhomok tölti ki.

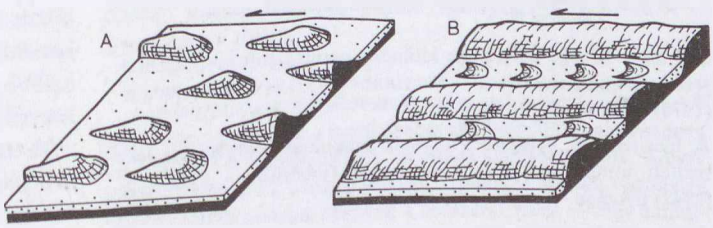
A talajvízállástól függő mélységű, 300—500 m hosszúságot is elérő *magyarországi szélbarázdák* közül a hosszabbak kialakulását BORSY (1980) annak tulajdonítja, hogy oldalirányú kiszélesedésüket a homokot megkötő növényzet a szélcsatorna oldalfalaihoz hasonló módon akadályozta meg. (Duna–Tisza közi recens szélbarázdák oldallejtőinek dőlése növényzet hatására valóban 90°-ot is elérhet.) Ahol viszont a gyér növénytakaró a szél oldalhatásait nem ellensúlyozta, ott *ovális kimélyülések* keletkeztek. *Széllyukak* pedig azokon a magasabb talajvízállású területeken képződtek, ahol a növényzet teljesen megakasztotta a negatív forma horizontális irányú továbbfejlődését.



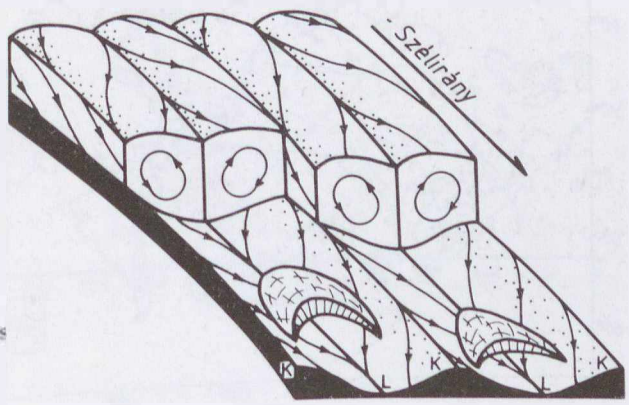
6.12 ábra. Nagyrészt szélerózióval kipreparálódott sziklatornyok vulkáni tufában. — Törökország: Ürgüp. — FOURMARIER (1953) *in* VADÁSZ (1955) nyomán



6.13 ábra. **A**: A „Demoiselle Coiffée" kemény kőzetsapkával védett sziklatornya. — Briançon (Franciaország): Molines-en-Queyras
B: Gombaszikla. — Markušovce (Szlovákia)



6.14 ábra. Jardangok (**A**), ill. szélbarázdák és -gerincek (**B**) vázlata CHOLNOKY nyomán



6.15 ábra. Szélbarázdák és -gerincek kialakulásának vázlata a kohéziós felszínt súroló horizontális légörvénypárok hatására. A gerincek a kapcsolódási (*K*), a vápák a leválási vonalakon (*L*) fejlődnek ki. A kevés laza üledék a vápákban barkánszerűen halmozódik fel.

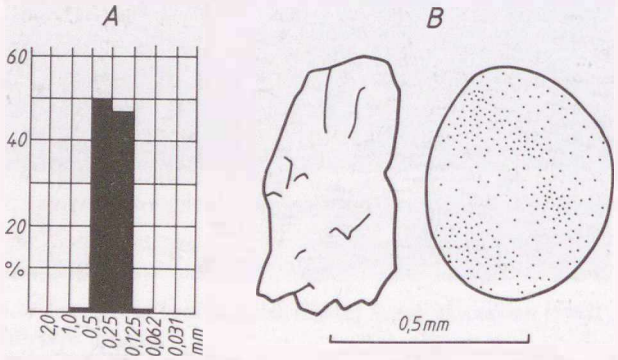
A homokbucka-mentes felszínekből egymástól elszigetelten kiemelkedő *jardang*ok *(6.14 ábra, A)* minden sivatagból ismeretesek. Viszonylag lágy kőzeten (agyagon, lazább diatomiton, morzsolódó homokkövön) fejlődnek ki. Típusos formáiknak a széllel szembenéző, elülső oldala meredek, néha túlhajló lejtőjű; szélirányba néző része viszont áramvonalasan kihegyesedő. A legkisebbek méretei m-es nagyságrendűek, a legnagyobbak hosszúsága 1 km-t, magassága 20 m-t, legnagyobb szélessége pedig 200 m-t is elérhet.

A *jardangok* a korrázió a szélgerinceknél előrehaladottabb stádiumát képviselik. Létrejöttük a levegő és a deformálható szilárd felszín határrétegében keletkező, de csak kevés anyagot mozgató, másodlagos áramlás szélirányú TAYLOR—GÖRTLER-féle örvénypárjainak (3.284. fejezetrész) működésével magyarázható (ALLEN 1982; *6.15 ábra*).

6.44 A SZÉL ÜLEDÉKLERAKÓ TEVÉKENYSÉGE

A szélsebesség csökkenésével a futóhomok szökellő és kúszó mozgása megszűnik, lebegtetett hordaléka pedig a szemcsék méretétől, alakjától és fajsúlyától függő mértékben (3.41. fejezet) ülepszik le. Az így keletkező két legfontosabb szárazföldi üledék a *futóhomok* és a *lösz*.

A *futóhomokok* túlnyomó része 0,125—0,5 mm uralkodó szemcsenagyságú, jól legömbölyített és többnyire gyenge fényű, matt felületű kvarcszemcsékből áll *(6.16 ábra)*. A szemcsék felületének tompa fényét azok a SEM-felvételeken tanulmányozható gödröcskék okozzák, amelyek részint a szélmozgás közbeni ütközések nyomán, részint a szemcséket éjjel még a meleg sivatagokban is bevonó harmatcseppek oldó hatására keletkeznek. Bár a kovakiválás ezeket a parányi gödröcskéket el is tüntetheti, a tompa fény mégis a sivatagi homokszemcsék egyik fő jellegzetességének tekinthető. Anyaguk vagy szálban álló kvarcit-, homokkő- és magmatit-sziklák mállásából, vagy a folyó-, tó- és tengerpartok, hordalékkúpok laza homoküledékeiből származik. A meleg tengerpartokat kísérő, szélmozgatta dűnék viszonylag hamar *eolianit*tá szilárduló anyagában azonban a tengeri szerves váztöredékekből képződött mészhomok válhat uralkodóvá (10.6131. fejezetrész).

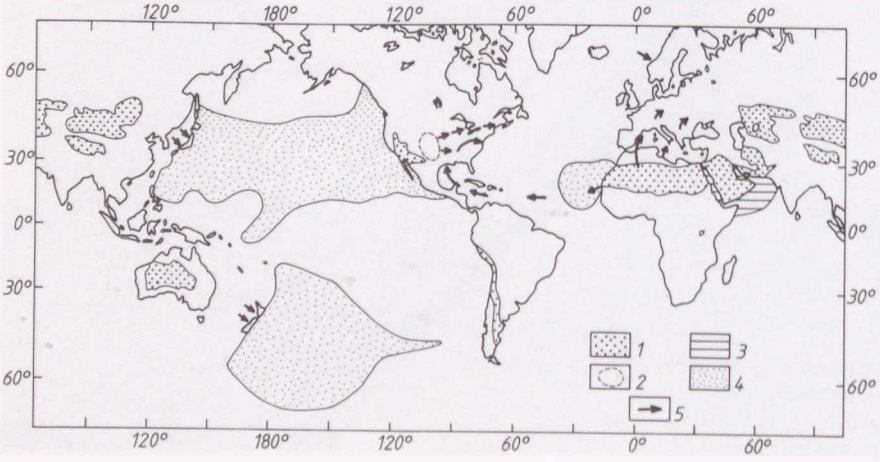


6.16 ábra. A: Egy parti dűne kitűnően osztályozott homokjainak szemcsenagyságeloszlása. — PETTIJOHN (1957) és SCHWARZBACH (1974) nyomán

B: Éles felületű, üvegfényű folyóvízi homokszemcse (balról); lekerekített, tompafényű futóhomokszemcse (jobbról). — CAILLEUX (1942) nyomán

A futóhomok-területeknek még a maradéktakarójában is csak elvétve látni >3 mm átmérőjű szemcséket. Mind az 1 mm-nél nagyobb, mind a 0,1 mm-nél kisebb szemcsék százalékaránya igen alacsony (II. kötet, 20.52. fejezet).

A napot is elsötétítő *sivatagi porviharok* által gyakran több km magasságig, vulkáni kitörések következtében olykor a sztratoszférába is fölemelkedő finom



6.17 ábra. A sivatagokból kifújt por óceáni lecülepedési helyei SHAW *et al.* (1974) és SCHWARZBACH (1974) adatainak összevonásával, némileg egyszerűsítve

1. Nagyobb sivatagok. — *2.* Észlelt porhullási helyek Amerikában. — *3.* Tenger feletti gyakori porfátyol. — *4.* Az óceáni üledékekből kimutatott szélhordta porszemcsék elterjedése. — *5.* A por mozgásiránya.

kőzetpor természetesen sokkal messzebb szállítódik, mint a futóhomok. A lerakódó porrétegek vastagsága a sivatagoktól távolodva mégis fokozatosan csökken, s végül csak feltűnő sárgásvörös színe vagy a hó- és jégmezők megfestődése alapján ismerhető fel. A szaharai eredetű pornak Itálián át az Alpokig, sőt Svédországig való eljutása mellett, számos megfigyelés tanúsítja annak a passzátszelek szárnyán Közép- és Dél-Amerika felé sodródását, valamint a Közép-Atlantikum üledékeihez való keveredését. Az eolikus pornak az óceánokban való elterjedését a *6.17 ábra* szemlélteti. A szárazföldi élet szempontjából legfontosabb porüledéknek, a lösznek a problematikáját pedig a II. kötet 21. fejezete mutatja be.

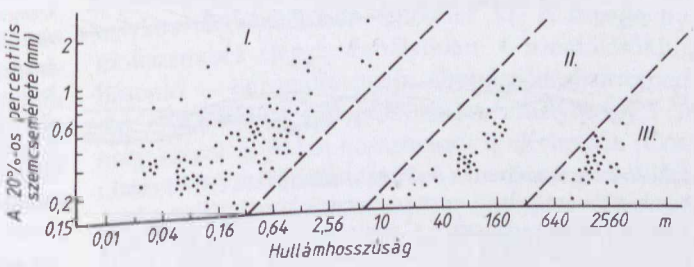
6.5 A FUTÓHOMOK-FELHALMOZÓDÁS FORMÁI

A futóhomok-formák kialakulását befolyásolja: (a) a kifúvásra alkalmas anyag minősége és mennyisége, (b) a felhalmozódási terület kiterjedése, domborzata, éghajlata, növénytakaróval való borítottsága és (c) a talajvíz állása. E tényezők sokszor igen bonyolultan összefonódó hatásai szabják meg, hogy hol, mikor és milyen formakincs jön létre.

Szélcsatorna-kísérletek szerint a hosszú, egyenes gerincű, kissé aszimmetrikus és nagy hullámhossz:magasság hányadosú fodrok az áramlási erő növekedésével olyan meredekebb fodroknak adják át helyüket, amelyek a hullámos gerincű, víz alatti áramlási fodrokra emlékeztetnek (BAGNOLD 1954). Igen nagy homokszállítási sebességek esetén pedig a fodrokat párhuzamos lemezességű homoklerakódással fedett, sík felület váltja fel. Tény, hogy e kísérletek termékeinek mérete és változatossága meg sem közelíti a természetben megfigyelt eolikus felhalmozódási alakzatokét. A szemcseméret durva részlege 20. percentilisének (15.622. fejezetrész) a felhalmozódási alakzat hullámhosszához való viszonyítása alapján *(6.18 ábra)* WILSONnak (1972a, b) a szaharai homokfelhalmozódásnak mégis három különböző méretű csoportját sikerült elkülönítenie; ezek a *fodrok*, a *dűnék* és a *draak*. E *csoportok között* — alaki hasonlóságuk ellenére — éppúgy *nincs átmenet*, mint a víz alatti fodrok és dűnék között. Ezért annak ellenére sem vezethetők le egymásból, hogy a fodroknak a dűnékre és draakra, kisebb dűnéknek a nagyobbakra, valamint a dűnéknek a draakra való rátelepedése (szuperpozíciója) közismert jelenség.

A fodrok azért nem növekednek dűnékké, a dűnék pedig draakká, mert azonos szemcseösszetételű homokból való kialakulásuk a szélsebességi kategóriák függvénye. Finom homokon a szélsebességtől függően, de *átmenet nélkül* keletkezhetnek ballisztikus és aerodinamikus fodrok, ill. dűnék és draak. Az ugyanazon homokmező *durva* homokján keletkező fodrok mérete mégis akkora lehet, mint a *finom* homok legkisebb dűnéié; a *durva* homokból álló dűnék nagysága pedig megközelítheti a *finom* homokon kialakult draakét. A felhalmozódó alakzatok mozgása és növekedési sebessége a megmozdítható homok térfogatától függ: míg a fodrok képződése nagyon érzékenyen követi a szélirány és a szélsebesség változásait, a draak kifejlődése évtízezredeket vehet igénybe (COLLINSON—THOMPSON 1982).

A dűnék és draak további osztályozása alakzataik formája, belső szerkezete, irányuknak a munkaképes szél irányához való viszonya s a haránt és hosszanti formák távolsága alapján történik. A csak hosszanti vagy csak harántelemeket tartalmazó formák viszonylag könnyű osztályozásával szemben a hosszanti, ferde és/vagy harántelemeket együttesen tartalmazó alakzatok osztályozása már jóval nehezebb.

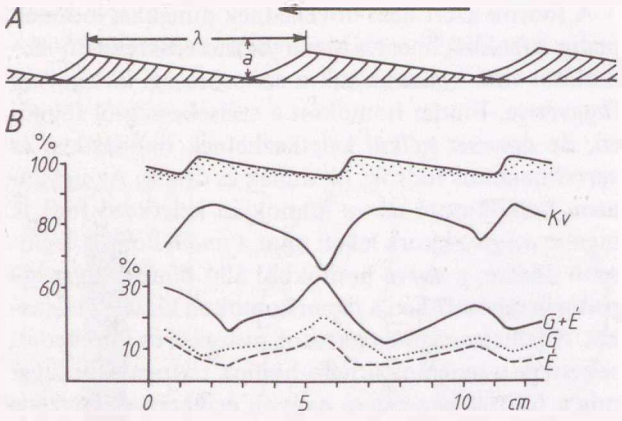


6.18 ábra. A szaharai futóhomok felhalmozódási formáinak szemcseméret és hullámhossz alapján való csoportosítása, WILSON (1972a, b) szerint

6.51 AZ EOLIKUS VAGY SZÉLFODROK

Többségük vagy a nagyobb homoklerakódások felszínén vagy a dűneközi térségeken látható, viszonylag kicsiny, aszimmetrikus harántforma. Három típusuk közül a *becsapódási* vagy *ballisztikus fodrok* a leggyakoribbak. Ezek hullámhossza (λ) WILSON (1972a) szerint 0,01—10 m (de KING 1918 szerint 22 m-t is elérhet), magassága (a) néhány mm és 1 m, vertikális fodorindexe (λ/a) pedig 12—50 között van. Aszimmetriájuk eléggé különböző; szélárnyékos oldaluk kezdetben 30°-os rézsűszöge a fodor árka felé ellapul *(6.19 ábra)*. Szemcsefolyás vagy homoklavina ezen az oldalon sem alakul ki. Határozott belső szerkezet kifejlődését szemcséik igen jó osztályozottsága valószínűleg eleve kizárja. Alaprajzban a fodorgerincek vagy egyenesek vagy szinuszosan hajladozóak. A vízfolyásokból ismertekhez hasonló, *nyelvszerű* (lingvoid) *fodrok* a nagyon finom homokot szállító, gyorsabb légáramok hatására keletkeznek.

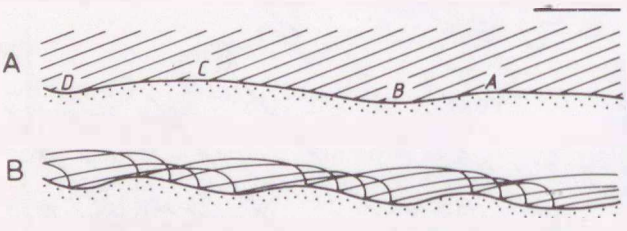
A századforduló táján valamennyi szélfodor keletkezésében egy olyan — a szélárnyékos oldalon feltételezett — horizontális tengelyű légörvénynek tulajdonítottak jelentős szerepet, amely — a hasonló víz alatti formák vízörvényeinek (lásd *5.30 ábra*) mintájára — a lee-lejtő aljára hulló homokszemcséket visszatartotta, sőt a lejtőn fölfelé mozgatta. BAGNOLD (1941, p. 34), COOPER (1958) és SHARP (1963) szerint azonban — bármilyen hasonló is első pillantásra a *kicsiny* szélfodrok alakja a víz alatti fodrokéhoz — azok mégis teljesen eltérő módon képződnek. Ennek az az oka, hogy a szélben ugráló szemcsék merülési súlyvesztesége, a levegő csekély sűrűsége miatt, sokkal kisebb, mint a vízben lebegőké. *Ezért a levegő és a földszín határfelületének viszonyait* nem olyan kisméretű viszkózus alréteg-csíkok (3.283. fejezetrész) határozzák meg, mint amilyenek a vízfenéki szemcsemozgást és fodorképződést idézik elő, hanem *a szemcsék becsapódási effektusai determinálják*.



6.19 ábra. A: A szélfodor alakja, ferderétegzettsége, hullámhossza (λ) és amplitúdója *(a)*, a szélirány feltüntetésével. — Vázlat TWENHOFEL (1950) és SCHWARZBACH (1974) nyomán

B: Nehézásványok felhalmozódása (sűrű pontok) a szélfodrok vápáiban, 10 cm talajszint feletti magasságban mért 8 m/s (= 28,8 km/óra) szélsebesség mellett, SINDOWSKI (1956) *in* SCHWARZBACH (1974) nyomán

Kv: Kvarc. — *G+É:* Gránát és ércek. — *G:* Gránát. — *É:* Ércek (magnetit és ilmenit).



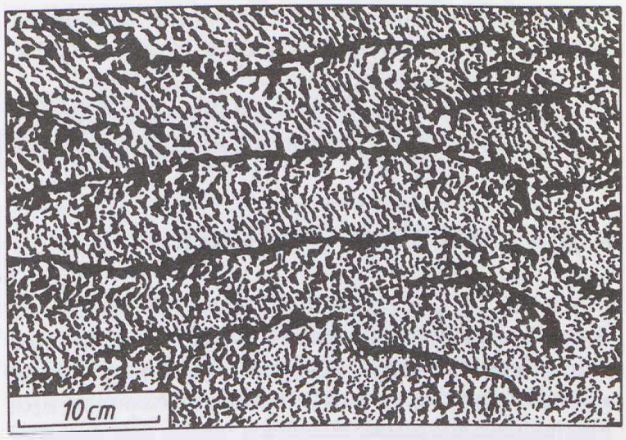
6.20 ábra. **A:** A szélverte *(B–C)* és a szélárnyékos *(A–B)* oldal bombázódásának eltérő mértéke, melynek következtében a horpadásból felugró szemcsék a *C* ponton halmozódnak fel, és így egy újabb szélárnyékos lejtő *(C–D)* keletkezik; ez pedig a folyamat ismétlődését idézi elő

B: A fodor hullámhosszának a jellemző szemcsepálya-hosszakkal való egyezése, BAGNOLD (1954) szerint

Minden, még a szemre legsimábbnak tűnő homokfelszínen is piciny horpadások vannak *(6.20 ábra)*. Mivel a szökdécselő homokszemcsék pályája lapos szögben végződik, azok e horpadások áramlásárnyékban levő *A–B részén* csak lerakódnak, de *becsapódási jelenségeket nem okoznak*. A horpadás széllel szemközti, bombázott lejtőjéről viszont sokkal több szemcse pattan föl, mint amennyi az *A–B* lejtőre érkezik; ezért a horpadás *B* pontja kimélyül. Elég jól osztályozott homoknak meghatározott szélességnél bekövetkező, *L* átlagos távolságú szaltációja tehát az *A–B* szakaszt egy olyan — az *L* által megszabott hosszúságú — negatív lejtővé alakítja, amelyhez — egy meredekebb pozitív lejtő után — egy másik negatív lejtő csatlakozik. A folyamat áramlásirányú folytatódása és a létrejött pozitív és negatív formaelemek oldalirányú összekapcsolódása az eredetileg sima felszínt végül is a szélirányra merőleges homokfodrokkal vonja be. Ez a jelenség minden olyan, kezdetben „sima" felszínen bekövetkezik, amelyen véletlen eloszlású, kezdeti egyenetlenségek találhatók (BAGNOLD 1954; SHARP 1963; HUMPHRIES 1978). Szabadban és szélcsatornákban végzett mérések szerint ezeknek *a ballisztikus fodroknak a két szomszédos gerinc közötti merőleges távolsága* (hullámhossza: *6.19 ábra*) *megegyezik a szökellő homokszemcsék trajektóriáinak középértékével*. Ha a homokszemcsék között jelentősebb fajsúlykülönbség van, akkor a nehézásványok a szélverte oldal alsó részén halmozódnak fel. Nehézásványok futóhomokban való megjelenése természetesen csak a magmás és metamorf térszínekkel szomszédos dellációs, alluviális vagy posztglaciális síkságokon gyakori. Jelentéktelen magnetitnyomok azonban — ritkaságképpen — az ezektől elég távoli nyírségi futóhomokban is előfordulnak.

A ballisztikus fodrok ALLEN (1982) szerint homok-, murva- vagy apró kavicsszemcsékből álló, max. 30 cm magasságú, a szélfúvásra merőleges, sivatagi vagy homokos-parti harántgerincek. A 0,30—0,35 mm mediá-

nú homokból álló, 2—15 cm hullámhosszúságú és 0,4—1,2 cm gerincmagasságú, kisebb fodrokat korábban hosszú ideig *homok-* vagy *szélfodrok* néven különítették el a *szemcsefodrok*nak vagy *szélgerincek*nek nevezett nagyobb formáktól, amelyek hullámhosszát 0,25—3,0 m-nek, magasságát 2,5—15 cm-nek, szemcsenagyságát pedig 1 mm-nél nagyobbnak (átlagosan 2—4 mm-nek) találták (ALLEN 1970a, b; HUMPHRIES 1978). Elsőként BORSY (1973) és ELLWOOD *et al.* (1975) kísérletei bizonyították be, hogy a fodrok e két csoportja egyetlen, folyamatosan változó és természetes megszakadás nélküli statisztikai átlagot alkot, amelyen belül az 5 mm és 22 m közötti hullámhosszak az alkotó szemcsék durvulásával csaknem lineáris összefüggésben növekednek. A vertikális fodorindex rendesen 20-as nagyságrendű *(6.20 ábra)*, de 5—10-től legalább 70-ig terjedhet (ALLEN 1982).



6.21 ábra. Adhéziós fodrok nyirkos homokfelszínen
Rajz REINECK, H. E. (1955) fényképe nyomán. A szélirány alulról fölfelé mutat.

A kicsiny ballisztikus fodrok igen finom- vagy középszemű homokban fejlődnek ki, általában hosszúak, gerincük többnyire enyhén (néha erősen) hajladozó, vagy teljesen egyenes (KÁDÁR 1934; MCKEE 1945; ELLWOOD *et al.* 1975). Horizontális alakindexük (L/λ) 100 körüli. Szélverte oldaluk sík vagy enyhén fölfelé domborodó; a fodrok gyakran összekapcsolódnak. A lépcsőzetesen sorakozó, lingvoid formák ritkák.

A szemcsenagyság növekedésével a *horizontális alak-index* csökken, a szélverte oldal gyakran gyengén fölfelé homorúvá, a függőleges szelvény pedig aszimmetrikussá válik. A gerincek gyakran rövidek és erősen görbültek; összekapcsolódásuk és szabad végződésük egyaránt gyakori. Némelyik nagy fodor kisebb, karomszerű fodorcsoportokban végződik.

ALLEN (1982) szerint *növeli a hullámhosszúságot:*

(a) az elegyengetett felszínre gyakorlott szélhatás időtartama mindaddig, amíg az üledék osztályozottsága egy meghatározott értéket el nem ér; közben a durvább szemcsék a fodrok gerincén halmozódnak fel;

(b) a homokszemcsék durvábbá válása;

(c) a kúszó és a szökellő szemcsék mennyiségi különbségének növekedése;

(d) a szélsebesség növekedése; ez BORSY (1973) szerint a fodrok magasságának csökkenését eredményezi, de ez a csökkenés nem mindenütt mutatható ki határozottan (BOROWKA 1980);

(e) a levegő viszkozitásának hideg éghajlaton való növekedése (bár a hullámhossz-növekedést a hideg környezetben képződő üledék eleve durvább volta is előidézheti).

A nagy fodrok keletkezését a homok bimodalitása s a különböző nagyságú homokszemcsék mozgásmódjának ebből származó eltérései magyarázzák: a finom részecskék szökellni, a durvák gördülni fognak. Az ugrálva mozgó finomabb homokszemcsék kinetikus energiája ui. becsapódásuk alkalmával a náluk hétszer nagyobb átmérőjű, szökellésre már nem képes, durva szemcséket is előre gördíti vagy csúsztatja, vagyis kúszó mozgásba hozza. Az így keletkező fodor hullámhossza azért lesz nagyobb, mert a finom szemcsék szökellési hosszúságát azoknak a szemcséknek a mérete, amelyekre rácsapódnak (l. *3.58 ábra*), jelentősen megnöveli. Ezért az aljzat hullámai szélesedni fognak. De mivel a fodorgerincen levő durva szemcsék nem bírnak a finomakkal együtthaladni, a kialakult durva szemcséjű fodroknak idővel már csak a magassága fog növekedni. A szélerősség és a szélirány változása ezt a képet természetesen jelentékenyen módosíthatja, és így a fodor lee-oldalán finom homok ferderétegei is lerakódhatnak. A nagyobb méretű felhalmozódási alakzatok (barkánok és aklék) lee-oldalán olykor látható homokfodrok átnedvesedett homokfelszínen őrződnek meg az őket elfedő újabb szemcsehullásból vagy homoklavinákból származó ferderétegek védelme alatt. Ezek a fodrok a szélirány átmeneti változásainak következtében keletkeznek; ezt a lee-oldali ferderétegek irányával bezárt, változó, de rendesen 90°-os csapásirányuk bizonyítja.

Az aerodinamikus homokfodrok hosszirányban erősen megnyúlt, 15—250 cm hullámhosszúságú, 0,2—5 cm magasságú, nagy vertikális és horizontális formaindexű, főleg hosszanti (esetleg haránt irányú), de csak ritkán jelentkező alakzatok. Ha ballisztikus fodrokra települnek, könnyen felismerhető, *rostély-* vagy *halpikkelyszerű* szerkezet alakul ki (COLLINSON—THOMPSON 1982; COLLINSON 1978).

Adhéziós fodrok (6.21 ábra) a dűneközti térségek nyirkos üledékfelszínén fejlődnek ki. A mozgó homokszemcsék eléggé szabálytalan — szemölcsökhöz hasonló — háromdimenziós elrendeződésben tapadnak meg a fodrok szélverte oldalán, amelyek így 5 cm magasságot és 50 cm hosszúságot is elérhetnek (COLLINSON 1978). Kialakulásukat a nedvesség kapilláris emelkedésének folyamatossága biztosítja. GLENNIE (1970) szerint néha 30—40 cm-re emelkedő domborzati forma is kialakulhat adhézióval. Képződésük nyilván a talajvíz magasságától függ. Belső szerkezetük kevéssé ismert, de valószínűleg lencsésen lemezes.

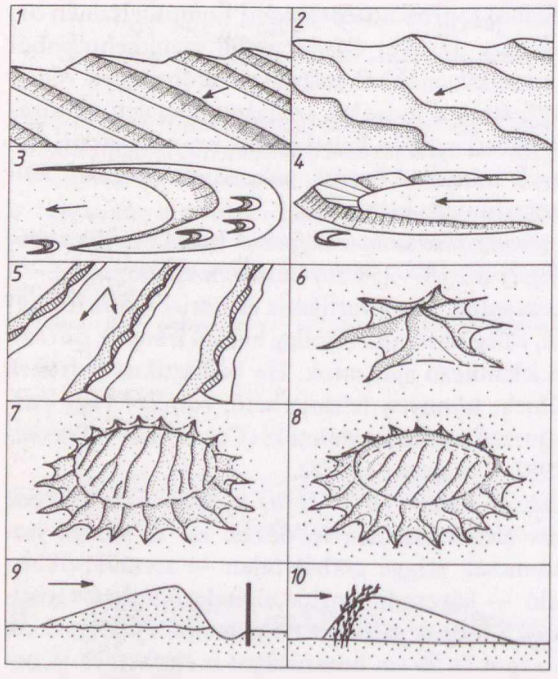
Rövid életű formák, mert a kiszáradó szemölcsök gyorsan összeomlanak, és anyaguk tovább fúvódik. (l. a 17.23217. fejezetrészt).

A kicsiny hullámhosszúságú ballisztikus fodrok a szemcsés hótakarók felszínén is gyakoriak, és az adhéziós fodrokkal együtt fosszilis üledékekből is kimutathatók. A nagy hullámhosszúságú szélfodrokat azonban már csak anyaguk durvasága miatt sem sikerült idáig a hasonló vízalatti képződményektől fosszilisan elkülöníteni.

6.52 A SZÉLFORMÁLTA DŰNÉK

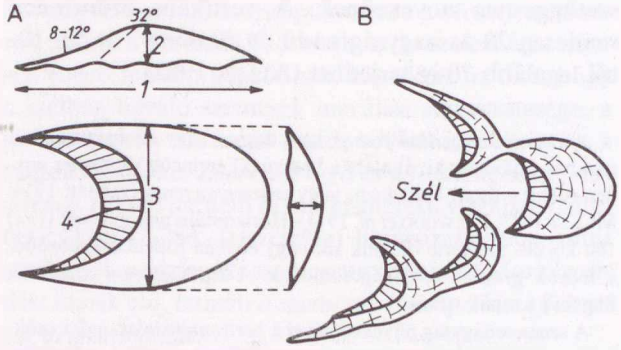
Wilson (1972a) szerint hullámhosszuk 10—500 m. A futóhomok-felhalmozódás e formáinak a rendesen kérészéletű fodrokkal szembeni állandósága abban nyilvánul meg, hogy tartós áramlási viszonyok közt alakjukat vándorlásuk ellenére is megtartják. Sokféleségük ellenére is a következő fő típusok valamelyikébe sorolhatók.

6.521 A barkánok *(6.22 ábra, 3)*. Ezek olyan magányosan vagy csoportosan, gyakran lépcsőzetes elrendeződésben megjelenő, patkó, sarló vagy félhold alakú dűnék, amelyek „szarvai" szélirányba néznek, szélverte lejtőjük lapos, a „szarvak" közti, szélárnyékos oldaluk pedig meredek (30—35°-os). Alakjuk és térközük a rendelkezésre álló homok szemcseösszetételétől és mennyiségétől, az aljzat minőségétől és a szélrendszertől függően igen változatos. Deformálható, de kohéziós aljzaton párhuzamos örvénypárok hatására mozgatott, kis mennyiségű homokból való kialakulásuk lehetőségét Allen (1982) nyomán a *6.15 ábra* szemlélteti.



6.22 ábra. A futóhomok fontosabb felhalmozódási formái, Collinson—Thompson (1982) és Vendl A. (1952) nyomán

1. Egyenes gerincű harántdűnék. — *2.* Hullámos gerincű harántdűnék. — *3.* Sarló- vagy félhold-dűne (barkán). — *4.* Parabolabucka. — *5.* Hosszanti dűnék. — *6.* Csillagdűne. — *7.* Dóm alakú dűne, tetején hosszanti gerincekkel. — *8.* Dóm alakú dűne sáncszerű belső peremei. — *9.* Merev akadály előtt felhalmozódó kisméretű bucka. — *10.* A szelet áteresztő sövény mögött képződő kis bucka.

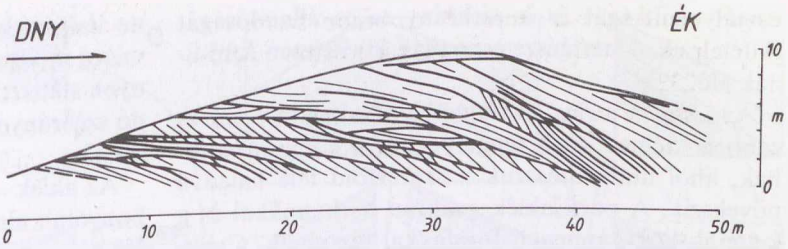


6.23 ábra. **A:** Egy magányos barkán alaprajzának és vertikális hosszmetszetének paraméterei: *1.* Hosszúság. — *2.* Magasság. — *3.* Szélesség. — *4.* Meredek lee-lejtő

B: Egymást követő barkánok *V*-formájú csatlakozásának vázlata a belső szarvak elsatnyulásával

A barkánok magassága 2—20—50 m, hosszúsága 2,5—250 m, szélessége pedig 5—350 m között változik. Tökéletes barkánok olyan alapos, kemény felszínen képződnek, ahol a homok utánpótlódása korlátozott, a szél iránya állandó, sebessége azonban mérsékelt. Az egyes barkánokat vagy a szilárd kőzetaljzat vagy az eolikus mozgásra már képtelen, durva maradványkavics-lepel választja el. Keletkezésük egy a szilárd kőzeten, köves vagy agyagos aljzaton nyugvó, ovális homoktestből kiindulva képzelhető el *(6.23 ábra, A)*. Az üledékszállítási sebességek ui. e homoktest oldalain a legnagyobbak, mivel a homokszemcsék szaltációját gátló szemcseközi súrlódás itt a legcsekélyebb. Ennek következtében a homoktest meredek lee-oldala egyre inkább szélirányban nyúlik meg, s létrejönnek a barkán szarvai. Hogy a barkán magvát valóban szelíd lejtésű homokbuckák fölött vándorló alacsony dűnék alkotják, azt ferderétegei nagy többségének a szélirányba néző dőlése bizonyítja *(6.24 ábra)*.

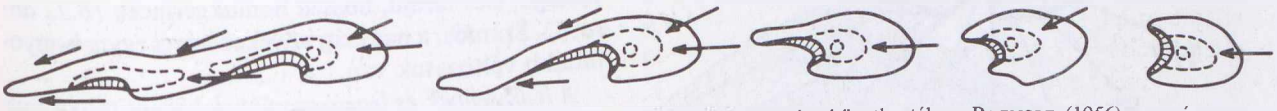
Az „érett" barkán kétoldalasan részarányos. Az egymáshoz közeli barkánok egyik szarva azonban elsatnyul, az aszimmetrikussá vált egyes formák elren-



6.24 ábra. Az észak-amerikai White Sands egyik barkánszerű dűnéjének belső szerkezete a ferderétegzettség feltüntetésével, McKee (1966) nyomán

deződése pedig — hasonló aerodinamikai okokból — a vadludak *V* alakú repülési alakzatára emlékeztet *(6.23 ábra,* **B***)*. A szélirány időnkénti változása viszont a magányos barkán hosszanti dűnévé alakulását eredményezheti *(6.25 ábra)*, bár ennek lehetőségét egyes kutatók megkérdőjelezik.

A sivatagi barkánok általában 10—20 m/év mozgási sebessége fordítva arányos azok magasságával. Mozgás közben a homokszemcsék méretük, alakjuk és sűrűségük szerint válogatódnak ki. A legdurvább szemcsék a magányos barkán peremein, szárnyain, néha a csúcsán halmozódnak. A nehézásványok a



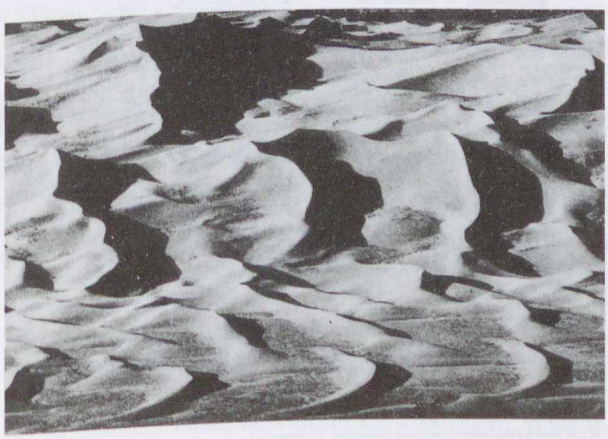
6.25 ábra. Barkánnak hosszanti dűnévé való átalakulása két szélirány többszöri változása következtében, Bagnold (1956) nyomán

barkán legtávolibb szélverte részén, a legfinomabb kvarcszemcsék pedig — fodrozott homokfoltokként — minden dűnesornak a szélárnyékos lejtőjén dúsulnak.

Barkánok a jégre települt szemcsés hóban, a folyómedreket vagy sekély árapály- és egyéb tengeri áramlásokat kísérő, homokszegény, kavicsos–köves felszíneken is kialakulnak. Londsdale—Malfait (1974) és Londsdale—Spiess (1977) szerint pedig foraminiferás homokból álló barkánok a kimosott óceánfenék felett, több ezer m vízmélységben is mozognak. Mások szerint az üveglapon, agyagvagy nagyon finom aleuritfelszínen mozgó áramlási fodrok is barkán alakot vehetnek föl, ha a szállításra alkalmas üledék utánpótlódása szegényes (az erre vonatkozó irodalmi utalásokat l. *in* Allen 1982: *A*, p. 321). A szaharai buckáknak csak kb. 5%-a barkán, az ausztráliai sivatagokban pedig teljesen ismeretlenek (Madigan 1946). Gyér növényzetű félsivatagokban azonban — sőt a mérsékelt öv ama részein is, ahol a homok évszakonként szabadon mozoghat — elég gyakoriak.

6.522 A harántdűnék. A szél által megmozdítható homok mennyiségének növekedésével az addig elszigetelt barkánok gerincei megnyúlnak, és oldalirányban láncszerűen csatlakozó harántgerincekké, végül pedig olyan többé-kevésbé folytonos homoktakaróvá alakulnak át, amelyet hosszú gerincű, aszimmetrikus transzverzális buckák tarkítanak. Hasonló alakzatok víz alatti környezetben is kialakulnak (Allen 1968).

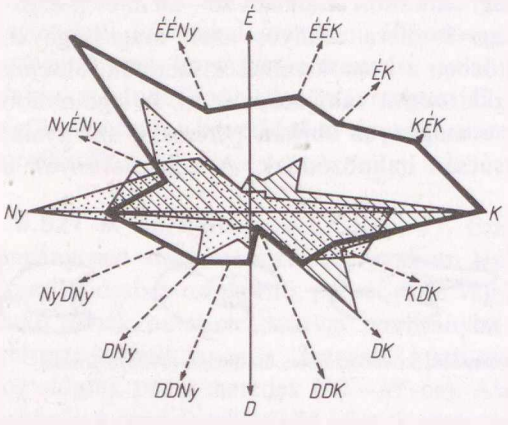
Az általában 10—100 m hullámhosszúságú és 1—10 m körüli magasságú harántdűnéket *aklé*nek nevezik (*6.26* és *6.22 ábra, 2*). Hullámhosszuk és magasságuk egy dűnesorozaton belül eléggé állandó, a hullámhosszúság a homok durvaságával növekszik. Típusos esetben minden dűnének a szélverte oldala enyhén felfelé domborodik, gerince keskeny nyereg, lee-oldala pedig 30—36°-kal lejt. Horizontális alakindexük nagy, a gerincek enyhén vagy szabálytalanul kanyargóak; kidudorodásaik általában a szélárnyékos oldal legmagasabb, visszahajlásaik pedig a legalacsonyabb részére esnek. Esetleges aszimmetrikus sarkantyúik többnyire a kidudorodásokból indulnak ki, és nem pontosan merőlegesek a dűnevonulatra. Ezek a szezonális harántszelek hatására a teljes dűnékre emlékeztetően továbbfejlődő sarkantyúk — a fődűnékkel együtt — alaprajzban L alakú gerincekkel tagolt homokfelszínt alakíthatnak ki. Teljesen egyenes gerincű harántdűnék (l. *6.22 ábra, 1*) — amelyek a homok tökéletes



6.26 ábra. Kb. 20 m magas aklék a Sangre de Cristo hegységben (Colorado, USA), egy képeslap nyomán

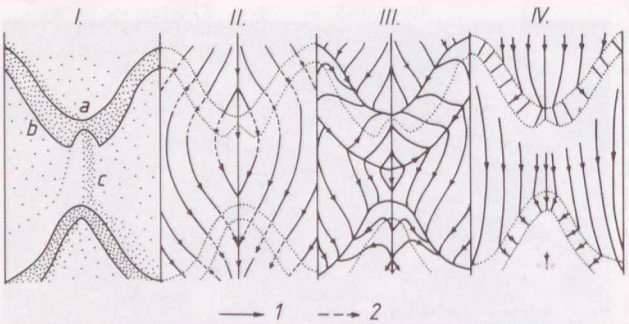
osztályozottságát és a szélirány teljes állandóságát föltételezik — természetesen csak kivételesen fordulnak elő.

Az aklék a meleg sivatagokban, valamint a szárazabb és szélnek kitett tengerpartokon a leggyakoribbak, ahol hullámhosszuk a szárazföld felé haladva növekszik. A parti aklék gyakran barkánokkal és a kettejük közti átmeneti formákkal társulnak. Gyakran csúcsaikkal a főszéllel szembe forduló, háromszög



6.27 ábra. A Sylt-sziget parti dűnéiben mért ferderétegzettségi irányok (vastag vonal) és a > 10 m/s (= 36 km/óra) sebességű, évszakosan változó irányú szelek gyakorisági diagramja JÜNGST (1938) nyomán

alakú — PRICE (1958) által *banner*eknek nevezett — *dűnemezők*et alkotnak. Aklék olykor folyópartokon, valamint tiszta vagy homokkal kevert szemcsés hófelszíneken is létrejönnek. Ahol az aklék mozgását a rajtuk megtelepült növényzet megállítja, belső szerkezetükből az egykori klíma és szélirány is kiolvasható. A szélirányú ferderétegzést megszakító felületek a dű-



6.28 ábra. Az aklé-dűnék áramlási képének vázlatai, WILSON (1970) és COOKE—WARREN (1973) *in* COLLINSON—THOMPSON (1982) nyomán

I. Az aklé alaprajzának haránt- *(a)*, ferde *(b)* és hosszirányú *(c)* elemei.
II. A vertikális örvényszőnyeg talpának légáramai.
III. Az aklé-felszín légáramai. *1.* Határoló áramvonal. — *2.* Leválási áramvonal.
IV. Homokmozgási irányok.

ne alakjának a szélerősség- és a szélirány-változások miatti módosulásait bizonyítják. A ferderétegzési irányok statisztikus eloszlása alapján az egykori uralkodó szélirányok megbízhatóan rekonstruálhatók *(6.27 ábra)*.

Az aklék — a dűnék és draak e leggyakoribb, de bonyolult alakzatai — tehát haránt-, hosszanti és átlós irányú komponensekből állanak; hullámos haránt-gerinceik nyelv- vagy barkánszerű szakaszokkal váltakoznak, amelyek a szomszédos gerincekkel azonos fázisban vagy azoktól elkésve mozognak. A leggyakoribb aklé-alakzatok leginkább egy kétdimenziós hullám és egy háromdimenziós vertikális örvény kombinációjából vezethetők le *(6.28 ábra)*.

6.523 A hosszanti buckák (vonalas vagy szeifdűnék) a széliránnyal párhuzamos, eléggé állandó távolságú, éles tarajú, hosszú homokgerincek *(6.22 ábra, 5)*. Számos, a nagyság növekedésével egyre bonyolultabb változatuk van.

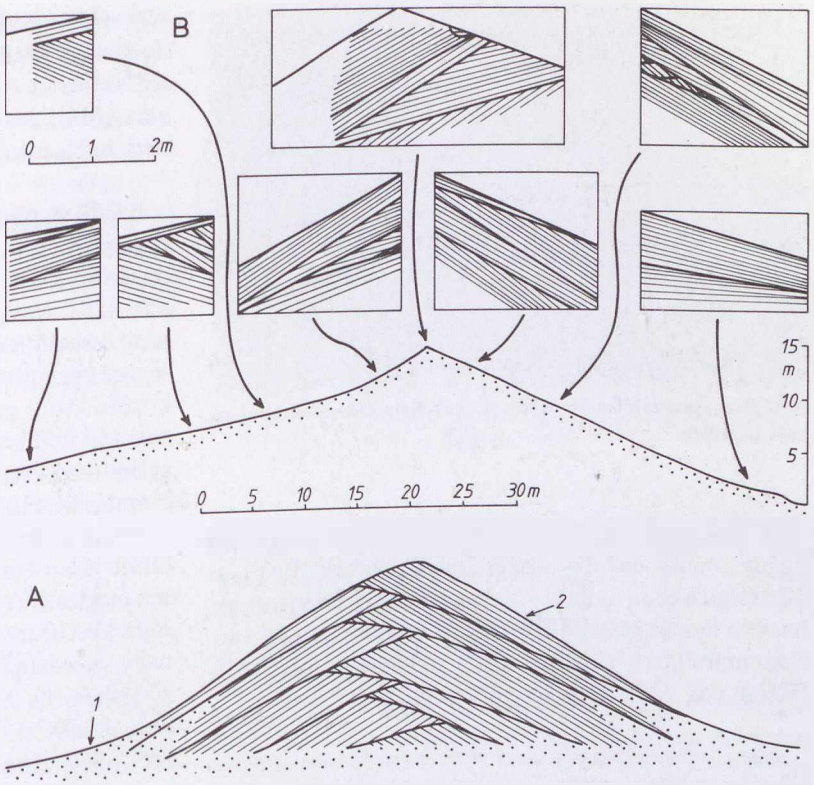
A legkisebbek és legegyszerűbbek harántirányú hullámhossza (Ausztráliában és a Sinai-félszigeten) 1/2 km nagyságrendű (TSOAR 1974); gerincük egyenes vagy meanderező, harántmetszetük közel szimmetrikus; magasságuk csak ritkán nagyobb 30 m-nél. Szelídebb lejtésű, szélesebb lábazatból kiemelkedő gerincük olyan helyi csúcspontok és omlási felszínek láncolata, amelyek helyzete a napi vagy időszakos széljárás szerint változik. A dűnék szélirányban a hangvilla ágaihoz hasonlóan kapcsolódnak (akárcsak a tengeri eróziós barázdák); a közöttük kialakult „folyosók"-ban pedig új gerincek képződnek.

A hosszanti dűnék magassága és térközeik szélessége a szélsebesség függvénye (GLENNIE 1970). MCKEE (1978) a líbiai cikkcakkos típuson kívül szaúd-arábiai és ausztráliai (konvergáló) típusokat különböztetett meg. A dűnék tengelyei mindegyik típusban párhuzamosak vagy csaknem párhuzamosak az uralkodó szél irányával, de képződésükhöz a fordított, konvergáló vagy oldalszelek is hozzájárulhatnak.

A longitudinális dűnék többsége finomabb homokból áll, mint a közöttük levő „folyosók" törmeléke, ahol a fekü kőzet rétegei, kavics vagy viszonylag durva, bimodális homokok vannak többségben. A szél ezekben a szélcsatornákban semmi finomabb anyagot nem hagy hátra.

Egyes hosszanti dűnék omlási felületei váltakoznak egymással a gerinc két oldalán; másokéi a gerinc azonos pontjának mindkét oldalán, vagy a dűne szélirányba eső végén jelennek meg. *Háromféle ferderétegzésük lehet* tehát: ezek közül kettő az uralkodó szélirányra nagyjából merőleges homokmozgás következménye; csak a harmadik mutat szélirányba.

A BAGNOLD-féle (1954) elméleti modell szerint a kisméretű hosszanti dűnék kétféle lerakódásból álla-



6.29 ábra. A hosszanti dűnék belső szerkezete **A**: a BAGNOLD (1954) -féle elméleti modell szerint, ill. **B**: a MCKEE—TIBBITS (1964) által a líbiai Zallaf homoktenger egyik dűnéjének átvágásával létesített feltárásban. — COLLINSON—THOMPSON (1982) nyomán

1. Viszonylag durva szemcsés homok (sima rétegek, fodrok, zibárok, kicsiny harántdűnék). — *2.* Viszonylag finom szemcsés homok lavinázódott ferderétegei.

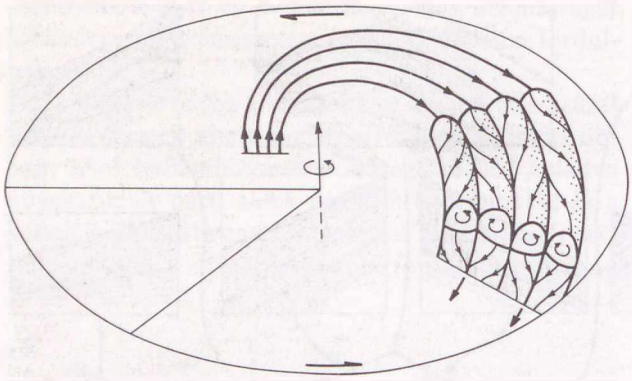
nak *(6.29 ábra,* **A***)*. Lábazatuknak a ballisztikus fodrokéra emlékeztető kis dőlésszögű rétegei vagy párhuzamosan lemezesek, vagy keresztlemezesek. Középső és felső részüket viszont a dűne tengelyétől meredek szöggel és ellentétes irányban elhajló lavina-kötegek alkotják. Egy kisméretű líbiai szeif-dűnének MCKEE—TIBBITS (1964) által megárkolt harántszelvényei *(6.29 ábra,* **B***)* ugyanilyen szerkezetűek. Föltehető, hogy a kétfelé hajló dőléseket a korlátozott kiterjedésű lavinázódási helyeknek a szélirány-változásoktól függő eltolódásai okozzák. Nem lehet viszont ezt a föltevést a nagyobb és bonyolultabb alakzatokra is általánosítani.

A nagyméretű longitudinális formákra nézve ALLEN (1982) szerint idáig négyféle hipotézis vetődött fel.

(1) Sokan a szél és a dűnék iránya közötti szoros egyezés mellett kardoskodtak. Bebizonyosodott azonban, hogy ez az egyezés csak megközelítőleg áll fenn.

(2) A szoros egyezés hívei közül egyesek a hosszanti dűnéket a vastag alluviális üledékekben kialakult széles árkok „kiseprése" közben keletkezett, *reziduális* képződményeknek tekintették. Ezzel szemben e formák túlnyomó többsége *konstrukciós* jellegűnek bizonyult.

(3) Azt a véleményt, hogy a hosszanti buckák részben már stabilizálódott harántdűnék feldarabolódása, vagy barkánoknak a *6.25 ábrán* bemutatott elfajulása révén keletkeztek volna (BAGNOLD 1954; LANCASTER 1980), az átmeneti alakzatok ritkasága teszi kétségessé. Ezért VERSTAPPEN (1968) a hosszanti buckákat inkább parag

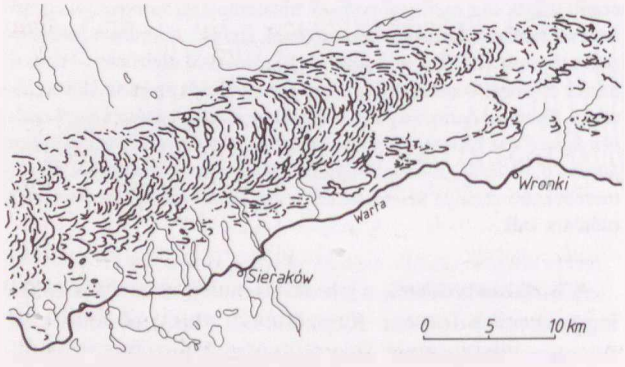


6.30 ábra. A határréteg örvénypárjai tengelyeinek forgó korongon való eltérülése

A hosszanti dűnék viszonylag állandó alakzatok ugyan, mégis jelentős szélerózióval járnak. Ezért az üledéksorokban inkább csak akkor marad nyomuk, ha stabilitásukat biztosító idősebb üledékmagjuk van. Fennmaradásra a forma végén levő szélirányú ferderétegeknek van a legnagyobb esélyük.

Borsy (1980) leírása alapján *a Nyírség* gyakran buckasorokat alkotó, egyenként 80—200 m hosszúságú, 3—8 m átlagos magasságú, ovális alaprajzú *hosszanti garmadái nem hosszanti dűnék*, hanem valószínűleg a barkánok teljes kifejlődését megelőző alakzatok, amelyek áramvonalas alakja talán éppen a gyér növénytakaró miatt alakult ki. Ezeknél a szélverte lejtő 7—8°-os hajlása esetén sem haladja meg a lee-oldal hajlásszöge a 10—11°-ot. A szélverte lejtők lapos ferderétegeivel szemben a lee-lejtők ferderétegeinek dőlése — tág határok közötti ingadozása ellenére — sem több 25—28°-nál.

6.524 A zibár durvaszemcsés homokból álló, alacsony, csaknem szimmetrikus, lee-felület nélküli harántgerinc, amely gyakran a hosszanti dűnéket elválasztó mélyedésekben, a dűnék aljzatának rosszul osztályozott, bimodális homokjában fejlődik ki. A homokutánpótlás csökkenésével azonban a hosszanti dűnék közti területek teljesen homokmentessé is válhatnak. Warren (1972) szerint a zibár hullámhossza 150—400 m; alaprajza a csaknem egyenes és a hajladozó vagy szabálytalan között változik. Magassága a hullámhossz töredéke; vertikális alakindexe néhány száz körüli. Nagy hullámhossza miatt e forma nyilván nem ballisztikus eredetű.



6.31 ábra. Parabolabuckák vonulatszerű előfordulása a Warta és a Notec folyó között (Lengyelország). — Borsy (1964) nyomán

6.525 A parabolabucka *(6.22 ábra, 4)* alaprajza éppen fordítottja a barkánénak, mert általában párhuzamos karjai a széliránnyal szembe mutatnak. Mérete igen változó. Néhány dekamétertől több száz m-ig terjedő hosszúsága egyszer a karok közti szélességgel egyenlő, máskor annak sokszorosa. A karok közötti kifújt mélyedést olyan *sánc* veszi körül, amelynek szél felőli, laposabb oldalát lekerekített vagy éles gerinc választja el meredek külső oldalától. A lee-oldal áramlásárnyékban levő része többnyire igen aktív, a szárnyakat azonban a növényzet — mely foltokban a kifújt belső felületen is megjelenik — általában teljesen megköti. A gerincnek a kifújt felület feletti magassága kb. 10 m. A parabolabuckák rendesen kis vagy nagy számban társulva, szabálytalan, lépcsős elrendeződésben, de helyenként egymáshoz illeszkedve fordulnak elő *(6.31 ábra)*. A dűnehomlok görbülete miatt fölfelé domború, számos szerves anyagban dús osztófelülettel és egyidejűleg képződött deformációs szerkezettel megszakított ferderétegeik iránya igen változó.

Többnyire mérsékelt övi, ritkábban melegebb tengerpartokon, periglaciális területeken, de forró sivatagokban is találhatók. Cooper (1958) szerint képződésük feltételei: (a) általában stabil felszín, amely különösen a szórványos gyöngeségi helyeket megtámadó szél miatt fontos; (b) olyan kezdeti homokeloszlás, amely a homok előnyomulását eleve szűk frontokra korlátozza; (c) egyirányban ható szél. — Collinson—Thompson (1982) szerint részlegesen stabilizált dűne-gerincek felszabdalódásának, Borsy (1980) szerint ovális szélbarázdákból oldalirányban is történt kifúvódásnak az eredményei. Aszimmetrikus voltukért elsősorban a szélviszonyok felelősek.

A hazai félig kötött futóhomokterületek szélbarázdáinak végén lerakódott és Cholnoky (1902, 1940) nyomán *garmadának*, Borsy (1961, 1980) által *parabolaszerű garmadának* nevezett futóhomok-felhalmozódás a rendes magasságot kissé meghaladó, 15—18 m-es magassága ellenére is csak a parabolabucka egyik válfajának tekinthető.

6.526 Az agyagdűnék (lunette-ek) alakilag és az uralkodó szélhez mért irányuk alapján a parabolabuckákkal rokon képződmények. Anyaguk az elsődleges szemcséknek — agyagásványok, gipsz- és dolomit homokméretű aggregátumainak, kvarchomoknak és sótűrő molluszkumok héjtöredékeinek — változatos keveréke (Bowler 1973). Aktív agyagdűnék forró és évszakosan száraz területeken (pl. a Mexikói-öböl

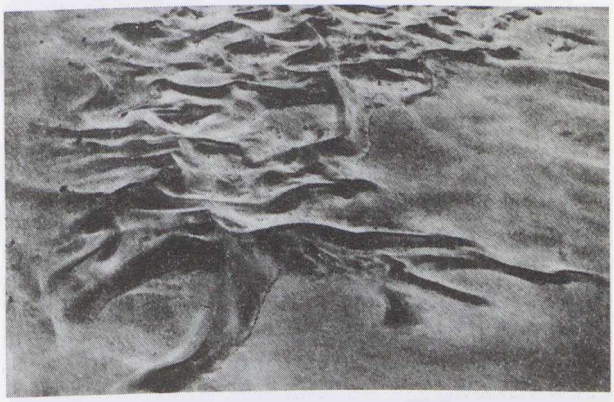
Ny-i peremén, a Szahara szegélyein, DNy-Ausztráliában és Dél-Afrikában) vannak, s mindig valamilyen mélyedéshez kötődnek. Ha a sós pocsolya, playa vagy szebkha szélnek kitett oldalát szegélyezik, akkor alaprajzuk sarló alakú; ha árapálycsatorna vagy lagúna szélverte partján alakulnak ki, akkor meanderezők vagy szabálytalanok. Hosszuk a szegélyezett mélyedés méretétől függően néhány dekaméter és többször 10 km közötti. Gerincmagasságuk ritkán haladja meg a 15 m-t. Keresztmetszetük aszimmetrikus (ilyenkor akár a szélverte, akár a szélárnyékos oldaluk lehet meredekebb), vagy szimmetrikus és lekerekített.

6.527 A dómszerű és csillagdűnék olyan nagyméretű sivatagi homokformák, amelyek körszerű alaprajza több irányból egyforma erősséggel fúvó szelek hatására utal.

A *csillagdűnék* (így a homokpiramisok, ghord-ok, ghourd-ok, rhourd-ok; *6.22 ábra, 6*) csúcsa általában 150—250 m magasságig emelkedik a környező deflációs mélyedés fölé; nagy területen szabályosan, egymástól 2—4 km távolságban, olykor hosszú láncokat alkotva helyezkednek el *(6.32 ábra)*. Mindegyiküknek bizonyos számú, meggörbült, éles, sugárirányú gerince van; ezek egyetlen vagy 2—3 — magas nyergekkel összekötött — csúcsba futnak össze. A dűne alja szelíden simul bele a környező deflációs mélyedésbe, ahol a fekü kőzetanyaga is felszínre kerülhet. A magasabb lejtőrészek azonban meredekebbek; a sugárirányú gerincek egyik vagy mindkét oldalát lavinás felszínek szegélyezik. A csillagdűnék különösen gyakoriak a Szahara Nagy Nyugati és Nagy Keleti Erg-jén, a SZU D-i részének és Szaúd-Arábiának a sivatagjaiban.

A *dómszerű dűnék* elrendeződése hasonló a csillagdűnékéhez. Magasságuk azonban kisebb (max. 170 m), amellett némileg laposabbak is. Egyik szélsőséges változatuk *(6.22 ábra, 7)* különösen lapos tetejét kicsiny dűnék és homokgerincek fedik; ez utóbbiak általában azonos irányúak, de valószínűleg évszakos vagy annál is rövidebb idejű változásoknak vannak alávetve. A másik szélsőséges változat *(6.22 ábra, 8)* lapos tetejének pereme kissé kiemelkedik, és kifelé rövid, helyenként hullámos, sugárirányú gerincekkel megszakított, meredek lejtőkbe megy át. Tetejük lapos mélyedésén kicsiny gerincek és dűnék foglalnak helyet. Vannak azonban olyan kicsiny dóm formájú dűnék is, amelyeken a meredek siklási lejtők hiányoznak. A dómszerű dűnék mind a Szaharában, mind a szaúd-arábiai ergeken a csillagdűnék szomszédságában fordulnak elő.

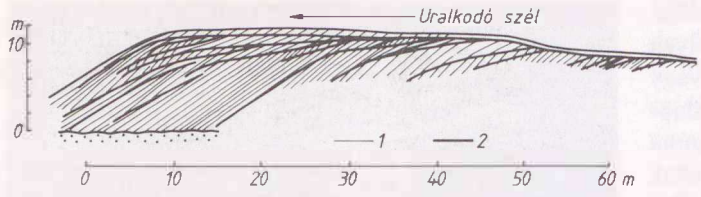
McKee (1966) szerint egy 4 sugárirányú gerincet tartalmazó, de egyetlen csúcsú nagy csillagdűne lavina eredetű ferderétegei három fő irányba dőlnek. A kisebb dűnék laposabb hajlásszögű lemezeinek irányítottsága még változatosabb. Ez nyilván az előfordulási



6.32 ábra. Csillagdűnék Szaud-Arábiában Zalimtól DK-re. — Foto: Nichols, E. T., *in* McKee (1966)

területeken fúvó szelek irányváltozásaival függ össze. A dűnék közti távolság viszonylagos állandósága a különböző égtájak felől érkező szelek hatása alatt mozgó homokszemcséknek egy kör pontjaitól való átlagos eltávolodásával magyarázható. Az algériai Szahara homokszállító szelei pl. egy adott határpontról kb. 8 órán át 36 km/óra sebességgel fújtak. Miután a szélsodorta szemcsék átlagos sebessége a szélsebességnek kb. 1/9-e, az átlagos szemcsemozgás ezen idő alatt 3,2 km-t tett ki. Ez pedig elég jól egyezik a csillagdűnék észlelt átlagos távolságával. Mivel a mozgás iránya időnként megváltozik, hosszú idő alatt a szemcsék ebben a rendszerben olyan eléggé szabályos távolságú csomópontokon halmozódnak fel, amelyek — talán a már meglevő nagyobb felszíni egyenetlenségeket is felhasználva — környezetük fölé magasodnak. A továbbiakban e csomópontok önmaguktól állandósulnak. Egyirányú lee-felszín nem alakulhat ki, mert az a homokszállítás e módjának azonnali megszűnését jelentené; idővel pedig a csomópont körüli lejtők mindegyike hasonló helyzetbe kerül. A dóm alakú dűnék Allen (1982) szerint a csillagdűnék kialakulását megelőző, átmeneti alakzatok. A tetejüket körülvevő sánc a homok befelé irányuló mozgását bizonyítja. — Leeder (1982) szerint a határozott siklófelület nélküli, dóm alakú buckák barkánszerű alakzatoknak hosszú periódusokon át működő gyönge széláramok hatására történt degradációjával jönnek létre.

6.528 Megforduló buckák (reversing dunes). A minden szabadon mozgó homokbucka felszínén látható ballisztikus homokfodrok kicsiny hullámhosszúsága még csak a szélerősség csökkenéséről tanúskodik. A bucka mozgásirányát keresztező fodrok azonban már a szélirány (esetleg csak átmeneti) megváltozását bizonyítják. Sharp (1963) szerint a már meglévő fodrok aszimmetriáját a korábbitól 20°-kal eltérő irányú szél már 100 perc alatt megfordíthatja. Nagyobb szögeltérés esetén azonban a fodrok teljesen átrendeződnek, és új fodorsorozat alakul ki. A haránt-buckák és a csillagdűnék között álló irányváltó buckák és barkánok — amelyek siklófelületei a szélverte oldalra esnek — ugyancsak a szélirány megváltozásának következményei. Már Hedin (1896) is megfigyelt a Takla Makánban olyan dűnéket, amelyek siklófelülete a szélirány erős megváltozása miatt megfordult. Ezt King (1916) évszakos szélirány-változásokkal, Kádár (1934) pedig viharokkal magyarázta. Ennek



6.33 ábra. A McKee (1966) által az új-mexikói Whitesands National Monument-ben végzett ásatás alkalmával feltárt és gipszes homokból álló harántdűne ferderétegzettsége *(1)* és reaktivizációs felszínei *(2)* a dűne gerincére merőleges szelvényben, Collinson—Thompson (1982) nyomán

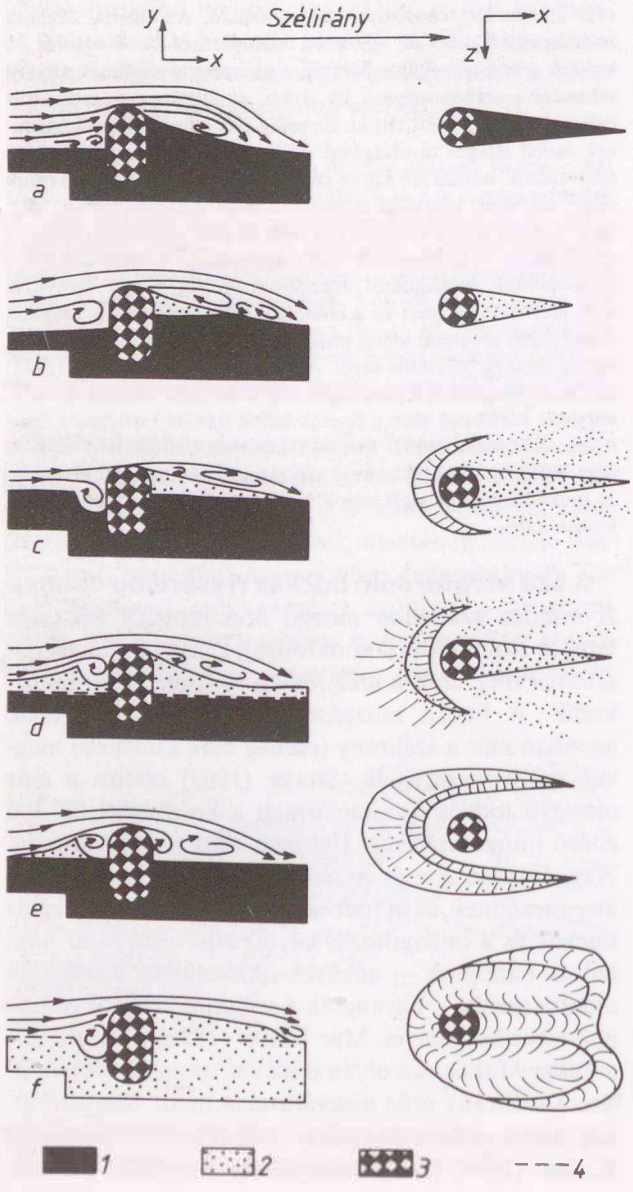
következtében a dűnék korábbi lee-lejtőjén is ballisztikus fodrok keletkezhetnek. Ezek a fodrok általában meredeken sorakoznak a siklófelület tetejétől az aljáig a korábbi szélirányra merőlegesen, vagy a dűne lee-oldali másodlagos áramlásainak hatását tükrözve (Allen 1982). A dűnék egymást metsző vonalakban való elrendeződése, ill. egymásra települése — az árapály-dűnék egymásra rakódásához hasonlóan — ugyancsak a szélirány évszakos módosulásaival függhet össze (ezért a kétféle felhalmozódási alakzat belső szerkezete meglepően hasonlít egymásra). A jelenkori szélfújta parti dűnék meredek dőlésű ferderéteg-sorozatait elkülönítő lapos eróziós felületeket *(6.33 ábra)* nyilván azok a (gyakran merőleges irányú) szelek hozzák létre, amelyek e területen időről-időre megjelennek (Land 1964).

6.529 A homokfelhalmozódás kényszerformái. A (hó-) és homokfelszínek feletti szél útjába kerülő akadály háromféle felhalmozódási, ill. kifúvási alakzat képződését eredményezheti: (a) áramlási félholdak, (b) áramlásárnyékba eső felhalmozódások, (c) kifúvási maradékgerincek *(6.34 ábra)*. Hogy e formák közül melyik jön létre, az a homokszemcsék nagyságától s a légáramban való eloszlásától, a szél erősségétől, az aljzat minőségétől, az akadály terjedelmétől és ellenálló képességétől függ (Allen 1982).

(a) Áramlási félholdról akkor beszélünk, ha a kisebb akadály előterében kialakult, fodrozott felszínű, lapos dombocskához *(6.34 ábra: d—e)* az akadály mögötti homokmentes zóna két oldalán egy-egy lapos hosszanti bucka csatlakozik. Az akadály szélverte homlokát és oldalait pedig, száraival ugyancsak a szélfúvás irányába mutató, félhold alakú mélyedés övezi, ahonnan az akadály körüli légörvények a homokot kikotorják.

Ez a jelenség áll elő a szélfúvás elleni, szilárd védősövénynél is *(6.22 ábra, 9)*: a sövény előtti homok- vagy hódombot árok választja el a sövénytől.

(b) Áramlásárnyékot jelző formák a széleróziónak ellenálló (viszonylag kisméretű) akadályok mögötti éles *akkréciós gerincek* (uszálydűnék), amelyeket az

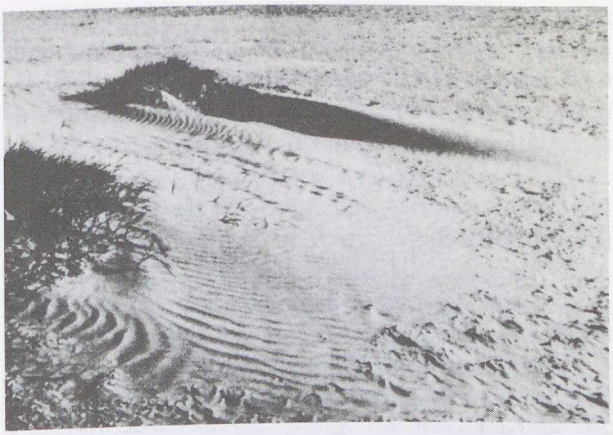


6.34 ábra. Egyirányú, de különböző erősségű áramlások hatására, az aljzat és a szállított anyag minőségétől függően képződött áramlási félholdak és akadály mögötti alakzatok metszetei és alaprajzai. — Vázlat Allen (1965 és 1982) nyomán, módosítva

1. Kötöttebb aljzat. — *2.* Laza homok. — *3.* Áramlásnak ellenálló akadály (szikla, kőzetdarab). — *4.* Eredeti felszín.

x: A hosszanti, *y*: a magassági, *z*: a szélességi kiterjedés iránya.

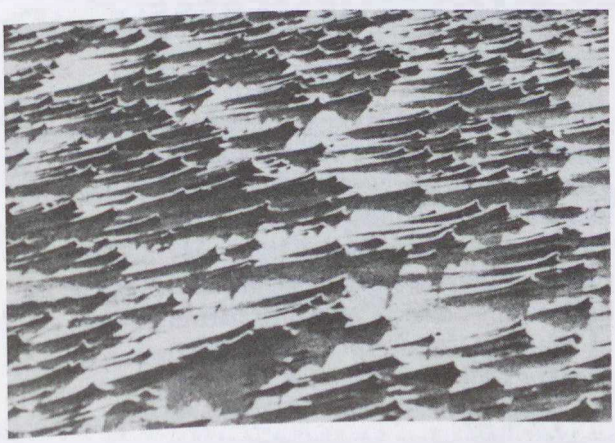
a: Kohéziós felszínt erodáló, homokszállító gyors áramlás. — *b:* Kohéziós felszín fölötti, homokszállító gyors áramlás. — *c:* Kohéziós felszín fölötti, homokszállító gyors áramlás. — *d:* Kohéziós felszín fölötti, szuszpendált és fenékhordalékot szállító áramlás. — *e:* Kemény felszín fölött csak fenékhordalékot szállító áramlás, barkánszerű lerakódással. — *f:* Homokos felszín fölött, az akadály előtt erodáló, mögötte homokdeltát lerakó áramlás.



6.35 ábra. Csenevész bokrok mögötti, homokfodrokkal fedett uszálydűnék az észak-frieslandi partokon. — Foto: GRIPP, K. (1968)



6.36 ábra. Bokrok szélárnyékában kialakult, ballisztikus fodrokkal fedett uszálydűne futóhomokon. — Nyírség: Biritől K-re. — Foto: DR. BORSY Z.



6.37 ábra. Kicsiny szélzászlók az Északi-tenger parti homokján. — GRIPP, K. (1963) fényképe

akadálymentes helyek kifúvásos barázdái vagy felszínei vesznek körül. Ha az akadály viszonylag nagy, de áteresztí a szelet, akkor a felhalmozódás a *6.22 ábra, 10* szerint történik. Kisebb és áteresztő akadályok (fűcsomók, zsombékok, kisebb bokrok) szélárnyékos oldalán viszont változatos alakú, hosszú, ballisztikus fodrokkal borított, éles homokgerinc (*6.35* és *6.36 ábra*) keletkezik.

(*c*) *Deflációs maradékgerincek* (szélzászlók: *6.37 ábra*) többnyire álló- vagy folyóvizek kavicsokat, szerves vázakat is tartalmazó (nedves vagy sókérges) homokján működő erős szelek eróziós hatására képződő, szélirányban félkúpszerűen keskenyedő és alacsonyodó formák, amelyek a simára gyalult felszínből kiemelkedő, kemény tárgyak mögött nyúlnak el. Mivel a szélerózió a szemcsék szökellő mozgásán át valósul

meg, a gerincek viszonylag állandó (5 – 12°-os) áramlásirányú lejtése a szaltációs becsapódás szögének felel meg. Kavics- és héj- vagy sókéregmentes homokfelszíneken való képződésüket BORSY (1973) a homok egyenlőtlen kompakciójával magyarázza. — A nagyobb sziklák mögött kialakult, hosszú *uszálybuckák* keletkezése a kicsiny szélzászlókéhoz hasonlóan képzelhető el (BUTZER 1986).

Az akadály mögötti homokformákról ALLEN (1982:B, pp. 163—205) nyújt további, kitűnő összefoglalást.

6.53 A DRAA

Ez a sivatagi homoktengerek olyan óriási méretű, ennélfogva főleg légifényképek segítségével tanulmányozható homokfelhalmozódási alakzata, amelynek harántirányú hullámhossza 0,3—5,5 km, magassága 20—400 m között van, hossza pedig gyakran 100 km-t is meghalad (WILSON 1972; MCKEE 1978). *A draak egymásra települt dűnékből álló, bonyolult formák.* Az erős homoksodródású területeken működő, több irányból fúvó szélrendszerek hatására kialakult csillagdűnéken kívül — amelyeknél a különböző szelek különböző méretű szemcséket mozgatnak meg — a draaösszletekben az uralkodó szelekre merőleges, ferde vagy éppen azokkal párhuzamos dűnék is gyakoriak. A ferde alakzatokat a hosszanti és harántirányú szelek váltakozása építi fel. Az ún. *transzverzális draak* 1—3 km hullámhosszúságú és 100 m körüli magasságú, erősen aszimmetrikus harántdűnékből állanak, amelyek lee-oldala rendkívül meredek és láncszerű; szélverte szelídebb lejtőikre pedig kisebb hullámhosszúságú *aklék* települnek. Ismeretesek azonban harántdűnék és barkánszerű alakzatok keverékéből álló transzverzális draak is.

A nagy draak rendesen durvszemcsés allúviumokhoz kapcsolódnak; a futóhomok-utánpótlás csökkenésével alacsonyodnak. A fodrok és a kicsiny dűnék gyors keletkezésével és mozgásával szemben a hatalmas kiterjedésű algériai draak 1,8 cm/év sebességgel mozognak, teljes kialakulásuk pedig több tízezer évet és megfelelő utánpótlást biztosító homoktakarót igényel. Némelyik draanak 50 m magasságot is elérő szemcsefolyásos oldalai vannak; sok draan azonban HAYHOLM—KOCUREK (1988) szerint inkább elég kisszögű lee-oldal menti dűnevándorlást lehetett megfigyelni.

6.6 AZ EOLIKUS FÁCIESEK FOSSZILIS ANYAGBAN VALÓ FELISMERÉSE

Ez a földfelszín formakincsére, a kisebb-nagyobb kőzetdarabokra s a homokszemcsékre gyakorolt szélhatás ismeretében sem mindig könnyű feladat. Már csak azért sem, mert a szél általában más üledékképző mechanizmusoktól átvett anyagokat munkál meg, s az azok eredeti sajátságainak a légmozgás törvényei szerinti átalakításához szükséges idő nem mindig áll rendelkezésre. A tenger- vagy folyópartról kifújt homok pl. könnyen visszakerül eredeti vízi környezetébe, és ilyenkor szinte elválaszthatatlanul keveredik össze annak üledékeivel. A gömbölyű folyami vagy parti kavicsokból szélhatásra képződött éleskavics vízi szállítás vagy abrázió után újra legömbölyödhet. Növeli az összetévesztés veszélyét, hogy — mivel a szél is fluidális mozgás — a nagyobb homokdűnék alakját megszabó másodlagos áramlások (a jelentékeny sűrűségkülönbség ellenére is) hasonló módon mennek végbe, mint a vízben. Még a jégtakaró alól felszabadult területek némely, a jégmozgással párhuzamos formaelemének külső alakja is a köves sivatagok szélsúrolta sziklái mögötti *uszálydűnék* alakját idézi. A szerirek egyébként is folyóvízi vagy zagy eredetű kavicsai csak a durva szemcsék lecsiszolt felülete révén különböznek a fluviális kavicsoktól (lásd *6.10 ábra*). A mérsékelt övi gombasziklák, földpiramisok és sziklateraszok képződésében a szélmozgatta homok súroló hatásán kívül még a víz lemosó hatásának is jelentős szerepe van (*6.12* és *6.13 ábra*). Az is megnehezíti az eolikus fáciesek felismerését, hogy a szélfújta dűnék előrehaladásuk közben saját korábbi lerakódásaikat lenyesik (BROOKFIELD 1977). Ezért a belső szerkezetnek az a teljessége, amelyet a jelenkorban működő dűnéken meg lehet figyelni, a múltbelieken csak ritkán állapítható meg, mert a dűne eredeti vastagságának csak egy töredéke marad fenn (WALKER—MIDDLETON 1979). Az eolikus fáciesek biztos megállapítását tehát csak valamennyi megfigyelési adat gondos mérlegelése és szinoptikus szemlélete teszi lehetővé. Ennek jelentősége azonban messze túlnőhet a vizsgált terület egy fejlődéstörténeti eseményének rögzítésén. *Globális jelentőségűvé teheti* például annak a jelenkori tapasztalatnak a múltba vetítése, hogy a legintenzívebb szélműködés

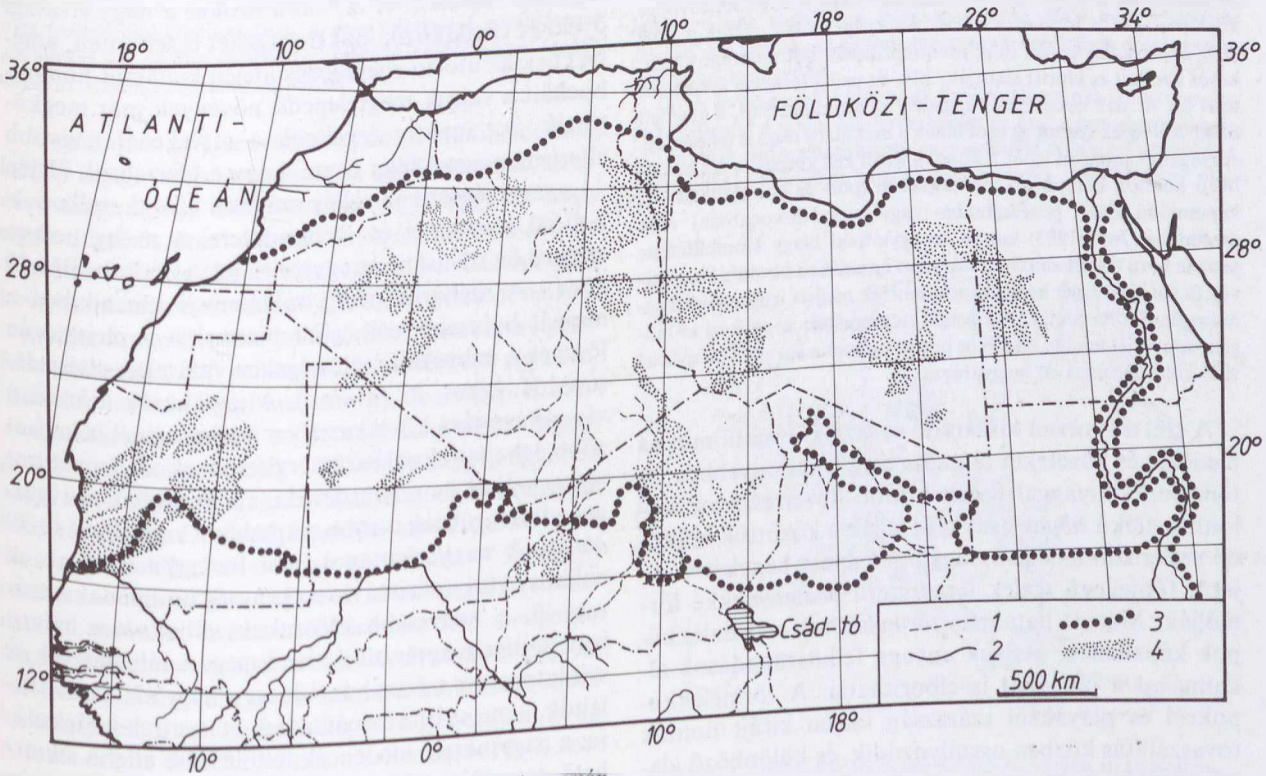
területei többségükben azokra a sivatagi–félsivatagi övekre esnek, amelyek helyét a homoszféra légnyomás-maximumainak a sarki jégsapkák és a globális szélrendszerek által megszabott kiterjedése, ill. bizonyos geomorfológiai és/vagy vízföldtani adottságok határozzák meg.

Általában azok a homokrétegekben gazdag fosszilis üledékek keltik sivatagi eredet gyanúját, amelyek faunamentesek, vörös színűek, vastag ferderéteg-sorozatokat, evaporitokat és sajátos talajszelvényeket tartalmaznak. A vörös szín azonban önmagában véve nem jelez feltétlenül sivatagot. A vastartalmú ásványok (biotit, amfibol, piroxén és főként a pirit) mállásából származó limonit meleg–száraz éghajlati vízvesztése folytán képződő hidrohematit-, sőt hematitcement ui. az alluviális hordalékkúpok és árapály-síkságok üledékeit is megfesti, miközben a mélyebb talajszintekbe agyag mosódik be. Ez okozza pl. a plio/pleisztocén határon a környező (nagyrészt vulkáni tufa anyagú) hegységekből lemosott s a Pannon-medencében fluviálisan szétteregetett (korábban „levantei"-nek nevezett) agyagok jellegzetes halvány lilásvörös színét. A folyamat lassúsága miatt a WALKER (1967) vizsgálta alsó-kaliforniai síkságok jelenkori üledékei még szürke színűek, a pleisztocénbeliek már sárgák, a pliocén korúak pedig élénkvörösek. A nagyobb agyagtartalmú, gyöngébb áteresztőképességű, ennélfogva lassabban málló üledékek vörösödése természetesen jóval hosszabb időt igényel, mint a sivatagi dűnehomoké (GLENNIE 1970). Vörös színű üledék a mérsékelt övben is kialakulhat vagy fennmaradhat; a vöröses színt azonban a szervesanyag-tartalom növekedése többnyire elnyomja. A víznek az üledék diagenetikus vörösödésében való fontosságát egyébként a nedves–trópusi területek mállási takarói és az óceánok pelágikus vörös agyagjai is bizonyítják.

Mivel eolikus dűnék tenger- és folyópartokon, evaporitok tengervízben, mély talajvízállásra utaló só- és kovakérgek pedig szemiarid éghajlaton is kifejlődhetnek, a fent említett kritériumok csak minden földtani adat együttes szemlélete alapján válnak meghatározókká. Ezt a szinoptikus szemléletet kívánja szolgálni az eolikus fáciesterületek alábbi áttekintése.

6.61 A MELEG SIVATAGOK KÉPZŐDMÉNYEI

Ezek kialakulása fizikai aprózódással és azokkal a kémiai reakciókkal kezdődik, amelyeknek az éjszakai harmat a közvetítője (2.31. fejezet). De mivel az aprózódásnak s a szélhatásnak a mértéke elsősorban a kőzetminőségtől függ, a sivatagi tájak között nem a homoksivatagok állnak az első helyen. A jelenleg D felé terjeszkedő Szaharának pl. csak kb. 15%-át borítja futóhomok (*6.7* és *6.38 ábra*). Az itteni, többnyire



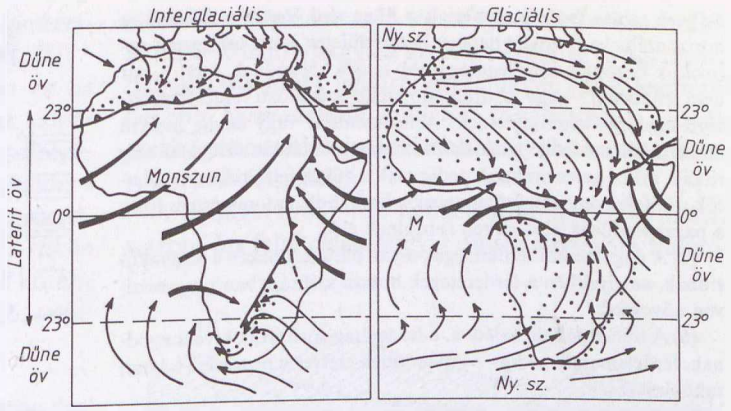
6.38 ábra. A Szahara jelenkori ergjei, HAGEDORN (1985) nyomán
1. Vádi. — *2.* Folyók. — *3.* Növényföldrajzi határ. — *4.* Erg.

medence-helyzetű homoktengereket szikla- és kősivatagokkal (hamadákkal), valamint zagyfolyás eredetű kavicssivatagokkal (szerírekkel) körülvett, nagy kiterjedésű, 3000 m fölé emelkedő magashegységek választják el egymástól. A hegységekben képződött törmeléket a ritka (ám akkor igen erős) zivatarok alkalmával a vádik nagy tömegű zagyfolyásai szállítják a mélyebb fekvésű medencékbe. Az itt lerakott kavics, homok, kőzetliszt és por a helyi és regionális szélviharok hatáskörébe kerül. A sziklákat, görgetegeket és kavicsokat a szél nem bírja ugyan továbbvinni, de az általa felkapott homok segítségével lecsiszolja, és keménységük szerinti, bizarr formákat dolgoz ki rajtuk. A szerírek maradványtakarói a homok távozása után éppúgy gátolják a további kifúvást, mint a legmélyebb helyeken kialakuló síkságokon (playákon) az erős párolgás miatt helyenként keletkező só- és kovakérgek.

Feltűnő, bár nem tartós jelensége a < 130 mm/év csapadékú, 16—21°C évi középhőmérsékletű területeknek a föld színén heverő, sőt a felszín alatt rejtőző kőzettömböket is bevonó, barna vagy fekete színű, csillogó fényű *sivatagi máz* (sivatagi lakk; 8.523. fejezetrész). Ez a hűvösebb területek kőzeteinek sárga, barna vagy vörös, limonitos kérgeinél és átitatódásainál sokkal vékonyabb bevonat gyakran — *bár korántsem szükségszerűen* — Fe- és Mn-vegyületeket is tartalmazhat. Whalley (1983) szerint csak lassan málló kőzet (kvarcit, homokkő, flint, bazalt, andezit, gabbró, agglomerátum, metatufa, argillit, fillit, kristályospala, gneisz, szaruszirt, konglomerátum, grauvakke, tűzkő) darabjain fejlődik ki. Grániton annak szemcsés szerkezete, mészkövön annak könnyű oldhatósága miatt nem képződik. A Mn, Fe, P, Ti és Al mellett különböző nyomelemeket (B, Ba, Cu, Co, Cr, Ni, Pb, Sr, V, Y, Yb) tartalmazó anyakőzethez képest a sivatagi mázban a Mn és a Fe mennyisége általában nő, a többié csökken. Az USA DNy-i részén a máz 70%-át agyagásványok (illit, montmorillonit, illit/montmorillonit, kevés kaolinit és klorit) alkotják, 30%-át pedig birnessit és hematit teszi ki. A máz összetétele független az anyakőzetétől, s amellett SEM-felvételek szerint az utóbbinak a máz alatti része is teljesen ép. Anyagának eredetét tehát a kőzeten kívül kell keresni, s ezt különböző kutatók különböző jelenségekben (por- és harmathulláshoz kapcsolódó alga-, penészgomba- vagy zuzmó-bevonatban) vélik megtalálni. Jux (1983) szerint az egyiptomi Nagy Homoktenger neogén korú tavi üledékének száradási hasadékait bevonó, barnásavos és sötét kovagél neogén sporomorfák mellett izoprenoid szénhidrogéneket tartalmaz. A kovagél kicsapódását az egykori tó biogén vázopálját feloldó alkálikus pórusvizeknek a savanyú talajvízzel való kölcsönhatásával magyarázza.

A szél a gyorsan kiszáradó és laza kötésű homokos üledéket és kőzeteket támadja meg legkönnyebben. A tömörebb anyaggal fedett lazább kőzetrészletek különféle alakú *tanúhegy*ekként jelzik a közöttük működő szélerózió hatékonyságát. A kopasz hegylejtők alját a főnjellegű szelek teraszszerű *pediment*tekké formálják. Másutt hatalmas *törmelék-*, ill. hordalékkúpok képződnek, melyek anyaga felhőszakadások alkalmával a playákat is elboríthatja. A törmelékkúpokról és playákról szárazság idején kifújt homok tovaszállítás közben osztályozódik, és különböző alakú dűnékké halmozódva vándorol tovább. Ezek helyenként eléggé ritkák, másutt azonban mély homoktengerekké, *erg*ekké olvadnak össze. A szokatlan és változatos formákban gazdag hegyvidékek gyakran gyűrűszerűen veszik körül a részben vagy teljesen lefolyástalan homoksíkságokat. A szélmozgatta törmelék korráziós hatását éleskavicsok (lásd II. kötet, *19.22 ábra*), lecsiszolt sziklafelületek, teraszos táblahegyek, különös alakú sziklatornyok, éles, hullámos maradékgerincek *(jardangok)*, 1—2 km hosszúságú szélbarázdák és deflációs mélyedések, alávájt sziklatarajok, *gombasziklák* (*6.12* és *6.13 ábra*) bizonyítják. A törött kavicsok gyakorisága szélsőségesen nagy felszíni hőmérséklet-ingadozásokra utal. A sivatagból kifújt por pedig a szomszédos — már füvel fedett pusztákon — *löszlepel*ként rakódik le (II. kötet, 21. fejezet).

6. 611 Az ergek. A homok felhalmozódása szempontjából a vegetáció nélküli, aktív ergeknek van a legnagyobb jelentőségük. Ezek — a tszf. magasságtól függetlenül — mindig medenceszerű alakulatokhoz kötődnek, s a lejtő éles megtöréseinél érnek véget. Csak ott jönnek létre, ahol a hordalékkal teljesen telített légáram lelassul vagy konvergál. A homok lerakódását vagy kifúvódását a regionális szélrendszereknek a domborzattól és az erg lerakódási alakzataitól is függő, helyi módosulásai szabályozzák. Wilson (1973) szerint a ma kötetlenül mozgó futóhomok mennyiségének >90%-a a jobbára a passzátszelek uralma alatt álló, 125 km²-nél nagyobb kiterjedésű ergekhez kötődik. A *6.7 ábra* azokat a nagy sivatagi övekhez csatlakozó, inaktív ergeket is feltünteti, amelyeknek az utolsó eljegesedés idején kialakult homokbuckáit a rajtuk megtelepedő növények már megkötötték. Az inaktív ergeknek a maiakénál nagyobb elterjedése azzal függ össze, hogy a glaciálisok idején — a sarki jégsapkák előnyomulásai következtében — a Föld klímaövei és szélrendszerei a meleg–nedves trópusi öv rovására az egyenlítő felé tolódtak el *(6.39 ábra)*. A széljárás pedig valamennyi klímaövben a mainál hevesebb volt. (Ezt bizonyítja a pleisztocén lösznek a mérsékelt szélességeken való nagy elterjedése is: II. kötet, *21.14 ábra*). A jégtakarók időnkénti visszahúzódása következtében a jelenleginél is kedvezőbb éghajlat-eloszlású interglaciálisok idején viszont az egyenlítői öv szélesedett ki, s a korábban elsivatagosodott területek is több csapadékot kaphattak *(6.39 ábra)*. A nagy sivatagok mai formakincse csak az eolikus és folyóvízi–tavi tevékenység uralmának a száraz, ill. a nedvesebb időszakok váltakozása miatti ismétlődésein keresztül érthető meg. A táblahegyek és sziklatornyok szétszabdalódása, a hegylábi törmeléklejtők, a ma száraz folyómedrek és szerírek kialakulása, a nagyméretű medencék feltöltődése aligha tekinthető egyedül a sivatagi mállás és a széltevékenység eredményének. Inkább arról lehet szó, hogy *az egy-*



6.39 ábra. Afrika generalizált szélrendszerei glaciális *(A)* és interglaciális *(B)* periódusokban, FAIRBRIDGE (1968) nyomán

Ny. sz.: A nyugati szelek öve. — *M*: Monszun.

mást váltó különböző jellegű üledéktermelő és -szállító rezsimek mindig a saját törvényeik szerint módosították elődeik örökségét.

Az éghajlati öveknek a pleisztocén hideg szakaszaiban az egyenlítő felé való tolódása a közepes szélességeken csökkentette a párolgást, növelte a felhőszakadások gyakoriságát, erősítette a törmelékképződést és az oldalazó eróziót, emelte az ún. *pluviális tavak* (pl. a Bonneville-i és Lahonian-tó, az Aral-tó és a Kaszpi-tenger) vízszintjét és kiterjedését. A trópusi monszunesőknek a mai forró sivatagok területére való behatolása miatt itt is emelkedett a talajvíz szintje, nőtt a fluviális tevékenység és a tó- és mocsárképződés lehetősége (Csád-tó). Erről a sivatagok számos — ma már többnyire kiszáradt — tavának üledékei, partvonal-maradványai, a durva, gyengén osztályozott, szögletes vagy legömbölyített kavicsokból, másutt homokból és kőzetlisztes agyagból álló hordalékteraszok, forrásmészkövek, lápi–mocsári üledékek és vörösagyagos maradványtalajok (paleoszolok) tanúskodnak. A nagy kiterjedésű homoktengerek anyaga sok esetben idősebb (pl. kréta időszaki) tengeri üledék folyóvízi áthalmozódásából származik.

A sivatagok és a szavannák között stabilizálódott, *inaktív ergek* tanúsága szerint az erg-fácies fennmaradási esélye annak ellenére elég nagy, hogy az aktív ergek dűnéi és draai állandó mozgásban vannak. Az ergek homokjának vándorlási útját a porviharok uralkodó szélirányainak, valamint a különböző dűnetípusok, a jardangok és más széleróziós nyomok műholdfelvételeken látható orientációjának térképi egybevetésével lehet megállapítani. Az így nyert kép *Közép-Ausztráliában* — ahol a sivatagi hegységek legnagyobb magassága is csak 1500 m (tszf.) — egyetlen nagy, a D-i félgömb magasnyomású zónájának megfelelő, ergről ergre haladó áramlási sejtet mutat *(6.40 ábra)*. Ez a Viktória-sivatag homokját — legalább részben — egy az óramutatóval ellentétes irányú kanyarral az Indiai-óceán beöblösödése felé mozgatja. *Észak-Afrikában* viszont a Líbiai sivatagból egy az óramutató járásával egyező irányú áramlási sejt indul ki, amelynek áramvonalai a Szahara D-i ergjein át az Atlanti-óceán felé haladnak. A Szahara Ny-i, nagyobb részén azonban, ahol — nyilván a magashegységek zavaró hatása következtében — több magasnyomású központ alakult ki, a szélfúvás és a homokvándorlás részint a Kis-Szirtisz, részint a mauritániai partok felé irányul (WILSON 1971).

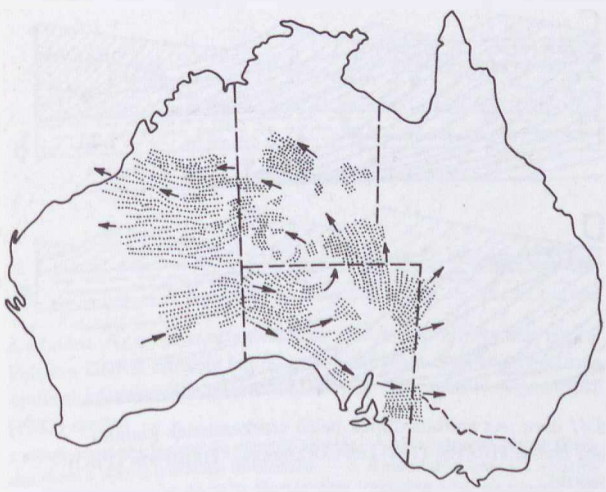
6.612 Az eolikus homokfelhalmozódások belső szerkezete. A különböző típusú harántdűnék szerkezetének fő vonásai HUNTER (1977) szerint lényegileg a kisméretű dűnékével egyeznek. Ezek COLLINSON és THOMPSON (1982) szerint a következők.

(1) Dominál a közepes és nagyméretű ferderétegzettség.

(2) Bár mindegyikük többfajta ferderéteget tartalmaz, siklási oldaluk száraz homokjának ferderétegei 30—40°-kal dőlnek; a ferderétegeknek a dűne talpával való érintkezése aszimptotikus vagy hegyesszögű.

(3) A ferderéteg-sorozatok határfelületei a dűne nagy részén horizontálisak vagy lapos szögűek; a dűne siklási részén viszont 20—28°-kal dőlnek, az általuk elmetszett ferderétegek dőlése pedig még ennél is nagyobb.

(4) A ferderétegek különböző típusainak aránya dűnetípusonként változik; a táblás–sík ferderétegek az ékszerűen végződőknél, az utóbbiak pedig az árokszerű vagy a fölfelé domború típusoknál gyakoribbak. Mérsékelt hajlású vagy meredek határfelülettel ren-



6.40 ábra. A futóhomok mozgása Közép-Ausztrália sivatagjaiban, WILSON (1971) nyomán

delkező táblás ferderétegek csak a dűne alsó részén találhatók; a horizontális vagy enyhe hajlású határfelületek közti táblaszerű sorozatok viszont a dűne legmagasabb részén képződnek; ezek — bár nem feltétlenül — egy az uralkodó széllel szemközti ferderétegzettségű egységet képviselhetnek. A horizontális vagy enyhe hajlású felületekkel határolt, kisdőlésű ferderétegek táblás sorozatai elég ritkák, árkos keresztrétegek pedig csak a dűnék felső részén találhatók. Fölfelé domború ferderétegek a barkánok, a dómszerű és főleg a paraboladűnék alsó részén fordulnak elő.

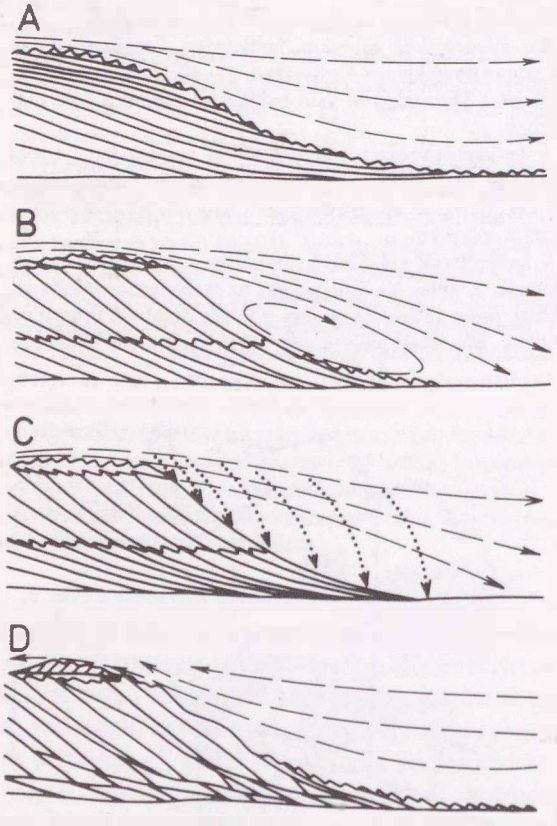
(5) A nagyméretű ferderétegek olyan harántdűnéken a leggyakoribbak, amelyekben a ferderétegek hossza szélirányban progresszíven növekszik.

(6) A dűnén fölfelé haladva, a ferderéteg-sorozatok kivékonyodnak, ferdelemezeik pedig — különösen a szélverte részeken — laposabbak lesznek.

(7) A ferderétegek a szélfúvás irányában és a dómszerű dűnék szegélyén laposabbá válnak.

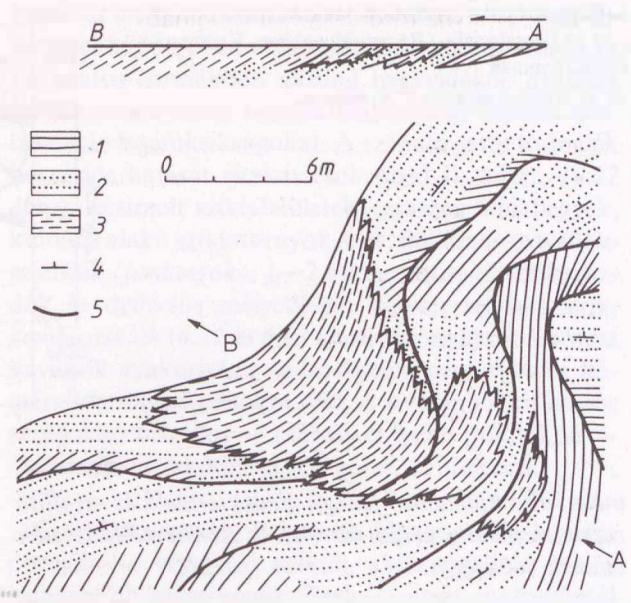
(8) A lapos rétegzettségű egységek gyakran túlhaladnak a dűne szélverte oldalán és gerincén, de csak ritkán őrződnek meg.

A harántdűnék siklási oldalának kifejlődését a luvlejtő *emelkedő-fodros ferderétegeinek* lassú előnyomulása teszi lehetővé. A szél erősödése miatti vonszolódás azonban a dűne gerinctájékának lapos felületén sík lemezességet hoz létre *(6.41 ábra,* **A***)*. Sík rétegek egyébként némely dűne szelíd, szélverte lejtőjén is fölénybe kerülhetnek.



6.41 ábra. Az eolikus dűnék belső szerkezetének kialakulási fázisai HUNTER (1981) és COLLINSON—THOMPSON (1982) szerint

A: Emelkedő fodros szerkezetű dűne. — **B:** Ferde szélfúvás hatására keletkezett, lee-oldali örvény. — **C:** Szemcsehullás. — **D:** Ellenkező irányú szél hatására kialakult ferderétegzés.



6.42 ábra. A ferderéteg-típusok változása egy hajladozó gerincű homokdűne keresztmetszetében és alaprajzában HUNTER (1977) és COLLINSON—THOMPSON (1982) szerint

1. Emelkedő ferderétegzés. — *2.* Szemcsehullási lemezesség. — *3.* Homokfolyási keresztrétegzés. — *4.* A ferderétegek csapása és dőlése. — *5.* A rétegsorozatok határvonalai.

A dűne szélárnyékos oldalának szélirányra ferde részén horizontális tengelyű légörvény alakul ki *(6.41 ábra,* **B***)*. A homokszemcsék ezen az örvényen keresztül hullanak le, és legfeljebb 28°-os lejtésű, vékony, párhuzamos, sima vagy egyenetlen lemezekkel vonják be a lee-oldalt *(6.41 ábra,* **C***)*. E lemezek tulajdonságai néha oly mértékben megegyeznek a sík lemezek sajátságaival, hogy azoktól csak dőlésszögük alapján különböztethetők meg *(6.41 ábra,* **A***)*. A szemcsehullásból származó lerakódások részaránya jelenkori és fosszilis dűnéknél egyaránt változó, de olykor 80%-ot is kitesz. — A 28—34° közötti lejtők már *homoklavinák, szemcsefolyások* révén keletkeznek. Ezek a meredek, lavinás ferderétegek viszonylag vastagok, és csapás mentén lencsésen kiékelődnek. Legdurvább szemcséik a dűne talpával való hegyesszögű érintkezéseik közelében koncentrálódnak.

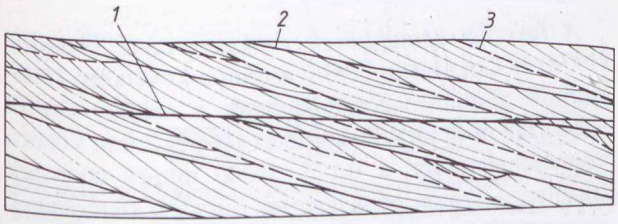
Egy hajladozó gerincű harántdűnén belül a laposszögű emelkedő-fodros ferdelemezek leginkább a dűnének a szélfúvás irányába nézve domború, a meredek hajlású, szemcsefolyásos ferdelemezek ugyanezen irányban homorú részein, a szemcsehullásból származóak pedig a kettő közötti szakaszokon maradnak fenn *(6.42 ábra)*. Ennek következtében a dűne harántszelvényei a különböző típusú ferde lemezsorozatoknak olyan csapás mentén változó felépítésű ritmusait tartalmazzák, amelyek határfelületeit a szélerősség átmeneti gyengülése vagy enyhe irányváltása s a dűnehajlatokban elfoglalt helyzet jelöli ki *(6.42 ábra)*. A szél ellenkező irányúvá válását a lee-oldal fölfelé domborodó lenyíródási felületei, a dűnegerinc fodrainak

ellenkező irányba fordulása és a lee-oldal sík lemezeinek gyakori kiékelődései árulják el *(6.41 ábra, D)*.

A dűne önmagát pusztító vándorlása miatt ez az ideális sorozat, amelyben a dűneközi térségek talpának adhéziós fodorlemezeit nagyméretű szemcsefolyási vagy szemcsehullási eredetű ferderétegek fedik, s ezeket a dűne szélverte részein emelkedő-fodros lemezesség váltja fel, *fosszilis rétegsorokban csak ritkán észlelhető*. A homokutánpótlás megszűntével a korábbi dűneterületek a talajvíz szintjét megközelítő, terjedelmes síkságokká fúvódhatnak le.

A ferderétegek irányának és dőlésszögének *sztereografikus diagramok*ban való ábrázolása (REICHE 1938) nemcsak az ősi szélirányok, hanem a dűnetípus meghatározását is lehetővé teszi (GLENNIE 1970). Ha ui. a lapos dőlésű ferderétegek irányai — széles kúpszelethez hasonlóan — egy meredekebb ferderétegzési irány felé konvergálnak, akkor barkánról van szó. A harántdűnék ferderétegeinek vetülete viszont — a lee-oldali dőlésirányok jóval kisebb szórása miatt — sokkal hegyesebb háromszöget formál.

A szélirányban mozgó örvénypároknak a hosszanti dűnék kialakulásában játszott szerepe egyértelmű. *Az aklé-dűnék eredete viszont még ma sem eléggé tisztázott*. Valószínű azonban, hogy az eolikus formák hullámhosszát éppúgy a határréteg vastagsága és az annak egészére kiterjedő örvények követési távolsága határozza meg, mint ahogyan az a víz alatti dűnéknél van. Ennek bizonyítása azonban a folyamatok természetes környezetben való megfigyelésének további pontosítását igényli.

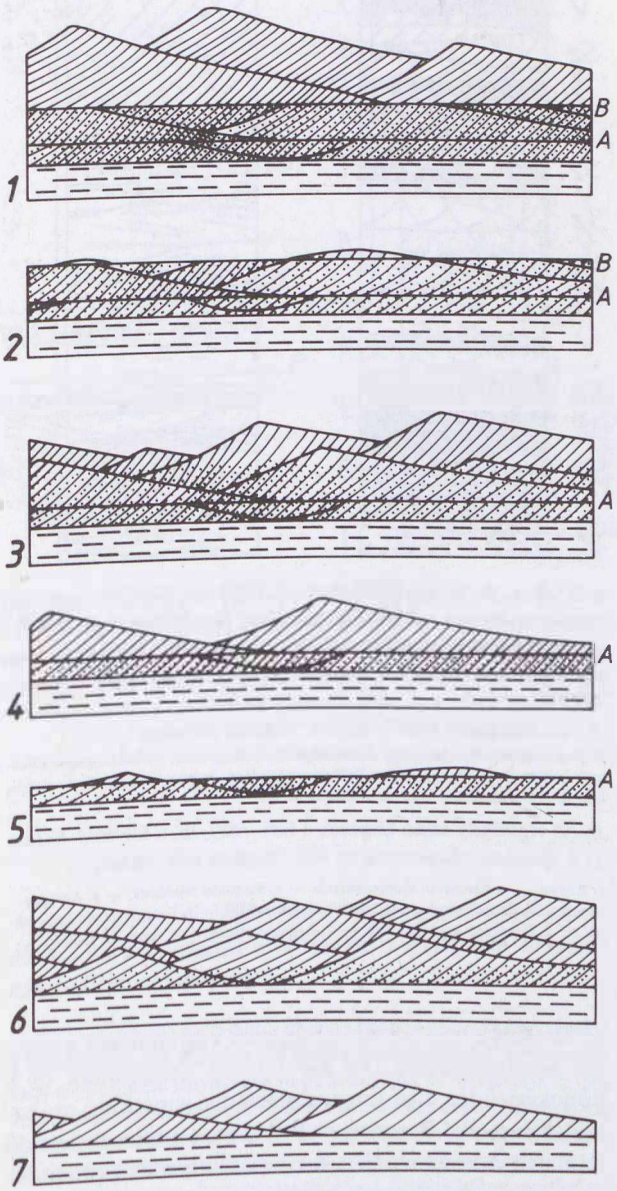


6.43 ábra. Az eolikus rétegösszleteken belüli *(1)* elsőrendű, *(2)* másodrendű és *(3)* harmadrendű határfelületek vázlata BROOKFIELD (1977) szerint

A draak belső szerkezete sokkal bonyolultabb annál, hogy az egyetlen képviselőjükön kiásott ferderéteg-elrendeződést általánosítani lehetne. Az ásatások alkalmával rögzített ferderétegzési irányok alapján csak annyit lehetett megállapítani, hogy a draat erős szélműködés alakította ki.

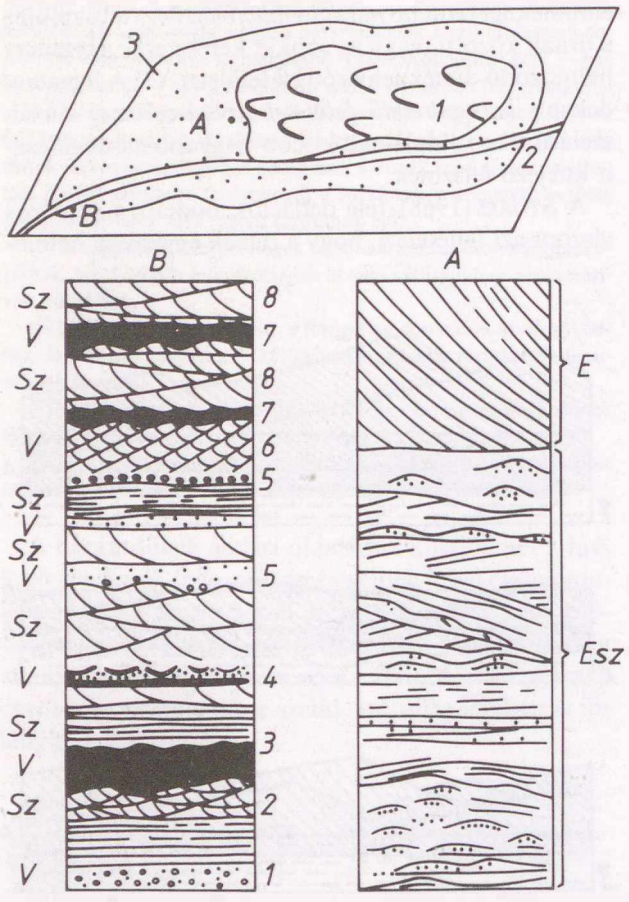
Ha a jelenkori draak szerkezetéről keveset is tudunk, a skóciai perm eolikus rétegösszleteiben BROOKFIELD (1977) a ferderétegzettségi egységek három különböző rangú határfelületét ismerte fel *(6.43 ábra)*: (1) Az *elsőrendű felületek* egymással párhuzamos, nagy kiterjedésű, horizontális síkok, amelyek szerinte az egykori draa vándorlási felszínei lehettek. (2) Az előbbieknél ferdébb *másodrendű felületek* valószínűleg a draak közötti, vagy az azokat keresztezve egymásra halmozódó dűnék lenyíródási felületei. (3) A legmeredekebb *harmadrendű felületek* föltehetően a dűnék szélárnyékos oldalainak kisebb-nagyobb módosulásait kifejező felszínek.

A STOKES (1968)-féle deflációs modell *(6.44 ábra)* viszont azt feltételezi, hogy a dűnék egymásra halmo-



6.44 ábra. Az eolikus rétegösszletek elsőrendű felületeinek ismétlődése a talajvíz szintjéig hatoló szélerózió utáni draa-képződés megújulásai következtében STOKES (1968) és COLLINSON—THOMPSON (1982) szerint

1. Dűnék képződése horizontális dűneközi aljzaton. — *2.* Az egymásra települt dűnék alsó részén a talajvíz (pontozás) fölemelkedik. — *3.* A szélerózió a homokot a talajvíz szintjéig lepusztítja. — *4.* Az újabb dűneképződési szakaszban a talajvíz szintjében kialakul az első elsőrendű felület (*A*). — *5.* A talajvíz az újabb dűnék alján fölemelkedik. — *6.* A szélerózió a talajvíz szintjéig eltávolítja a homokot. — *7.* A talajvíz szintje fölötti harmadik dűneképződési szakasz kialakítja a második elsőrendű felületet (*B*).



6.45 ábra. A homoksivatagnak és folyóvízi befolyás alatt álló szegélyterületének vázlatos távlati képe, FRYBERGER *et al.* (1979) és LEEDER (1982) nyomán

1. Barkánokkal borított erg. — *2.* Vízfolyás (vádi). — *3.* Az erget övező vékony, kis lejtésű homoklepel.

A : Az ergszegély belső részének vázlatos szelvénye

E: Erg, nagyméretű, dűne- vagy draa-eredetű ferderétegzéssel. — *Esz:* Ergszegélyi homok ballisztikus fodrok, gerincek, deflációs mélyedések és maradványüledékek eróziós felszínekkel elválasztott, bonyolult váltakozásával.

B: Az ergszegély külső részének a szél- *(Sz)*, ill. a folyóvíz- hordta *(V)* üledékek váltakozásából álló rétegsora (elvi vázlat)

1. Kavics. — *2.* Kisméretű keresztrétegzés. — *3.* Száradási repedések. — *4.* Agyagos aleurit a tetején száradáskor felgörbült iszaplemezekkel. — *5.* Eróziós felszín kavicsokkal. — *6.* Emelkedő homokfodrok. — *7.* Agyagos aleurit. — *8.* Áramlási fodrok.

zódását és a másodrendű felületek kialakulását a talajvíz emelkedésének, az azt követő deflációnak és a dűneképződés újra-megindulásának ismétlődő szakaszai követték. Eszerint a BROOKFIELD-féle elsőrendű felületek a talajvíznek a medencesüllyedés ritmicitása és/vagy az ismétlődő klímaváltozás miatt beálló helyzetét tükrözik. Eszerint az ergnek csak a fölemelkedő talajvízszint alatti része maradna fenn. A STOKES-féle modell ellen szól azonban, hogy olyan gipsz- és sókérgeket és más cementező anyagokat vagy dűneközi szebkha-szerkezeteket, amelyek képződése a talajvíz működése esetén várható lenne, az említett elsőrendű felületeken nem találtak.

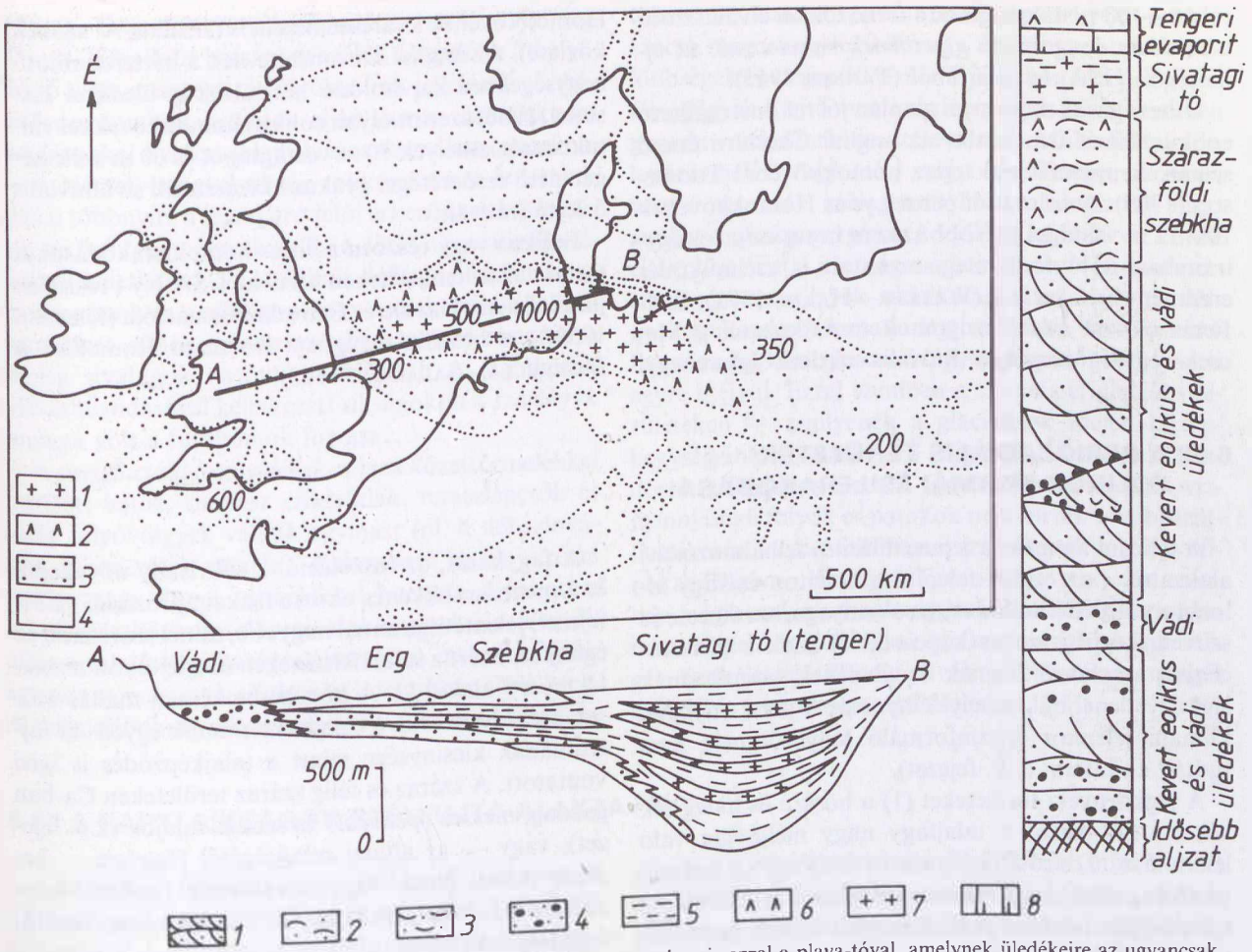
Ennek ellenére ismeretesek olyan erg-szegélyi területek *(6.45 ábra)*, amelyek lapos homoktakarója a vízi és a szélmozgatta lerakódások váltakozása folytán mintegy átmenetül szolgál a valódi erg eolikus dűnéi és a nem-eolikus lerakódások között (FRYBERGER *et al.* 1979). Ahol a talajvíz eléri a dűneközi mélyedések szintjét, ott a párolgás következtében *dűneközi szebkhák* fejlődnek ki, felszíni sókérgekkel és felszín alatti sógumókkal, adhéziós fodrokba szedett futóhomokkal. Nagy esőzések után a dűneközi mélyedéseket időszakos *playa-tavak* foglalják el. Legnagyobb ezek közül a már stabilizálódott dűnékkel övezett Csád-tó. Közép-Ausztrália egykor édesvizű, az utolsó 25 ezer év alatt azonban egyre sósabbá vált, ma már kiszáradt tavainak gipszes–agyagos üledékei azok szélárnyékos szegélyén *lunette*-ekké halmozódtak át; az egykori tófenéken pedig hosszanti dűnék képződtek (BOWLER 1977).

A vádik időszakos lerakódásainak és a dűneközi eolikus üledéklepleknek a váltakozása a már inaktív ergek területén a leggyakoribb. A dűnék és draak anyaga a bevágódó vízfolyások és a tömegmozgások révén a dűneközi mélyedésekbe halmozódik át, és ezáltal tovább bonyolítja azok amúgy sem egyszerű rétegsorait.

A homok rézsűszöge körüli, meredek dőlésű, igen nagy méretű ferderéteg-sorozatokat csak addig minősítették minden további nélkül eolikus eredetűeknek, míg be nem bizonyosodott, hogy ilyeneket a folyóvizek is létrehozhatnak. A nagy méretnek tehát egymagában nincs diagnosztikus értéke.

A fosszilis homokkövek eolikus eredete GLENNIE (1978) és COLLINSON (1978) szerint a következő kritériumok alapján valószínűsíthető: a néhány cm-től több száz m-ig terjedő összletek 0,06 és 2 mm közötti szemcseméretében a 0,125—0,300 mm-es szemcsék túlsúlya; a szomszédos lemezek durvább szemcséinek éles méretkülönbsége mellett az egyes lemezek jó osztályozottsága; a nagyobb szemcsék kiváló kerekítettsége és gömbölyítettsége; a kvarcszemcséknek a SEM-felvételeken meanderező gerincekkel és homorú ütközési lemezekkel borított, fénymikroszkóp alatt ripacsos felszíne; az autigén kőzetliszt és agyag 5%-nál kisebb mennyisége; az agyagcsíkok és a csillámok hiánya; a 0—34° közötti dőlésű, többnyire sík ferderétegek több m vastagságú sorozatai; az adhéziós fodrok ritkasága (ezek általában csak akkor fordulnak elő, ha a homokkövet gipsz vagy anhidrit cementezi, vagy ha agyag- és kőzetliszttartalma növekedik). E kritériumok azonban tévútra is vezethetnek, ha az eolikus homok kis távolságú folyóvízi áthalmozást szenvedett, vagy ha az alluviális, ill. homokos-parti üledék kismértékű eolikus szállításnak volt kitéve. Nagy és igen nagy méretű keresztrétegzés pedig folyóvízi és sekélytengeri lerakódásnál is létrejöhet. Az említett *kritériumok összessége* mégis eléggé megbízhatóan jelzi, hogy eolikus homokkőről van szó.

Irányított magvétel esetén még mélyfúrásból származó homokkőnél is el lehet dönteni, hogy az milyen jellegű dűnéből származik. A harántdűnék és barkánok ferderétegeinek dőlésirányai ui. unimo-



6.46 ábra. Az ÉNy-európai felső-karbon—középső-perm korú Rotliegend ergje azzal a playa-tóval, amelynek üledékeire az ugyancsak sivataggal övezett felső-perm Zechstein-tengerének lerakódásai települnek. — GLENNIE (1972) és ZIEGLER (1975) *in* LEEDER (1982) nyomán

A térkép jelkulcsa: *1.* Hegyvidékek. — *2.* Kontinentális üledékek. — *3.* Gipsz-anhidrit. — *4.* Halit. — A számok a képződmények m-ben mért vastagságait jelölik.

A rétegoszlop és a szelvény jelkulcsa:
1. Eolikus homok. — *2.* Adhéziós fodrok. — *3.* Folyóvízi homok és száradási repedések. — *4.* Konglomerátum. — *5.* Aleurolit. — *6.* Anhidrit. — *7.* Kősó. — *8.* Dolomit.

dális (egycsúcsú), a hosszanti dűnéké viszont bimodális (kétcsúcsú) eloszlásdiagramot adnak. A keresztrétegzési irányok nagy (160° körüli) szórása barkanoid dűnékre utal. A ferderétegek kis dőlésszöge a hosszanti dűnék szárnyait jellemzi; horizontális lemezek pedig inkább barkánokhoz vagy harántdűnékhez kapcsolódnak.

A kevés, biztosan eolikus prekvarter üledéksorozatból a Nyugat-Lengyelországtól Írország K-i partjaiig húzódó, perm időszaki *Rotliegend-medence* kőzetei Nagy-Britannia és Hollandia legfontosabb földgáztárolói közé tartoznak. A Rotliegend LEEDER (1982) szerint 500 m vastagságot is elérő, erg-típusú homokkőtestei a medenceperemi vádik durva üledékeiből fejlődnek ki, és fölfelé, ill. a medence belseje felé a *kontinentális szebkha* anhidrites homokkőtestein át egy középső-perm végi sivatagi tó *halit*-betelepülésekkel tarkított, aleuritos üledékeibe mennek át *(6.46 ábra)*; ezekre viszont a felső-perm *Zechstein-tengerének* halitjai települnek.

Az 5 m vastagságot is elérő, ferdén rétegzett homokkőegységeket a BROOKFIELD-féle másodrendű felületeknek megfelelő, horizontális vagy enyhe lejtésű lenyíródási síkok választják el. Mindegyik egység finom, csaknem horizontális lemezekkel indul, s ezeket fölfelé egyre vastagabb és meredekebb (20—27°-os) lemezsorozatok váltják fel. Ez a harántdűnék lee-oldalának a dűneközi és a düneszegélyi üledékek párhuzamosan lemezes lerakódásai fölötti előnyomulásával magyarázható. Az áramlási rendszerek rekonstrukciója szerint a Rotliegend általában ÉK-ies szelek lerakódása. A földgázcsapdákat a nagy porozitású dűne-homokok közé iktatódó fluviális (vádi-) és evaporitos üledékek, ill. adhéziós fodrok alakították ki. A homokkövek vörös színét a Fe–Mg-ásványok korai diagenetikus bomlásával magyarázzák.

Mészkőrétegeken nyugvó, az egykori szélirányra merőleges gerincű, 30 m magasságot is elérő, egymás-

tól 10—100 m nagyságrendű térközökkel elválasztott, hosszúkás, tengerparti *gipszdűnék* ismeretesek az újmexikói (USA) felső-júrából (TANNER 1965).

Útbevágások szelvényei alapján jól rekonstruálható eolikus dűnét ismertetett az angliai Cheshire finom szemű, keuper fáciesű triász homokkövéből THOMPSON (1969). A coloradói perm Lyons Homokkövének 10—12 m vastagságú, több száz m hosszúságú és egyirányban dőlő ferderéteg-sorozatait is szélműködés eredményének tartják (WALKER—HARMS 1972). Szélfúvás okozta csiszolásnyomok mutatkoznak a Mecsek-hegység zömében fluviális eredetű Jakabhegyi Homokkövének kvarcszemcséin is (JÁMBOR Á. szóbeli közlése). Az angliai Devonshire-nek a hátteret alkotó hegységekhez kapcsolódó hordalékkúp-üledékei LAMING (1966) szerint olyan eolikus homokkövekkel váltakoznak, amelyek 10 m vastagságot és 60 m szélességet elérő ferderétegei gyakran keresztezik az alluviális őslejtő irányait.

Eolikus vagy részben eolikus homoklerakódásokat tartalmaz az említetteken kívül az USA Ny-i részének júra időszaki Navajo és Entrada Formációja (KIERSCH 1950) s a brazíliai–uruguayi Botucatu Homokkő is (BIGARELLA—SALAMUNI 1965).

6.62 A PERIGLACIÁLIS TERÜLETEK EOLIKUS FORMÁI ÉS LERAKÓDÁSAI

A térszíni formák, a lepusztulási és felhalmozódási alakzatok s az ezeket felépítő autochton és/vagy allochton üledékfelhalmozódások anyaga, szerkezete és szövete közötti szoros kapcsolatról azok a pleisztocénből származó formák és üledékek tanúskodnak legközvetlenebbül, amelyek nyomát a jóval enyhébb klímájú jelenkor felszínformáló tényezői még nem tudták eltüntetni (7.9. fejezet).

A jégkörnyéki területeket (1) a hosszú és hideg tél, vékony hótakaró, a talajfagy nagy mélységig való lehatolása, (2) a rövid nyár alatt a talajfagy kis mélységű fölengedése, az olvadásos helyeken kurta életű, de színpompás *tundravegetáció* megjelenése, a karbonátok kioldódásával szemben a szilikátok hidrolízisének (2.321. fejezetrész) elmaradása, (3) a nyári olvadékvizek talajba szivárgásának lehetetlensége következtében a tavak és tőzeglápok gyakorisága, (4) a talajnak a fölengedés és újra-átfagyás sokszoros ismétlődése következtében fagyékek, jégék-poligonok, fagykarsztok, jéglakkolitok (*pingók*), kőgyűrűk, 6—15°-os lejtőkön a szintvonalakra merőleges kőhantsávok, álteraszok és más talajfolyásos jelenségek alakjában mutatkozó összekeveredése (*krioturbációja* = fagyörvénylése) jellemzi. Mongólia sokezer kisebb-nagyobb, kerekded medencéje és tava JÁMBOR Á. szerint jéglakkolitok kiolvadása nyomán keletkezett. A Dunántúli-középhegység körüli pannóniai összlet felszín alatti 5—15 m-ében mutatkozó, lefelé elhaló, gyönge redőzöttséget pedig krioturbációval magyarázza. Az olvadékvizek és tömegmozgások révén sok hordalékot szállító, bár szélsőségesen változó vízjárású, de bevágódásra és oldalozó erózióra egyaránt képes vízfolyások medre gyakran aszimmetrikus, és ebben BUTZER (1986) szerint a széllel és a napsütéssel szembeni kitettségnek is szerepe lehet, hiszen a szélverte lejtők vékonyabb hótakarója az inszoláció következtében hamarabb olvad el. Ennélfogva a napos meder-, ill. völgyoldalak gyorsabban mélyülnek.

A fagyhatás, az inszoláció, a sókristály-növekedés és a nyomáscsökkenés okozta fizikai aprózódás (2.31. fejezet) jelentősége annál nagyobb, minél szárazabb az éghajlat. Ezért a sziklafelszíneken és a lejtőkön *törmeléktakaró* alakul ki. A kémiai–biokémiai mállás erősen háttérbe szorul, a talajbaktériumok egyed- és fajszámának kicsinysége miatt a talajképződés is igen vontatott. A száraz és félig száraz területeken Ca-ban gazdag, meszes *(pedocal)* és szódás talajok (2.4. fejezet), vagy — az altalaj minőségétől függően — kemény mész-, gipsz- vagy kovakérgek *(caliche)* képződnek (II. kötet, 24.8142., 25.31., III kötet, 26.918. fejezetrészek).

A periglaciális területeken gyakori erős szélviharok az általuk felkapott finom homokkal mind a sziklafelszíneket, mind a (folyami) kavicsokat lecsiszolják. A kifúvás helyén kőzettömbökből és kavicsból álló maradványtakaró (II. kötet, 19.711. fejezetrész), kavicsos ártereken szerír keletkezik. A szélfújta homok nagy része a nyár végi és őszi időszakban szárazra került és még hómentes folyami árterekről és porló dolomitból származik. A csiszolt felületek gyakran élben metszik egymást; ez nagyobb sziklák vagy kőzettömbök esetén a szélirány változásával, éleskavics esetén részint ugyanezzel, részint a kavicsnak kifagyás, talajfolyás, legördülés okozta helyzetváltoztatásával magyarázható (II. kötet, 19.716. fejezetrész). Ha a kifújt anyag homokos összetételű, akkor szélirányban vándorló dűnékké halmozódik. Az árterek és puszták pora ellenben messze szállítódva a térszín szélárnyékos részein olykor nagy vastagságban halmozódik fel, és füves térségeken lösszé alakul (II. kötet, 21.3. fejezet).

A *periglaciális alföldeket* — amilyenek ma pl. Nyugat-Alaszka középső részén vagy Kanada arktikus szigetein találhatók, s amelyekhez hasonló lehetett a pleisztocén glaciálisok idején a Kárpát-medence is — nagyon rossz lefolyás, fekete, huminites mocsári agyagok (Alföld), jégékek (Kerecsend), tundra-növények

(Duna–Tisza köze), pingók, dűne-mezők (Nyírség, Duna–Tisza-közi hátság) és széles, állandóan áthelyeződő vagy szerteágazó folyómedrek jellemzik. A maradványdombok lejtőinek alján durva törmeléklerakódásokkal övezett talajfolyásos formákat ismerünk.

A Német–Lengyel síkság eolikus formái és lerakódásai többnyire a jégtakaró felől érkező szelek hatására, az ősfolyamvölgyek (l. *7.34 ábra*) alluviális üledékeiből keletkeztek. A kialakult deflációs felszínek, az éleskavicsok és a síkságon vagy annak szélein felhalmozódott dűnék mérete azonban messze elmarad a meleg sivatagok hasonló formáiétól. A jégtakarók visszahúzódásával keletkezett síkságokon a *szanderek* anyaga volt a futóhomok forrása.

A *periglaciális hegyvidékeken* laza kőzettörmelékkel borított lejtők, csupasz sziklafalak, teraszlépcsők és mély folyóvölgyek váltják egymást (pl. a dél-szlovákiai Torna-völgy mentén). A domború lejtők jó része sziklás vagy durva törmelékkel borított. Gyakori a talajfelszín kör vagy ellipszis alakú mintázata, a lejtők alján a talajfolyási karéj és álterasz. A meredek lejtők egyenes vonala csak aljukon és a tetejükön törik meg. A szintkülönbség növekedésével a talaj- és törmeléktakaró fokozatosan eltűnik, és a „jégkörnyék" formakincse magashegységibe megy át. Nagyobb szintkülönbségek és elegendő vízmennyiség esetén a periglaciális völgyek a lejtő menti anyagszállítás következtében gyorsan mélyülnek és szélesednek. Málladéktakaró, lejtőtörmelék vagy talaj nagyobb tömegei azonban nem (vagy csak időlegesen) halmozódnak fel, mert azokat a tömegmozgás és a lejtőket leöblítő víz korán eltávolítja. Ezt a jelenséget a korábban *U*-keresztmetszetű gleccservölgyek oldalainak távolodása (a völgyek szélesedése) mutatja legtisztábban. Itt természetesen az egykori gleccservölgybe vágódó vízfolyás is egyre mélyül. Ezzel szemben a *száraz* periglaciális területeken — amilyenek a glaciálisok idején középhegységeink is voltak — a völgyoldalakon lefelé vándorló, kifagyásos eredetű törmeléket a csökkent vízmennyiségű folyók és patakok nem bírták továbbszállítani, ezért vastag feltöltéssel szélesítették ki völgytalpukat (Bódva-, Hernád-, Tarna-völgy stb.). Ez azonban mégis csak részben magyarázza a középhegységeinket átszelő folyóvölgyek gyakran meglepő szélességét: azok létrejöttében nyilván a tektonikus mozgásoknak is jelentős szerepük lehetett.

6.63 A PARTI SÍKSÁGOK SZÉLFÚJTA ALAKZATAI

A szárazföld felé fúvó szelek által kiszárított homok dűnesorainak a vándorlásával képződnek (pl. az Északi-tenger K-i, a Földközi- és Balti-tenger D-i, a Mexikói-öböl É-i vagy Ausztrália Ny-i partjain). Csapadékosabb környezetüknek megfelelően anyaguk enyhén kötött; alakjuk pedig csak olyan területeken szabályos, ahol a növényzet hatása nem számottevő. Arid és szemiarid éghajlaton a parttal párhuzamos harántdűnék a leggyakoribbak. Barkánok és barkánszerű formák ott jelennek meg, ahol a defláció a talajvízig hatol. A dűnék magassága a szárazföld belseje felé növekszik, de csak ritkán emelkedik több mint 5 m-rel a közöttük lévő vápák szintje fölé (Allen 1970a). Növények részint előmozdítják a homok lerakódását, részint meggátolják annak továbbmozgását, s ez eléggé szabálytalan alakú és méretű (max. 20 m magasságú) *homokpiramisok* képződéséhez vezet. — Mérsékelt és humid éghajlaton olyan *paraboladűnék* is gyakoriak, amelyek hossza néhány száz méter, szélessége a hosszúság 1/2-e vagy 1/4-e, magassága azonban csak néhány méter.

IRODALOM

Allen, J. R. L. 1968: *Current Ripples.* — Amsterdam: North Holland.

Allen, J. R. L. 1970a: The avelanche of granular solids on dune and similar slopes. — *J. Geol.*, **78**, 326—351.

Allen, J. R. L. 1970b: *Physical Processes of Sedimentation.* — London: Allen & Unwin, 248 p.

Allen, J. R. L. 1982: *Sedimentary Structures. Their Character and Physical Basis. I—II.* — Amsterdam–Oxford–New York: Elsevier, 593 + 663 p.

Anderson, R. S. 1987: Eolian sediment transport as a stochastic process. The effects of a fluctuating wind on particle trajectories. — *J. Geol.*, **95**, 4, 497—512.

Bagnold, R. A. 1933: A further journey through the Libian desert. — *Geogr. J.*, **82**, 103—129.

Bagnold, R. A. 1935a: *Lybian Sands.* — London.

Bagnold, R. A. 1935b: The movement of desert sands. — *Geogr. J.*, **85**, 342—369.

Bagnold, R. A. 1941: *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes.* — London: Methuen, 265 p.

Bagnold, R. A. 1953: The surface movement of blown sand in relation to meteorology. — *Spec. Publ. Res. Counc. Isr.*, **2**, 89—93. (Intern. Sympos.: Deserts.)

Bagnold, R. A. 1954: *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes.* (2nd ed.) — London: Chapman & Hall, 265 p.

BAGNOLD, R. A. 1956: The flow of cohesionless grains in fluids. — *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, **259,** No. 964, 235—297.

BAGNOLD, R. A. 1967: The shearing and dilatation of dry sand. — *Proc. R. Soc. London, Ser A.*, **295,** 219—232.

BALÁZS, D. 1982: *A sivatagok világa.* — Budapest: Móra, 255 p.

BÉLL B. 1979: *Földtudományok.* — Jegyzet az Orsz. Meteorológiai Szolgálat által szervezett „Meteorológus III" tanfolyam számára. — Budapest, 162 p.

BIGARELLA, J. J. 1972: Eolian environments: their characteristics, recognition and importance. — *In:* RIGBY, J. K.—HAMBLIN, W. K. (eds): *Recognition of Ancient Sedimentary Environments.* — *SEPM Spec. Publ.*, **16,** 12—62.

BIGARELLA, J. J.—SALAMUNI, I. 1961: Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstone of Brasil and Uruguay. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72,** 1081—1105.

BOROWKA, K. R. 1980: — Poznan. Tow. Przyj. Nauk; *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wyzd. Mat.-Przyr.*, **20,** 1—126.

BORSY Z. 1961: *A Nyírség természeti földrajza.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 227 p.

BORSY Z. 1964: Adalékok a lengyelországi futóhomok kérdéséhez. — *Acta Geogr. Debrecina,* **10,** 3, 109—142.

BORSY Z. 1973: A homokfodrok. — *Földr. Ért.*, **22,** 1, 109—115.

BORSY Z. 1974: *A futóhomok mozgásának törvényszerűségei és védekezés a szélerózió ellen.* — Akad. dokt. értekezés. — Debrecen, 329 p. (Kézirat.)

BORSY Z. 1980: A Nyírségben végzett geomorfológiai kutatások újabb eredményei. — *Acta Acad. Paedag.* Nyíregyháza., **8,** 19—36.

BORSY, Z. 1981: Phases of blown-sand movement in the North-East part of the Great Hungarian Plain. — *Acta Geogr. Geol. Meteor. Debrecina,* **20,** 5—34.

BOWLER, J. M. 1973: Clay dunes: their occurrence, formation and environmental significance. — *Earth Sci. Rev.*, **9,** 315—338.

BOWLER, J. M. 1977: Aridity in Australia: age, origin and sediments. — *Earth Sci. Rev.*, **12,** 279—310.

BROOKFIELD, M. E. 1970: Dune trends and wind regime in Central Australia. — *Zeitschr. Geomorph., Suppl.*, **10,** 121—153.

BROOKFIELD, M. E. 1977: The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. — *Sedimentology,* **24,** 303—330.

BROOKFIELD, M. E.—AHLBRANDT, T. S. (eds) 1983: *Eolian Sediments and Processes.* — Amsterdam, etc.: Elsevier, 660 p.

BUDYKO, M. I. 1986: *The Evolution of the Biosphere.* — Dordrecht, Holland: Reidel Publ. Comp, 473 p.

BUTZER, K. W. 1986: *A földfelszín formakincse.* — Budapest: Gondolat, 520 p.

CAILLEUX, A. 1942: Les actions périglaciaires en Europe. — *Mém. Géol. France,* **21,** 1—126.

CAPOT-REY, R. 1945: Dry and humid morphology in the Western Erg. — *Geogr. Rev.*, **35,** 391—407.

CAPOT-REY, R. 1953: *Le Sahara Français.* — *In:* Pays d'outre-mer, 4e sér., part I: L'Afrique blanche Française. — Alger, 564 p.

CHOLNOKY J. 1902: A futóhomok mozgásának törvényei. — *Földt. Közl.*, **32,** 6—38.

CHOLNOKY J. 1940: A futóhomok elterjedése. — *Földt. Közl.*, **70,** 258—294.

CLEMMEY, H.—BADHAM, N. 1982: Oxygen in the Precambrian atmosphere. An evolution of the geological evidence. — *Geology,* **10,** 3, 141—146.

CLEMMENSEN, L. B.—ABRAHAMSEN, K. 1983: Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran basin (Permian), Scotland. — *Sedimentology,* **30,** 311—339.

COLLINSON, J. D. 1978: Deserts. — *In:* READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies.* — Oxford, etc.: Blackwell, 80—96.

COLLINSON, J. D.—THOMPSON, D. B. 1982: *Sedimentary Structures.* — London–Boston–Sidney: Allen & Unwin, 194 p.

COOKE, R. U.—WARREN, A. 1973: *Geomorphology in Deserts.* — London: Batsford, 374 p.

COOPER, W. S. 1958: Coastal sand dunes of Oregon and Washington. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **72,** 1—169.

DAPPLES, E. C. 1959: *Basic Geology for Science and Engineering.* — New York: Wiley.

ELLWOOD, J. M.—EVANS, P. D.—WILSON, I. G. 1975: Small scale aeolian bedforms. — *J. Sed. Petrol.*, **45,** 554—561.

EVANARY, M.—NOY-MEIR, I.—GOODALL, D. W. 1985—86: *Hot Deserts and Arid Shrublands,* **A + B.** — Amsterdam, etc.: Elsevier, 365 + 451 p.

FAIRBRIDGE, R. W. 1968: Carbonate rocks and paleoclimatology in the biogeochemical history of the planet. — *In:* CHILINGAR, G. V.—BISSEL, R. W.—FAIRBRIDGE, R. W. (eds): *Carbonate Rocks. — Development in Sedimentology* **9A.** — Amsterdam–New York: Elsevier.

FOLGER, D. W. 1978: Eolian dust in marine sediments. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 276—279.

FOURMARIER, P. 1953: Introduction à la géologie et à l'hydrologie de la Europe. — *Mém. Mus. Nat. Paris. N. S.*, **3,** 9.

FRYBERGER, G. S.—AHLBRANDT, T. S.—ANDREWS, S. 1979: Origin, sedimentary features and significance of low-angle eolian „sand-sheet" deposits. Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. — *J. Sed. Petrol.*, **49,** 733—746.

GÁBRIS GY. 1981—82: Szaharai sivatagtípusok. I—II. — *Földr. Közl.*, **29** (105), 3, 251—273; **30** (106), 2, 159—172.

GALLOWAY, W. E.—HOBDAY, D. K. 1983: *Terrigenous Clastic Depositional Systems.* — New York, etc.: Springer, 423 p.

GLENNIE, K. W. 1970: *Desert Sedimentary Environments.* — Amsterdam: Elsevier, 222 p.

GLENNIE, K. W. 1972: Permian Rotliegendes of northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies. — *AAPG Bull.*, **56,** 1048—1071.

GLENNIE, K. W. 1978: Desert Sedimentary Environments. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 247—257.

GLENNIE, K. W.—KRINSLEY, D. 1978: Eolian sands. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 283—284.

GRIPP, K. 1963: *Wenn die Natur im Sande spielt...* — Hamburg: Verlag Ges. Freunde des vaterländ. Schul- u. Erziehungswesen, 54 p.

GRIPP, K. 1968: Zur jüngsten Erdgeschichte von Hörnum/Sylt und Amrum mit einer Übersicht über die Entstehung der Dünen in Nordfriesland. — *Die Küste,* **16,** 76—117.

HAGEDORN, H. 1985: Formen und Bilder der Wüste am Beispiel der Sahara. — *Natur u. Museum,* **115,** 7, D 5107E, 210—230. (Frankfurt a. M.)

HANNA, S. R. 1969: The formation of longitudinal sand dunes by large helical eddies in the atmosphere. — *J. Appl. Meteor.*, **8,** 874—883.

HAYHOLM, K. G.—KOZUREK, G. 1988: A preliminary study of a modern draa, Algodones, southeastern California, USA. — *Sedimentology,* **35,** 4, 649—669.

HEDIN, S. 1896: *Geogr. J.*, **8,** 264—278; 356—372.

HEDIN, S. 1905: *Scientific Results of a Journey in Central-Asia 1899—1902.* **I.** — Stockholm, 410—440.

HESP, P. A. 1981: The formation of shadow dunes. — *J. Sed. Petrology,* **51,** 1, 101—112.

HUMPHRIES, D. W. 1978: Eolian Sedimentation. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W. — BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 284—288.

HUNTER, R. E. 1977: Basic types of stratification in small eolian dunes. — *Sedimentology*, **24,** 361—387.

HUNTER, R. E. 1981: Stratification styles in eolian sandstones: some Pennsylvanian to Jurassic examples from the western interior U.S.A. — *In:* ETHRIDGE, F. G.—FLORES, R. M. (eds): *Recent and ancient nonmarine depositional environments: model for exploration.* — *SEPM Spec. Publ.*, **31,** 315—329. — Tulsa.

JUX, V. 1983: Zusammensetzung und Ursprung von Wüstengläsern und der Grossen Sandsee Agyptens. — *Z. dtsch. Geol. Ges.*, **134,** 521—553.

JÜNGST, H. 1938: Paläogeographische Auswertung der Kreuzschichtung. — *Geol. Meere u. Binnengew.*, **2,** 229—277.

KÁDÁR, L. 1934: A study of the sand sea in the Lybian desert. — *Geogr. J.*, **83,** 470—478.

KÁDÁR, L. 1951: A Nyírség geomorfológiai problémái. — *Földr. Könyv- és Térképt. Ért.*, 117—132.

KIERSCH, G. A. 1950: Small-scale structures and other features of Navajo Sandstone, northern part of San Rafael swell, Utah. — *Bull. AAPG*, **34,** 923—942.

KING, W. H. J. 1916: *Geogr. Journ.*, **47,** 189—207.

KING, W. H. J. 1918: Study of a dune belt. — *Geogr. Journ.*, **51,** 16—33.

LAMING, D. J. C. 1966: Imbrication, paleocurrents and other sedimentary features in the lower New Red Sandstone, Devonshire, England. — *J. Sed. Petrol.*, **36,** 940—959.

LANCASTER, N. 1980: The formation of seif dunes from barchans — supporting evidence for Bagnold's model from the Namib Desert. — *Zeitschr. Geomorphol.*, **24,** 2, 160—167.

LAND, L. S. 1964: Eolian cross-bedding in the beach dune environment, Sapelo Island, Georgia. — *J. Sed. Petrol.*, **34,** 389—394.

LEEDER, M. R. 1982: *Sedimentology. Process and Product.* — London: Allen & Unwin, 344 p.

LONSDALE, P.—MALFAIT, B. 1974: — *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85,** 1697—1712.

LONSDALE, P.—SPIESS, F. N. 1977: — *Mar. Geol.*, **23,** 57—75.

MADIGAN, C. T. 1936: The Australian sand-ridge desert. — *Geogr. Rev.*, **26,** 205—227.

MADIGAN, C. T. 1946: The Simpson Desert Expedition, 1939, Scientific reports No. 6., Geology — The sand formations. — *Trans. R. Soc. South Austral.*, **70,** 45—63, 205—227.

MAINGUET, M. 1972: *Le modèle des grès.* — Paris: Inst. Géogr. Nat, 1—2.

MAINGUET, M. 1978: The influence of trade winds, local airmasses and topographic obstacles on the aeolian movement of sand particles and the origin and distribution of dunes and ergs in the Sahara and Australia. — *Geoforum*, **9,** 17—28.

MAINGUET, M.—CANON, L. 1976: Vents et paléovents du Sahara. Tentative d'approche paléoclimatique. — *Rev. Geogr. Phys. Geol. dyn.*, **18,** 241—250.

MCKEE, E. D. 1945: Small-scale structures in the Coconino Sandstone of northern Arizona. — *The Journ. Geol.*, **53,** 313—325.

MCKEE, E. D. 1966: Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and comparison with structures of dunes from other selected areas). — *Sedimentology*, **7,** 1, 1—69.

MCKEE, E. D. (ed.) 1978: A Study of Global Sand Seas. — *USGS Prof. Paper*, **1052,** 429 p.

MCKEE, E. D.—TIBBITS, G. C. 1964: Primary structures of a seif dune and associated deposits in Lybia. — *J. Sed. Petrol.*, **34,** 5—17.

MILNITCHOUK, V.—ARABADJI, M. 1983: *Géologie générale.* — Moscau: Mir, 447 p.

PETTIJOHN, F. J. 1957: *Sedimentary Rocks.* — New York: Harper & Brothers, 526 p.

PETTIJOHN, F. J.—POTTER, P. E. 1964: *Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures.* — Berlin—Heidelberg—New York: Springer, 370 p.

PRICE, W. A. 1958: — *Trans. Gulf-Coast. Assoc. Geol. Sect.*, **8,** 41—75.

PROSPERO, J. M.—CARLSON, T. N. 1972: Vertical and areal distribution of Saharan dust over the western equatorial North Atlantic Ocean. — *J. Geophys. Research*, **77,** 5255—5265.

REICHE, P. 1938: An analysis of cross-lamination: the Coconino sandstone. — *J. Geol.*, **46,** 905—933.

SALOP, L. J. 1983: *Geological Evolution of the Earth During the Precambrian.* — New York: Springer, 459 p.

SCHWARZBACH, M. 1974: Geologische Tätigkeit des Windes. — *In:* BRINKMANN, R. (ed.): *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. Bd. I.* (2. Aufl.) — Stuttgart: Enke, 260—290.

SHARP, R. P. 1963: Wind ripples. — *J. Geol.*, **71,** 617—636.

SHAW, D. M.—WATKINS, N. D.—HUANG, T. C. 1974: Atmospherically transported volcanic glass in deep-sea sediments: theoretical considerations. — *J. Geophys. Research*, **79,** 3087—3094.

SINDOWSKI, K. H. 1956: Korngrössen- und Kornformauslese beim Sandtransport durch Wind. — *Geol. Jahrb.*, **71,** 517—526.

SMETTAN, U. 1987: Typische Böden und Bodengesellschaften der Extremwüste Südwest-Ägyptens. — *Berliner Geowiss. Abhandl., Reihe A.*, **83,** 190 p.

SMILEY, T. L. (ed.) 1982: The Geological Story of the World's Deserts. — *STRIAE*, **17,** Uppsala.

SPIRANDELLI, W. 1985: Die Sahelzone am Beispiel Somalias. — *Natur u. Museum*, **115,** 7, D 5107E, 189—209.

STOKES, S. L. 1968: Multiple parallel-truncation bedding planes — a feature of wind deposited sandstone formations. — *J. Sed. Petrol.*, **38,** 510—515.

TANNER, W. F. 1965: Upper Jurassic paleogeography of the Four Corner Region. — *J. Sed. Petrol.*, **35,** 564—574.

THESIGER, W. 1964: *Arabian Sands.* — London: Longman.

THOMAS, B. 1938: *Arabia Felix: Across the Empty Quarter of Arabia.* — London: Readers Union.

THOMPSON, D. B. 1969: Dome-shaped aeolian dunes in the Frodsham Member of the so called „Keuper" Sandstone Formation (Scythian—? Anisian: Triassic) at Frodsham, Cheshire (England). — *Sedim. Geol.*, **3,** 263—289.

TSOAR, H. 1974: — *Z. Geomorphol.*, S **20,** 41—61.

TSOAR, H. 1983: Dynamic processes acting on a longitudinal (seif) sand dune. — *Sedimentology*, **30,** 567—578.

TWENHOFEL, W. 1972: *Treatise on Sedimentation.* — Baltimore: Williams & Wilkins, 926 p.

TWENHOFEL, W. H. 1950: *Principles of Sedimentation.* — New York–Toronto–London: McGraw-Hill, 673 p.

TWIDALE, C. R. 1972a: Evolution of sand dunes in the Simpson Desert, Central Australia. — *Inst. British Geogr. Trans.*, **56,** 77—109.

TWIDALE, C. R. 1972b: Land form development in the Lake Eyre Region, Australia. — *Geogr. Rev.*, **62,** 40—70.

VADÁSZ E. 1955: *Elemző földtan.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 26—27; 51—62; 65—66; 79—93.

VENDL, A. 1952: *Geológia I.* — Budapest: Tankönyvkiadó, 200—369.

VERSTAPPEN, H. T. 1968: On the origin of longitudinal (seif) dunes. — *Z. Geomorph.*, **12,** 200—220.

WALKER, T. R. 1967: Formation of red beds in ancient and modern deserts. — *Bull. geol. Soc. Am.*, **78,** 353—368.

WALKER, T. R.—HARMS, J. C. 1972: Eolian origin of flagstone beds, Lyons Sandstone (Permian) type area, Boulder County, Colorado. — *Mountain Geol.*, **9,** 279—288.

WALKER, R. G.—MIDDLETON, G. V. 1979: Eolian sands. — *In:* WALKER, R. G. (ed.): *Facies Models.* — Waterloo, Ont.: Geol. Assoc. Canada, 33—42.

WARREN, A. 1972: Observation on dunes and bi-modal sands in the Ténéré desert. — *Sedimentology*, **19,** 37—44.

WHALLEY, W. B. 1983: Desert varnish. — In: GOUDIE, A. S.—PYE, K. (eds): *Chemical Sediments and Geomorphology.* — London–New York: Academic Press, 197—226.

WILSON, I. G. 1970: *The external morphology of wind-laid sand deposits.* — Ph. D. thesis Univers. of Reading.

WILSON, I. G. 1971: Desert sandflow basins and a model for the origin of ergs. — *Geogr. J.*, **137,** 180—199.

WILSON, I. G. 1972a: Aeolian bedforms — their development and origin. — *Sedimentology,* **19,** 173—210.

WILSON, I. G. 1972b: Sand waves. — *New Scientist,* **53,** 634—637.

WILSON, I. G. 1973: Ergs. — *Sedim. Geol.,* **10,** 77—106.

WINDOM, H. L. 1975: Eolian contribution to marine sediments. — *J. Sedim. Petrol.,* **45,** 2, 520—529.

ZIEGLER, P. A. 1975: North Sea Basin history in the tectonic framework of NW Europe. — *In:* WOODLAND, A. W. (ed.): *Petroleum and the Continental Shelf of NW Europe.* — London: Applied Science, 131—149.

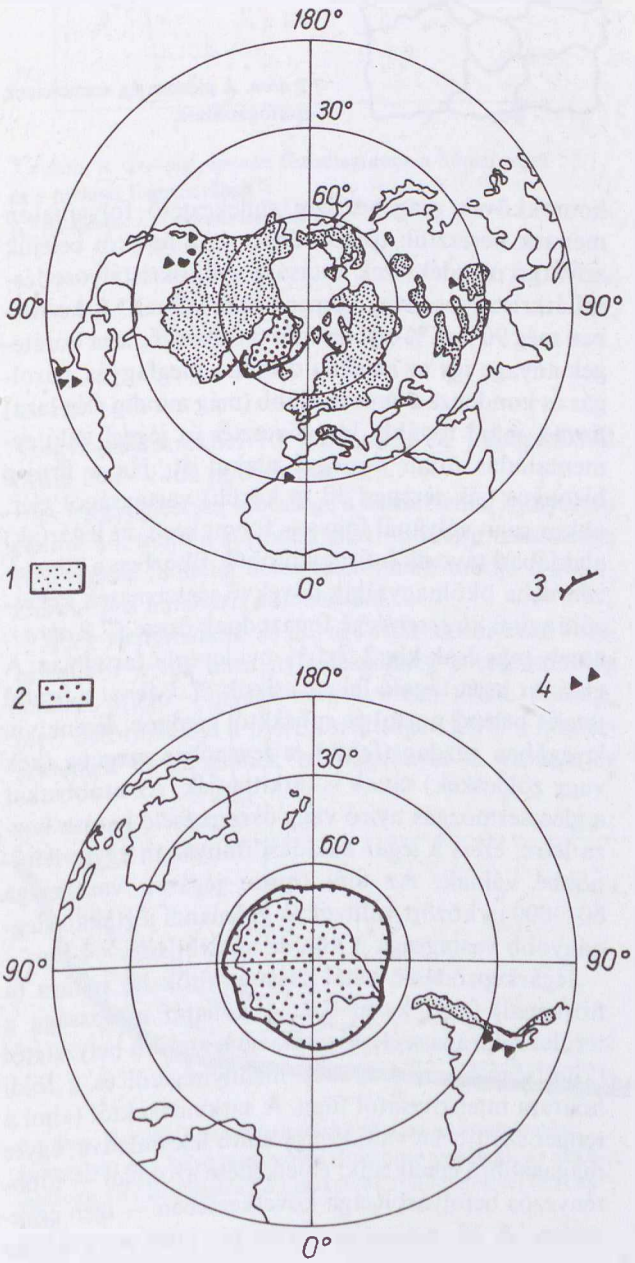
7. A JÉG SZÁLLÍTÓ ÉS LERAKÓ TEVÉKENYSÉGE

BALOGH KÁLMÁN

A Föld felszínének jelenleg kb. 15 millió km²-nyi részét borítja jég. Ebből 12,6 millió km² az Antarktiszra, 1,6 millió km² Grönlandra esik. A földi jég jelenkori összes tömegét 33 millió km³-re becsülik; ez a Föld édesvíz-készletének kb. 75%-a. A pleisztocén eljegesedés maximumán viszont a jégfedte területek kiterjedése 3,2-szerese volt a mainak, s a jég össztömege 100 millió km³-re becsülhető *(7.1 ábra)*. A sarki jégsapkákon kívül Európa, Ázsia és Dél-Amerika magashegységeit is többé-kevésbé összefüggő jégtakarók vagy a maiaknál jóval nagyobb gleccserek borították. (A belső-ázsiai hegységek jéggel fedettségét azonban a csapadékhiány és a hatalmas kőzettömegekben magasabbra hatoló hőáramok korlátok közé szorították.) A jégtakarók és jégárak eróziós és üledékképző tevékenysége nyomán igen jellegzetes geomorfológiai alakzatok és összefoglalóan *till*nek nevezett üledékek keletkeztek. Ezekhez pedig a különleges éghajlatú és élővilágú jégkörnyéki (periglaciális) területeken más jellemző üledékek (pl. szalagos agyagok, futóhomok és lösz) csatlakoztak.

A sarkvidéki és magashegységi jég mennyiségének megnövekedése a közvetlenül érintett területeken kívül a Föld egészének életét is befolyásolta, mert megváltoztatta a) az óceáni, b) a légköri cirkulációt, c) leszállította a tengervíz szintjét, d) átalakította a tengerek és a szárazulatok környezeti feltételeit. Bár a pleisztocén eljegesedés — időbeli közelsége folytán, s a visszahúzódása utáni nyomain keresztül — igen sokoldalúan megszabja az egyes tájak gazdasági hasznosításának kereteit, ebbéli jelentőségét legközvetlenebbül mégis a domborzat fejlődésére, az üledék- és növénytakaró, valamint az állatvilág összetételére kifejtett hatása érzékelteti.

Hasonló jégkoroknak a napsugárzás és a földpályaelemek ingadozásaival magyarázható kialakulása meglehetősen ritka esemény a Föld történetében. A pleisztocénbelin kívül mindössze négy eljegesedésről van biztos tudomásunk: 1. a korai proterozóikum, 2. a késő-prekambrium, 3. a késő-ordovícium és 4. a felső-paleozóikum folyamán. Ezek kimutatását a jelenkori jégtakarók és gleccserek működésének és üledékeinek tanulmányozása tette lehetővé.

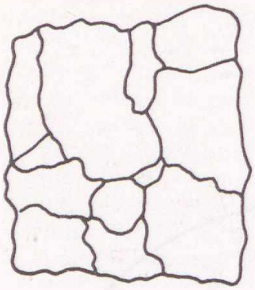


7.1 ábra. A Föld negyedkori jégtakaróinak eloszlása, ALLEN (1970) nyomán

1. Holocén jégtakarók. — *2.* Pleisztocén jégtakarók. — *3.* A tengeri jég jelenkori határai. — *4.* Kisebb eljegesedések.

7.1 A JÉG FELHALMOZÓDÁSÁNAK FELTÉTELEI

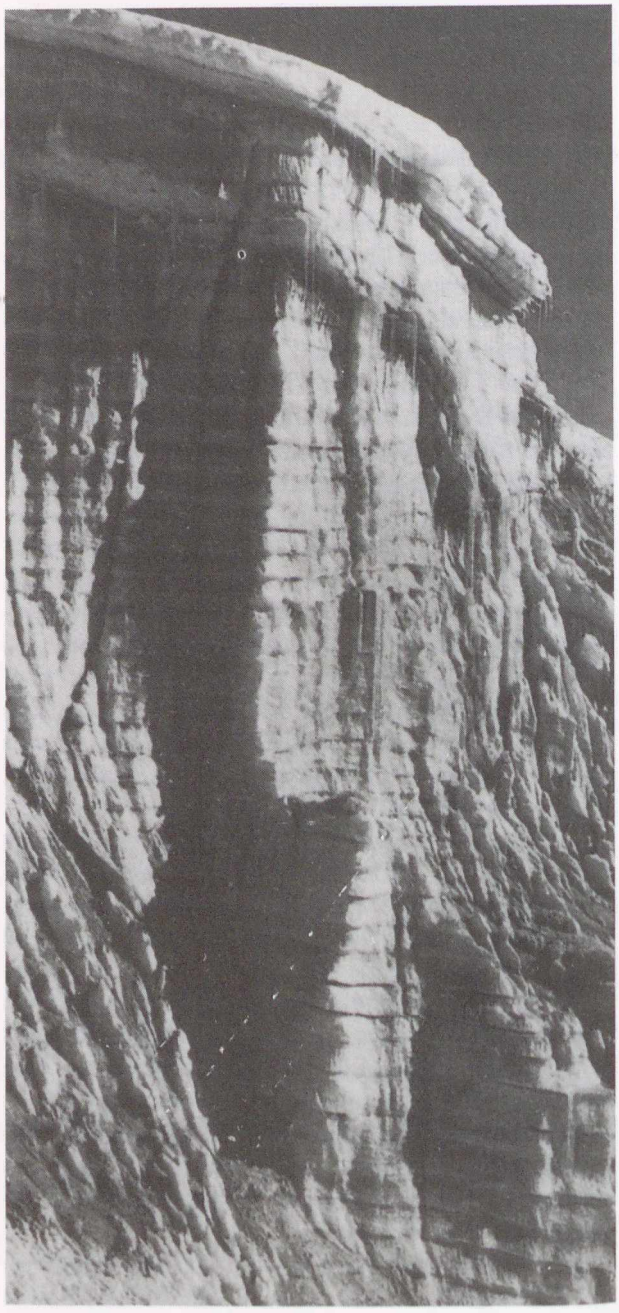
A szárazföldre hulló hó, amelynek pelyhei a jég hatszöges rendszerbeli vázkristályaiból állanak, 0°C-ú és annál kisebb évi középhőmérséklet esetén nyáron sem olvad el teljesen. Egymásra halmozódó rétegei a



7.2 ábra. A gleccserjég szemcséinek összefogazódása

homokkövek diagenezisére emlékeztető folyamaton mennek keresztül: tömörödnek, és a felülről beléjük szivárgó olvadékvizek hatására gyűjtőkristályosodással átkristályosodva, szemcsésekké válnak. A kezdetben még 90 térf.%-nyi levegőt tartalmazó, laza hórétegek anyaga így az ismételt olvadás, megfagyás, párolgás és kondenzáció révén előbb (még mindig elég laza) *firn*né, majd további levegővesztés és jéggel való cementálódás útján *firnjég*gé alakul át. Ha a firnjég bizonyos (sík terepen 30 m körüli) vastagságot elér, akkor saját súlyánál fogva is folyni kezd, és jégár(ak) alakjában távozik a firngyűjtőből. Eközben a *firnmezőn* néha ökölnagyságig növekvő jégszemcsék kékeszöld színű *gleccserjég*gé fogazódnak össze *(7.2 ábra)*, amely már csak kb. 2 térf.%-nyi levegőt tartalmaz. A gleccser jegét tagoló fekete csíkok *(7.3 ábra)* a firnhó tetejét belepő portól és spóráktól erednek. Ezenkívül levegőben gazdag (fehér) és levegőben szegény (kék vagy zöldeskék) sávok is tarkíthatják. Az utóbbiakat a gleccsermozgás nyíró vagy összepréselő hatása hozza létre; ezért a jégár haladási irányában egyre feltűnőbbé válnak. Az alpi típusú jégárak vastagsága 60—800 m között változik; a grönlandi jégtakaró legnagyobb vastagsága 3 km, az antarktiszié >4 km.

Jégárképződésre tehát csak az örök hó határa (a firnvonal) felett kerül sor. A hóhatár magassága a terület földrajzi szélességétől, égtáj szerinti helyzetétől (kitettségétől), a csapadék mennyiségétől és a földi hőáram intenzitásától függ. A sarkvidékektől (ahol a tenger szintjében van) az egyenlítő felé haladva, egyre magasabbra emelkedik; emelkedése azonban — többtényezős befolyásoltsága következtében — igen egyenetlen. A 60. szélességi fokon pl. 1100 m, a 45.-en 1800—3500 m, az egyenlítőn pedig 4000—5500 m tszf. magasságban van. A 36—37°-os északi szélességen fekvő Karakoramban főleg a csapadékszegénység miatt kúszik föl 6500 m-re.



7.3 ábra. Száraz évszakbeli porhullás által évente elkülönített hórétegek a perui Andok Quelccaya jégsapkájának 50 m magasságú homlokán. — Foto: THOMPSON L. G. *in* MATTHEWS (1987)

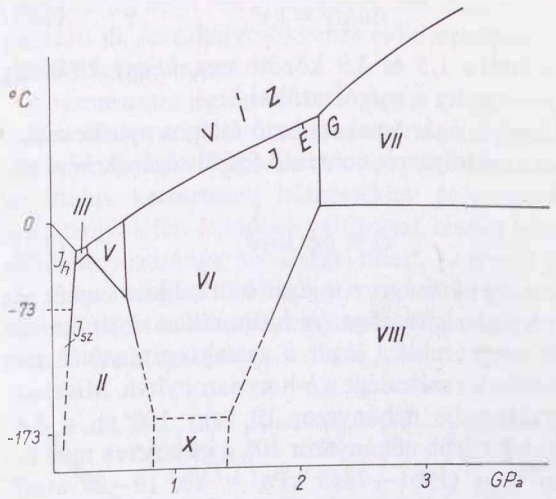
7.2 A JÉG FIZIKAI TULAJDONSÁGAI

A tiszta víz 1 atm nyomáson 0°C-ú fagyáspontját a nyomás minden 140 atm-nyi emelkedése eleinte 1°C-kal csökkenti. A légköri nyomáson hatszöges rendszerbeli jégkristályok −70°C-on szabályos rendszerbeliekké válnak; igen nagy nyomáson pedig ma még kevéssé ismert szerkezetet nyernek *(7.4 ábra)*.

Mivel a jég rácsában az ionok kissé távolabb vannak egymástól, mint a vízben, a jég sűrűsége kisebb a vízénél (0°C-on 0,9168 g/cm³). Ezért a jég az édesvíz tetején úszik; a tengervízből képződött jég úszását pedig a sótartalom kifagyása teszi még könnyebbé.

Hatszöges rendszerbeli anizotrópiája következtében a jég egyetlen kristályának is több rugalmassági paramétere van. *Amellett a bázislapjával párhuzamos siklatási felületek mentén képlékenyen folyhat.*

Az állóvizek felszínén képződő jégkristályok *c*-tengelye általában merőleges a jégtáblák felületére. E jégtáblák jelentős függőleges nyomást is elviselnek, mert a (0001) bázislappal párhuzamos siklatási felületek mentén elváló részeik a kártyacsomag lapjaihoz hasonlóan csúsznak el egymáson. — A jég keménysége a hőmérséklet csökkenésével növekszik: 0°C-on kb. 1—2, −15°C-on már a mészkőével (2—3), −50°C-on pedig az acéléval (6) egyenlő.



7.4 ábra. A víz—jég rendszer fázisdiagramja a hőmérséklet és a nyomás függvényében

J_h = Hexagonális, J_{sz} = szabályos rendszerbeli jég.

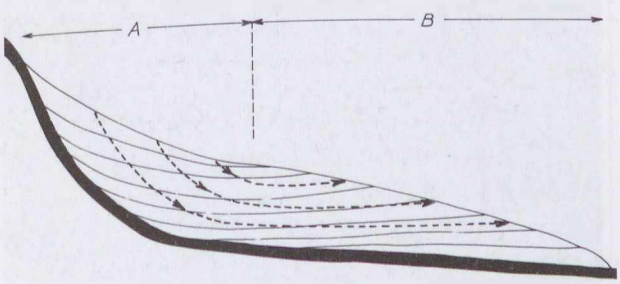
7.3 A JÉGÁR MOZGÁSA

Jégárnak (gleccsernek) azt a hóból keletkezett, természetes jégtömeget nevezzük, amely lejtős térszínen a nehézségi erő hatására, igen viszkózus folyadék módjára, lefelé áramlik. A jégár keletkezését és fennmaradását a hó és a jég *felhalmozódása* (akkumulációja) és bármilyen okból (fölmelegedés, párolgás, szélerózió, szét- vagy leszakadás: borjadzás) bekövetkező *leolvadása* (ablációja) közötti arány szabja meg *(7.5 ábra)*. Az akkumuláció fölénye esetén a jégár hossza és vastagsága növekszik; ellenkező esetben a gleccser visszahúzódik és vékonyodik. Egyensúly esetén sem a térfogata, sem a hossza nem változik (stagnál). A gleccser hatékonyságát az akkumuláció és az abláció sebességének nagysága határozza meg (ALLEN 1970). A gleccser ui. akkor mozog viszonylag gyorsan, ha az akkumuláció és az abláció sebessége a felületéhez képest nagy. Ellenkező esetben mozgása lelassul.

A jégár mozgása csak a rajta levő vagy reá helyezett tárgyak és jelzések helyének hosszabb időtartamú (fotogrammetriai) megfigyelése és önműködő adatrögzítés útján állapítható meg. Völgyi jégárak sebessége — a vízfolyásokéhoz hasonlóan — felszínük középvonalától a völgyfalak irányában csökken. A felszíni sebesség függ: *a*) a jégár nagyságától, *b*) belső hőmérsékletétől, *c*) kőzetágya meredekségétől, *d*) az időjárástól. Völgyi gleccsereknél 10—200 m/év-et, jégsapkáknál pedig 200—1400 m/évet tesz ki.

A völgyi gleccser sebessége a mederfenék irányában eleinte nő, majd a súrlódás miatt csökken. Lassúsága és rétegzési felületei deformációjának módja *a gleccsermozgás lamináris voltára utal.*

A jég viszkoelasztikus anyag: csak akkor kezd folyni, mikor a reá ható nyírófeszültség a rugalmasság határát átlépi. Folyása nem-newtoni (3.26. fejezet), mert deformációja a nyírófeszültségen kívül a hőmérsékletnek és az időnek is függvénye. A gleccserjég



7.5 ábra. Egy jégár hosszmetszetének vázlata az áramvonalak (szaggatva) és a belső rétegzettség (folytonos vonalak), az akkumulációs *(A)* és ablációs *(B)* szakaszok föltüntetésével (ALLEN 1970)

folyási sebességének kísérletileg megállapított grádiense LEEDER (1982) szerint:

$$du/dy = k\tau^n, \qquad (7.1)$$

ahol n értéke 1,5 és 3,9 között van, k egy kísérleti állandó, τ pedig a nyírófeszültség.

A kísérleti jégár fenekére ható átlagos nyírófeszültség (τ_0) a vízfolyások vonszoló feszültségének képlete alapján:

$$\tau_0 = \rho g r \sin \delta, \qquad (7.2)$$

ahol ρ a jég sűrűsége, r a jégár hidraulikus sugara, δ pedig a jégár lejtőszöge. A hidraulikus sugár annál inkább megközelíti a jégár h vastagságát, minél nagyobb annak s szélessége a h-hoz viszonyítva. Mivel az r nagyságrendje néhányszor 10 vagy 100 m, a δ-é viszont legfeljebb néhányszor 10°, a gleccserek medrére igen nagy (1961—7845 kPa = kb. 19—77 atm) nyomás nehezedik. Ennek ellenére — a kicsiny áramlási sebesség következtében — a gleccserek teljesítménye nem túlságosan különbözik a folyóvizekétől.

Laboratóriumi kísérletek a nyírófeszültségnek a mederfaltól mért távolsággal való, lineáris kapcsolatát, ill. a sebességnek a mederfelülettől mért távolságtól függő, eleinte gyors, majd fokozatos emelkedését mutatják. Bár e kísérleteket egyenletes mélységű és a mélységhez képest végtelen szélességű csatornákban végezték, azok ALLEN (1970) szerint mégis a természetes jégárak felszínén *(7.6 ábra)*, ill. belsejében — mélyfúrásokkal *(7.7 ábra)* — kimutatott feszültségek és elmozdulások jó megközelítését eredményezték. A valóságban U keresztmetszetű gleccserágyakban jelentkező, dimenzió nélküli nyírófeszültségek a

$$T = \tau/\rho g h \sin \delta, \qquad (7.3)$$

a dimenzió nélküli mozgási sebességek pedig az

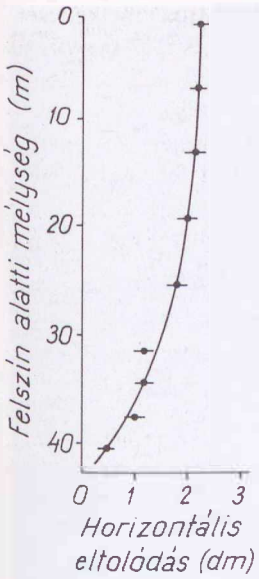
$$U = u/k_2 h\ (\rho g h \sin \delta)^x \qquad (7.4)$$

képlettel számíthatók, ahol h a meder legnagyobb mélysége, k_2 egy tapasztalati állandó, x a (7.1) képletben szereplő n kitevő reciprokja, u pedig a jégár átlagsebessége. E viszonylagos nyírófeszültségek és sebességek számított értékeinek különböző típusú jégárak keresztmetszetében való megoszlása szerint a felszínközeli nyírófeszültség maximuma nem a mederfalra esik, hanem attól kissé beljebb helyezkedik el *(7.8 ábra)*. A sebességnek a mederfeneken nulláig való csökkenése azonban *(7.9 ábra)* csak a fenékig fagyott,

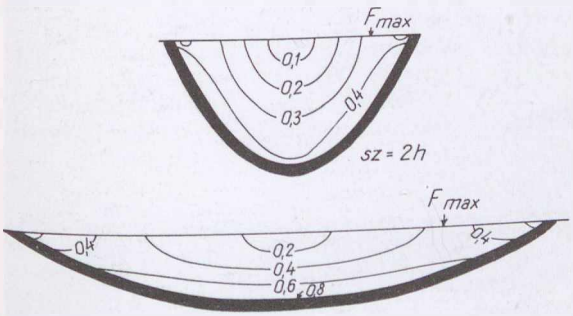


7.6 ábra. A jégárak morfológiája LOEWE F. (1960) *in* SCHWARZBACH (1974) nyomán

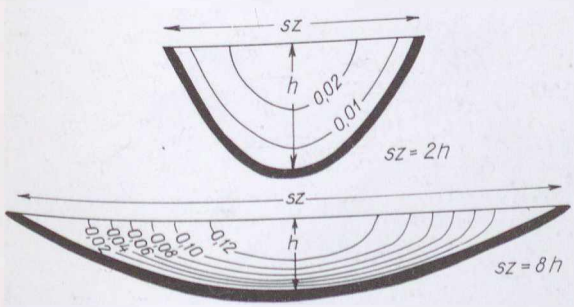
1. Völgyi gleccser
2. Függő gleccser
3. Megújult gleccser
4. Firngyűjtő mélyedés
5. Gleccserhomlok
6. Fennsíki gleccser
7. Gleccserszakadás
8. Szegélyi hasadékok
9. Haránthasadékok
10. Gleccserlépcső
11. Hosszanti hasadékok
12. Gleccserkapu
13. Gleccserhasadékok
14. Olvadási kúpok
15. Gleccserasztal
16. Gleccsermalmok
17. Moréna alatti mélyedés holtjéggel
18. Oldalmoréna
19. Homlokmoréna
20. Középmoréna
21. Idősebb moréna
22. Gleccserpatak
23. Lavinagleccser
24. Fal menti gleccserek
Fv. = Firnvonal



7.7 ábra. Egy a Saskatchewan (Kanada) gleccserbe mélyített függőleges fúrólyuk két év után észlelt deformációja MEIER (1960) szerint



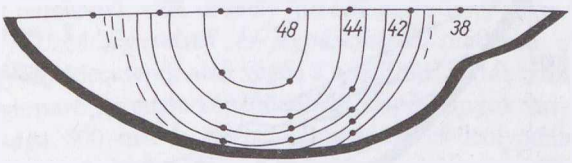
7.8 ábra. A dimenzió nélküli legnagyobb nyírófeszültség (F_{max}) helyzete különböző szélességű kísérleti jégárakban ALLEN (1970) nyomán



7.9 ábra. A dimenzió nélküli sebességek megoszlása különböző szélességű, fenékig fagyott kísérleti jégárakban, ALLEN (1970) nyomán

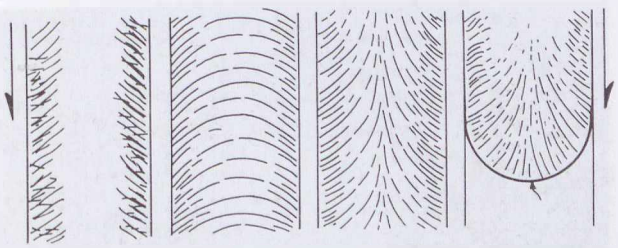
sarkvidéki jégárakra érvényes, az olvadékvizektől sikamlóssá vált, mérsékelt hőmérsékletű jégárakra viszont már nem *(7.10 ábra)*. Terepi észlelések szerint az utóbbiaknak mind a mederfenéki, mind a mederfalakhoz viszonyított csúszása — nemcsak helyről helyre, hanem időben is változó módon — a jégár felszíni mozgásának 20–60%-át teheti ki. A jégár legalsó néhány cm-ének szerkezete azt bizonyítja, hogy a jégmozgást segítő legfontosabb tényezőnek a *regelációt* (vagyis a jég helyi feszültségnövekedés okozta megolvadását, ill. feszültségcsökkenés előidézte újramegfagyását) kell tekintenünk.

A természetes jégtömegek tényleges mozgása azonban — részint a kőzettörmeléket tartalmazó, polikristályos jég fizikai viselkedésének bonyolultsága, részint az általuk keresztezett hőmérsékleti és domborzati tartományok tér- és időbeli változásai, részint belsejük tanulmányozásának nehézségei miatt — egyedi jelenség. Ezt a mozgást idealizált áramvonalakkal, a rétegzési felületek és hasadékrendszerek rögzítésével (*7.11* és *7.12 ábra*) csak megközelíteni lehet.



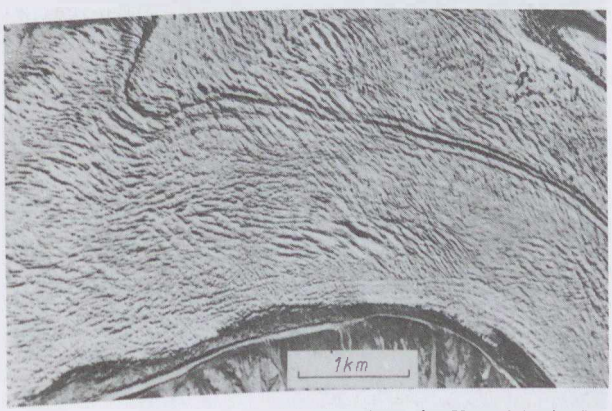
7.10 ábra. A m/év-ekben kifejezett hosszanti sebességek megoszlása a mérsékelt hőmérsékletű Athabasca-gleccser szelvényében (RAYMOND 1971)

A sebesség a mederfenéken sem csökken nullára.



7.11 ábra. A jégárak gyakori hasadékrendszereinek vázlata SHARP (1960) és ALLEN (1970) nyomán

A hasadékok alakja a mederfenék domborzatához igazodik, sűrűsége a legnagyobb nyírófeszültség zónájában a legnagyobb. A nyilak a jégár haladási irányát jelzik.



7.12 ábra. A Donjek-gleccser (St. Elias-hegység, Kanada) végződése tájának hasadékrendszere, oldal- és középmorénái PREST (1983) nyomán, az Energy, Mines and Resources, Canada engedélyével

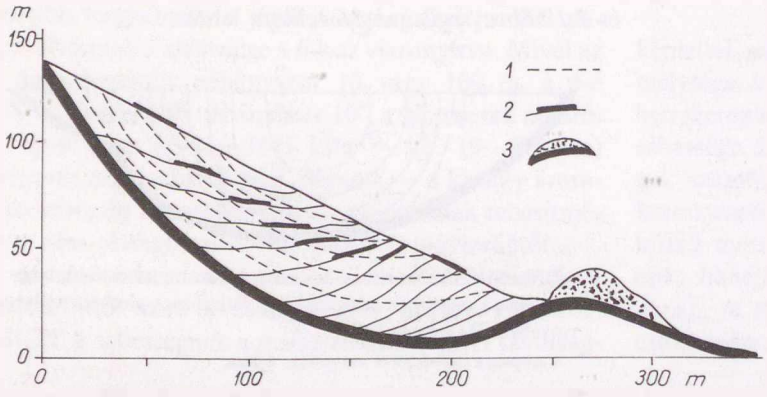
Folyásirány jobbról balra.

7.4 A JÉGÁRAK OSZTÁLYOZÁSA

Ez részint morfológiájukon, részint hőmérsékletükön alapul.

7.41 MORFOLÓGIAI JÉGÁRTÍPUSOK

a) A függőgleccserek (Alpok, Skandinávia, Kanada) viszonylag kicsiny, legfeljebb 100 m vastag, de széles jégtömegei 25—30°-os lejtők olyan mélyedéseit töltik ki, amelyekbe a háttérlejtő számos, jéggel telt völgyülete torkollik. A kisebbek leolvadása után meredek falú, de kissé túlmélyült talpú *kárfülkék*, a nagyobbak után *cirkuszvölgyek* maradnak vissza, előterükben *végmorénasánc*cal *(7.13—7.15.ábra)*.



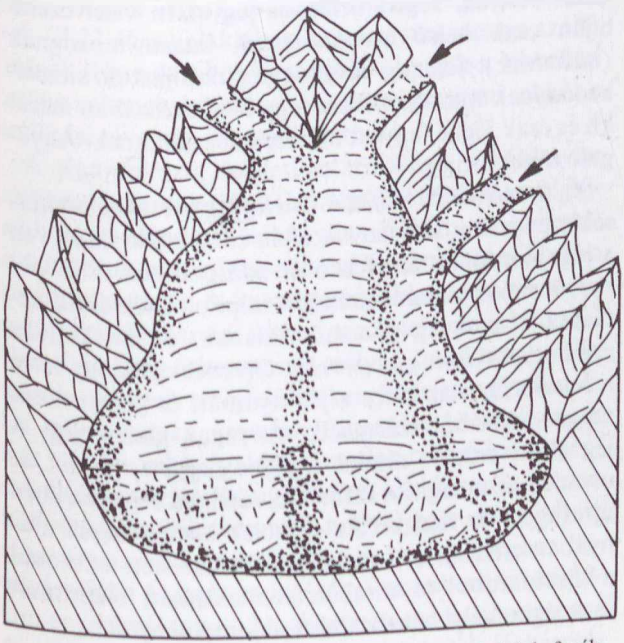
7.13 ábra. Egy függőgleccser hosszmetszete áramvonalakkal *(1)* és a törmelékfoltok 10 éves időközökben elfoglalt helyzetének föltüntetésével *(2)*; homlokán végmorénával *(3)*, LEEDER (1982) nyomán, kiegészítve



7.14 ábra. A Viking Cap firnmezeje a hegy lábán szétterülő függőgleccserekkel és az ezek duzzasztotta völgyfenéki tóval. — Ellesmere-sziget, Észak-Kanada. — PREST (1983) nyomán, a Minister of Supply and Services, Canada engedélyével



7.15 ábra. Fagy által összetört és jéggel átszőtt kőzettörmeléket tartalmazó, lejtő mentén évente 2,5–5 cm-t előrehaladó kőzetgleccser az alaszkai Wrangell-hegységben. — Foto: HERBEN, G. *in* MATTHEWS (1987)



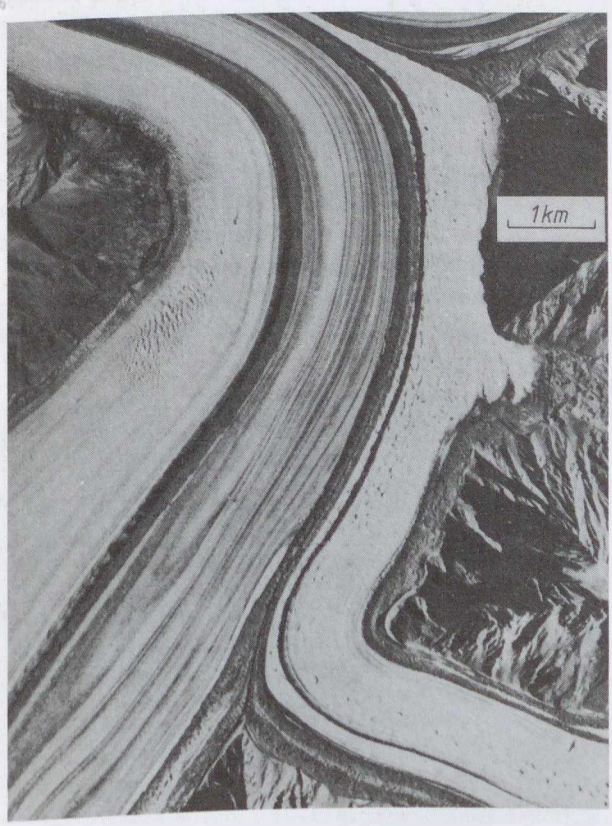
7.16 ábra. Völgyi gleccser vázlata az oldal-, közép-, belső és fenékmorénák föltüntetésével, ALLEN (1970) nyomán

b) A völgyi gleccserek általában magas fekvésű, lapos medenceszerű firngyűjtőből vagy jégsapkából indulnak ki. Rendszerint több függőgleccser (Alpok, Belső-Ázsia, Alaszka) vagy völgyi jégár (Spitzbergák), Turkesztánban pedig a meredek hegyoldalakról lezúduló hólavinák anyagát egyesítik. Kisebb jégtakarókból eredő völgyi gleccserekkel Izlandon, Norvégiában és Grönlandon találkozunk. Vastagságuk néhány száz méter *(7.16—7.17 ábra)*.

c) Hegylábi gleccser akkor keletkezik, ha a parti síkságra érkező völgyi gleccser túlmélyült medrének elhagyása után, erősen szétterülve halad tovább, sőt nyelv- vagy legyezőszerűen a tengerbe is behatol (Alaszka, Izland). Vastagsága több száz métert is elérhet. A hegylábi gleccserek leolvadása után erősen tagolt partvonal, szűk és mély fjordok maradnak hátra.

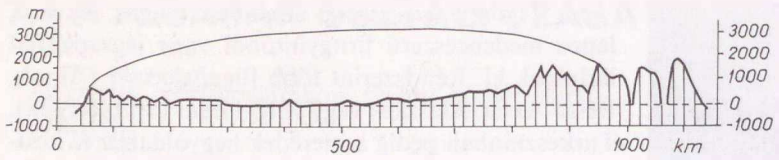
d) Úszó jégnyelvek és jégpárkányok rendesen a hegylábi gleccserek alsó végén s a belföldi jégtakarók tengerparti peremén képződnek. A jégpárkányok vastagsága 500 m-t is elérhet. Borjadzás és leolvadás révén pusztulnak.

e) A *hegységi jégsapkák* magas fennsíkok több száz m vastag, igen aktív jégburkai, amelyek anyagát sugárirányú jégárak csapolják meg (Izland, Spitzbergák, grönlandi tengermellék, Patagónia; *7.14 ábra*).



7.17 ábra. A Kaskawulsh-gleccser oldal- és középmorénái, hasadékai a kanadai St. Elias-hegységben, PREST (1983) nyomán, az Energy, Mines and Resources, Canada engedélyével

Folyási irány a kép aljától a kép felső széle felé.



7.18 ábra. A grönlandi jégtakaró metszete szeizmikus mérések szerint, BAUER, A. (1952) *in* SCHWARZBACH (1974) nyomán

f) Az *alföldi jégsapkák* viszont mély fekvésű területek kevéssé aktív, de aránylag vastag jégburkai (pl. a Grönlandtól Ny-ra levő arktikus szigeteken).

g) Belföldi jégtakarók a Föld legnagyobb, ma csak az Antarktiszon és Grönlandon található jégtömegei. A dómszerű grönlandi jégsapka egy olyan medencét borít be, amit 3700 m legnagyobb magasságú, de szaggatott hegyvidék vesz körül *(7.18 ábra)*. E peremi hegységláncokat a 3300 m legnagyobb vastagságú, piatószerű jégtakaróról kiinduló hegylábi gleccserek keresztezik. — Az Antarktisz jégtakarója jégdómok egész csoportjából áll. Ezek több nagy hegylánccal tarkított, bonyolult felépítésű területet borítanak el úgy, hogy annak legmagasabb csúcsai csak itt-ott emelkednek a jégfelszín fölé. A jégtakaró talpa 3 km tszf.-i magasságból a Polar- és a Wilkes-medence területén −1,2 km mélységig ereszkedik le. Szegélyéhez nagy jégárak és számos *jégpárkány* csatlakozik. Az ezekről — nagyrészt a tengerjárás hatására leszakadó — > 500 m vastagságú, többnyire csak néhány (elvétve azonban > 100) km hosszú *jéghegyek*et — amelyek csupán magasságuk 1/5 részéig emelkednek ki a vízből — tengeráramok akár 3000 km távolságig is elsodorhatják. — Az Északi Jeges-tenger felszínét borító, nagy kiterjedésű, de 1—3 m-nél nem vastagabb *jégtáblák* anyagának java része megfagyott tengervíz, amit a ráhulló hó jéggé tömörödése gyarapít.

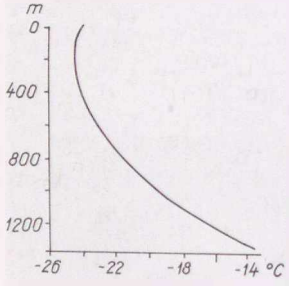
Törmelékképző és -szállító tevékenységet csak a szárazföldön levő vagy onnan származó jégtömegek végeznek. A tengervízből kifagyó jégnek ilyen szempontból nincs jelentősége.

7.42 HŐMÉRSÉKLETI JÉGÁRTÍPUSOK

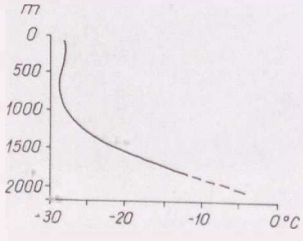
A gleccser hőmérséklete, amit a levegő hőfoka, a hasadékokon és jég alatti csatornákon mélybe szivárgó s a jégár homlokán levő, barlangszerű *gleccserkapun* át patak *(7.6 ábra)* formájában távozó olvadékvizek, a földi hőáram, a súrlódási és nyomási hő alakít ki, erősen befolyásolja annak sebességét és erodáló képességét. Hőmérsékletük alapján a jégárak kétfélék:

a) A *sarki* (poláris vagy hideg) *gleccserek* hőmérséklete szelvényük minden pontján a nyomási olvadáspont alatt van *(7.19 ábra)*. A rövid nyár idején felszínükön keletkező tavacskák és vízfolyások vize nem hatol beléjük. Jégen belüli és jég alatti vízelvezetés híján csak belső csuszamlással, lassan mozognak *(inaktívak)*. Eróziós tevékenységük aljzatuk kiemelkedéseinek leszakításában vagy lecsiszolásában merül ki, és csak jégbe fagyott törmeléket szállítanak. Anyaguk zöme firnjég.

b) *A mérsékelt hőfokú (meleg) gleccserek* hőmérséklete viszont szelvényük alján és oldalain közel van a jégnyomásnak megfelelő olvadásponthoz *(7.20 ábra)*. Kenőanyagként működő talpi olvadékvizeik hatására viszonylag gyorsan siklanak, és hatékonyan erodálnak *(aktív gleccserek)*. Olvadékvizük egy része a felszínről, más része a jég nyomási és geotermikus megolvadásából származik. Anyaguk gleccserjég. A jég alatti eróziót részint a jégbe fagyott, részint az olvadékvíz mozgatta törmelék, részint a repedésekben újrafagyó víz fejti ki. Az előbbiek keménységük arányában csiszolják és vájják annak kőzeteit; az utóbbi a kőzetdarabok és -tömbök leomlasztását, felaprítását és a jégbe való bekebeleződését eredményezi.



7.19 ábra. Egy „hideg jégár" hőmérséklete a mélység függvényében, a grönlandi Camp Century fúrás alapján, EMBLETON (1980) és LEEDER (1982) nyomán



7.20 ábra. Egy „meleg gleccser" hőmérsékleti görbéje

Az antarktiszi Byrd Station fúrás alapján, EMBLETON (1980) és LEEDER (1982) nyomán.

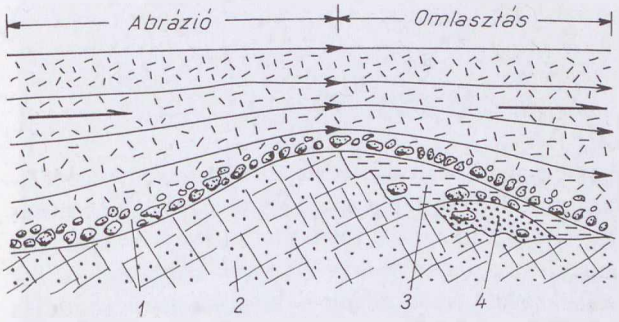
7.5 A GLACIÁLIS ERÓZIÓ

Tömegénél fogva a mozgó jégár közvetlenül is képes útjába álló kisebb-nagyobb kőzetdarabokat és -tömböket magával ragadni, korábban lerakódott üledékeket redőkbe gyűrni. Letaroló hatásának túlnyomó részét mégis a beléfagyott kőzet- és ásványtörmelék útján végzi, amely a marógép fogaihoz hasonlóan támadja meg az alapkőzetet. E törmelék, miközben ledörzsöli, megkarcolja, kivési, kifényezi vagy megőrli aljzatát, maga is kopik; folyamatos utánpótlódását a jégár leszakító tevékenysége biztosítja.

A jégbe zárt törmelék a jég felszínéről vagy a talpáról származik. A völgyi gleccserek meredek oldalairól sziklaomlás, kőfolyás, lavina, olvadékvizek sodrása útján a jég felszínére jutott, szögletes és karcmentes törmelék egy része ui. a hasadékokon és járatokon át a jégár talpáig hatolhat. A meleg gleccserek egymás fölötti törmelékcsíkjai a hófelhalmozódás és a törmelékhullás évszakos ciklusait jelzik (l. *7.3 ábra*). A talpi törmeléktermelődés viszont ott a legerősebb, ahol a jégár anyaga a meder (aljzat) ellenállóbb részletei (az ún. *bárányszikl*ák) fölött összepréselődik *(7.21 ábra)*. E kiemelkedések áramlással szembeni oldalán ui. a jégár sebessége és határfelületi feszültsége megnő, és — mérsékelt hőfokú jégár esetén — bizonyos fokú megolvadása is tapasztalható. Ezen az oldalon a jégár súroló hatást fejt ki. Az áramlásárnyékos oldalon ellenben — ahol a sebesség és a nyomás csökkenése következtében a kőzetrepedéseket kitöltő víz újra megfagy, annak feszítő hatása következtében — kőzettömbök és -darabok szakadnak le. Az utóbbiak a jégár részeivé válnak, és *vándorsziklák* vagy *vándorkövek (7.22 ábra)* alakjában azzal együtt messze szállítódnak. Ha e darabok és tömbök anyagát a lehordási terület valamely kőzetével sikerül azonosítani, akkor a szállítási távolság is megállapítható.

A jégár okozta felületi letarolásnak a többnyire egyenes jégkarcok (lásd II. kötet, *19.26 ábra*) a legkisebb jegyei. Hosszuk néhány cm–néhány m, szélességük mm–cm, mélységük néhány tized mm és több mm között ingadozik. A finomszemű kőzetekben fennmaradt legkisebb karcok szabad szemmel nem is láthatók. Némelyik karc fokozatosan mélyül, majd sekélyedik, mások meredek törésfelületeken hirtelen végződnek. De mivel csupán áramlási útvonalat jeleznek, csak más glaciális jelenségekkel társultan bizonyítanak jégárműködést. Gyakran ugyanazon a felületen is keresztezik egymást, és ez arra vall, hogy a jégár mozgását az aljzat legkisebb egyenetlenségei is nagymértékben befolyásolják. A jégár mozgásával szembenéző sziklákon egymástól távolodó, domború mederkőzeten pedig előbb divergáló, majd újra egyesülő jégkarcok láthatók.

Azok a kőzet- vagy ásványdarabok, amelyek nincsenek szilárdan jégbe fagyva, a jég és a meder között gördülő mozgást végeznek. E darabok (*1*) a mozgás irányában konkáv, de a gleccser folyásirányával párhuzamos sorokba rendezett, *sarló alakú törések*et, (*2*) anyagveszteségről tanúskodó, sekély, konvex oldalukkal áramlásirányba mutató vagy azzal szembenéző, több dm vagy m hosszú, *sarló alakú mélyedések*et, valamint (*3*) *vibrációs jegy*eket hozhatnak létre. De:



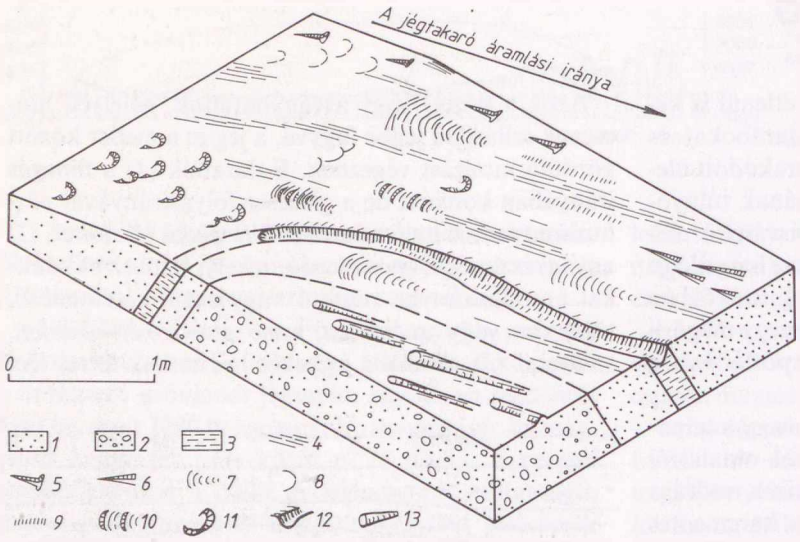
7.21 ábra. Bárányszikla fölött a nyilak irányában haladó gleccser áramvonalai, az ár felőli oldal abráziója, s az áramlás menti oldalnak az olvadékvíz újrafagyása által okozott omlásos pusztulása, ALLEN (1970) nyomán

bármelyik irányba fordulnak is a sarló alakú mélyedések szárnyai, meredekebb oldaluk mindig a jég mozgásirányával szembe hajlik. A vibrációs jegyek valószínűleg szúrva és csúszva mozgó, hegyesebb kőzetdarabkáktól erednek *(7.23 ábra)*.

A felületi letarolás termelte törmelék legnagyobb része agyag, kőzetliszt és homok szemcsenagyságú; a kavics méretű szemcsék viszonylag ritkák.



7.22 ábra. Vándorkövek a labradori Red Bay közelében, PREST (1983) nyomán, a Minister of Supply and Services, Canada engedélyével



7.23 ábra. A jégtakaró súrolta felszínen látható jelenségek áttekintő vázlata, PREST (1983) nyomán, a Minister of Supply and Services, Canada engedélyével

1. Homokkő
2. Kavicsos homokkő
3. Agyagpala
4. Egyenes jégkarcok
5. Szögfej alakú jégkarcok
6. Ék alakú jégkarcok
7. Sarlós törések
8. Fordított sarlós törések
9. Vibrációs jegyek
10. Sarló alakú „sebhelyek"
11. Fordított sarló alakú sebhelyek
12. Glaciális vályú
13. Kicsiny szirt a mögötte levő törmelékcsóvával.

A jég alatti vízfolyások *korrációs* tevékenysége folytán az aljzatban hosszú és a jég mozgásával párhuzamos *barázdák*, görbe (gyakran kanyargó) *csatornák*, teknő- vagy üstszerű *üregek* és *sarló alakú mélyedések* keletkeznek. Az utóbbiak — amelyek meredek oldala a jég folyásirányába néz — homokos üledékek áramlási és hullámfodraira emlékeztetnek. Ezek valószínűleg a jégtakaró alatti vízfolyások áramlási elkülönüléseihez kötött, szakaszos korrázió termékei *(7.23 ábra)*.

A glaciális lepusztulás sebessége a) lerakódásainak térfogata, b) a táj képének az eljegesedés alatti megváltozása, c) a csatlakozó vízfolyások üledékszállítási sebessége, d) a mesterséges jelzések megsemmisülése útján becsülhető. Eszerint a meleg gleccserek okozta lepusztulás mértéke a gleccserágy minden km²-én évi 1000—10 000 m³ lehet, tehát 1—2 nagyságrenddel nagyobb a folyórendszerekre jellemző értéknél. A lepusztulás e két tényezője közül tehát a gleccserek működnek hatékonyabban.

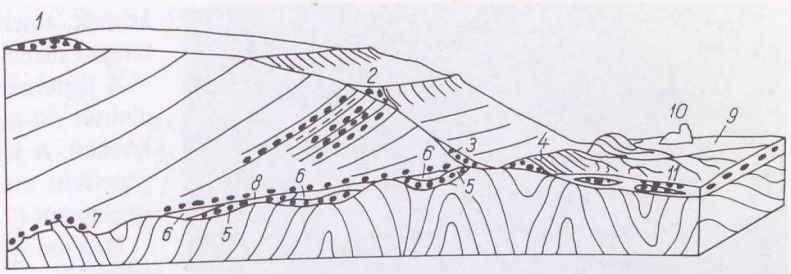
7.6 A GLACIÁLIS SZÁLLÍTÁS MÓDJA

A jégár-mozgás lamináris volta miatt a kivésett törmelék csak kismértékben távolodik el az áramlásba lépésének helyét jellemző áramvonaltól. Konvekciós és turbulens áramlás híján a völgyi gleccserek és kisebb jégsapkák törmelékdarabjai csak az átmérőjükkel azonos nagyságrendű távolságra szóródnak. Ez egyszersmind a gleccserhordalék közismerten gyenge osztályozottságának is oka.

A jégár alsó részének torlódási felületei mentén a fenéktörmelék egy része magasan termelődési helye fölé emelkedhet *(7.16 ábra)*. Tény azonban, hogy a hordalék zöme a jég felszínére és annak a felületnek a szomszédságára szorítkozik, amelyen mozgása végbemegy *(7.17 ábra)*. Ezért a hordalék mennyisége a jégár oldalain és a meder közelében a legnagyobb. Közbülső hordalékcsíkok két vagy több jégár egyesülése nyomán képződnek. Ugyanakkor a kisebb mélységű jégár fenékhordaléka az egyesülés alatti szakasz belső törmelékeként folytatja útját.

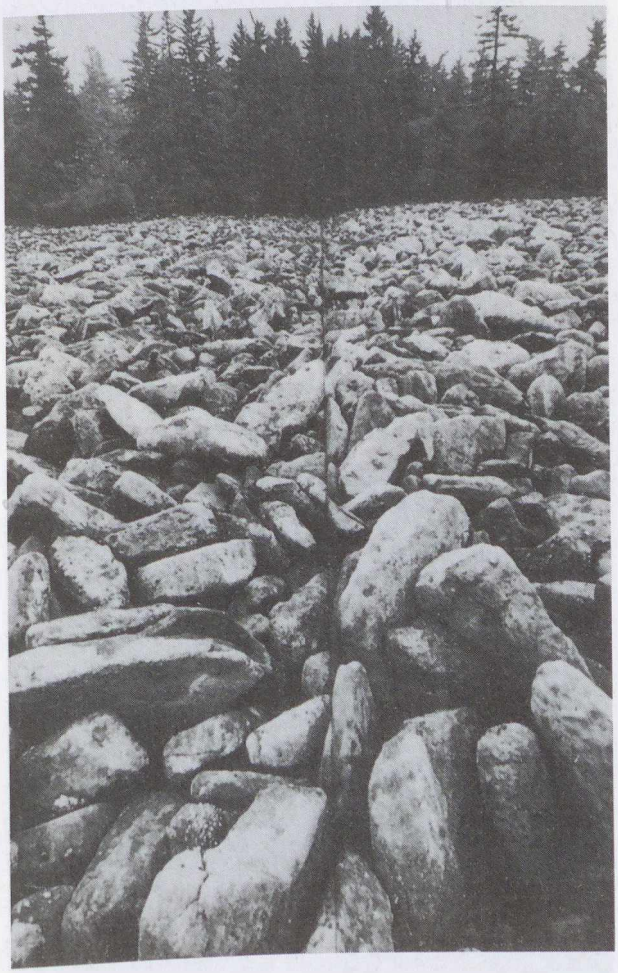
7.7 A GLACIÁLIS TÖRMELÉK LERAKÓDÁSA

Végbemehet *a)* közvetlenül a jégárból és *b)* a jégár olvadékvizeiből. Az előbbi túlnyomórészt rétegzetlen; az utóbbit a rétegzettség valamilyen formája jellemzi. Az előbbit *till*nek (litifikált állapotban *tillit*nek) nevezik. Az utóbbi a folyóvízi, tavi vagy tengeri üledékek felé hajló átmenetet képviseli (*7.24*, *7.25* és *7.33 ábra*).



7.24 ábra. Egy aktív „meleg gleccser" homlokának és előterének hordalékai, COLLINSON—THOMPSON (1982) nyomán, módosítva

1. Oldalmoréna. — *2.* A gleccserhomlokot átszelő nyírási felületek mentén felszínre vonszolódott belső moréna. — *3.* A felszíni morénából képződött törmelékár. — *4.* Középmoréna. — *5.* Megrekedt, valamint kiolvadt fenékmoréna. — *6.* Üregek. — *7.* Leszakított törmelék. — *8.* A gleccser talpa. — *9.* Tó glaciolakusztris varvittal. — *10.* Jégtömb, amelyből leolvadásakor pottyanókövek hullanak a tó fenekére. — *11.* Árkok szabdalta tillmező.



7.25 ábra. Fagy által felaprított és az olvadékvizek által mintegy 10 000 évvel ezelőtt éleiken utólag lekerekített vörös homokkőtömbök Kelet-Pennsylvaniában. — Foto: WOLINSKY, C. S. *in* MATTHEWS (1987)

7.71 GLECCSERÜLEDÉKEK KÉPZŐDÉSE

A mérsékelt hőmérsékletű (aktív) jégárak és jégtakarók hordalékának *(7.26 ábra) mederfenéki* lerakódását, agyagtartalmának a mederkőzetre, ill. a korábbi lerakódásokra való adhéziós rákenődése és a pórusnyomásnak a helyi súrlódás miatti megnövekedése indítja meg. Hideg gleccserek alatt — fenéktörmelék hiányában — medri üledék nem képződik. Nyírókenő folyamatoknak keletkezésükben való részvételét nyírási levelességük és klasztjaik irányítottsága bizonyítja. Klasztjaik leghosszabb, *a*-tengelye ui. vagy az áramlás irányába néz (akárcsak a törmelékárakban), vagy arra merőleges. Az utóbbi — gördülve szállítást tanúsító — esetben a klasztok *b*-tengelyük szerint zsindelyeződnek (lásd *15.56 ábra*).

Az *ablációs tillek* a mérsékelt hőmérsékletű gleccserek törmelékben dús jegének évszakos megolvadása révén képződnek, a mederfenéki tillre települnek, csak szabálytalan belső szerkezettel vagy szöveti irányítottsággal rendelkeznek *(7.27 ábra)*. A *till-árak* a jégár végső szakaszán levő törmelékszalagok kiolvadásából származó, vastag és rosszul osztályozott, jégfelszíni felhalmozódásnak (BOULTON 1968) a gleccservég lej-



7.26 ábra. Talpi (bazális) till szelvénye Charlottetowntól ÉÉK-re 10 km-re (Prince Edward-sziget). — PREST (1983) nyomán, a Minister of Supply and Services, Canada engedélyével

A klasztok puha homokkőből állanak; az alapanyagot a homokköves feküből származó homok, kőzetliszt és agyag méretű szemcsék alkotják.



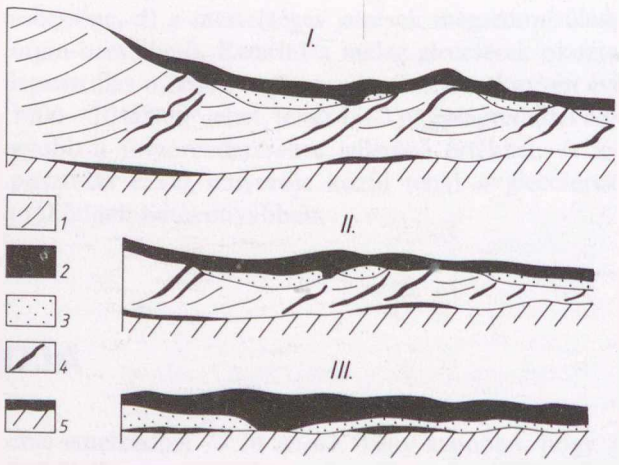
7.27 ábra. Limonitos, kőzetlisztes homokból álló ablációs till, a felszíni mállási kéreg alatt látható, szabálytalan rétegzéssel. — Tracadie-állomás, Prince Edward-sziget (Kanada), PREST (1983) szerint, a Minister of Supply and Services, Canada engedélyével

tőjén törmelékárként való lecsúszásából erednek. Anyaguk az ablációs tillek fölé halmozódik *(7.28 ábra)*.

Ha a gleccsert mély tó vagy tenger szegélyezi, akkor *víz alatti ablációs tillek* és till-árak *(7.33 ábra)* keletkeznek, amelyek összefogazódnak a rendes tavi vagy tengeri üledékkel (DREIMANIS 1979).

A jégfelszíni, jégbelseji és medri törmelékekből kialakult *till-leplek* vastagsága a 10 m többszörösét is kiteheti. A jégár mindenkori állapotát tükröző, poligenetikus eredetüknek megfelelően, felszínük eléggé egyenetlen *(7.29* és *7.30 ábra)*.

Nagyon gyakoriak pl. a néhány méter magas, de 100—300 m széles és 2,5 km hosszú, a jég mozgásirányára harántos, *ívelt gerincek*. A jégár haladásirányával párhuzamos felhalmozódások közül a *drumlin*ek *(7.30 ábra)* csoportosan sorakozó, ellipszis vagy lemniszkáta alaprajzú, 10—50 m magas, 1—5 km hosszú, áramvonalas, osztályozatlan törmelékhalmok. Legnagyobb szélességük, amely közepüktől kissé az áramlásfelőli oldalukra tolódott el, 1/2—1/5-e a hosszúságuknak. — Az ugyancsak hosszanti irányú *glaciális fodrok* több km hosszúságú, de csak néhány m magas, egyenközű és görbevonalú gerincek *(7.29 ábra)*.



7.28 ábra. Háromosztatú till(it) kialakulási szakaszai BOULTON (1972a,b) és LEEDER (1982) nyomán

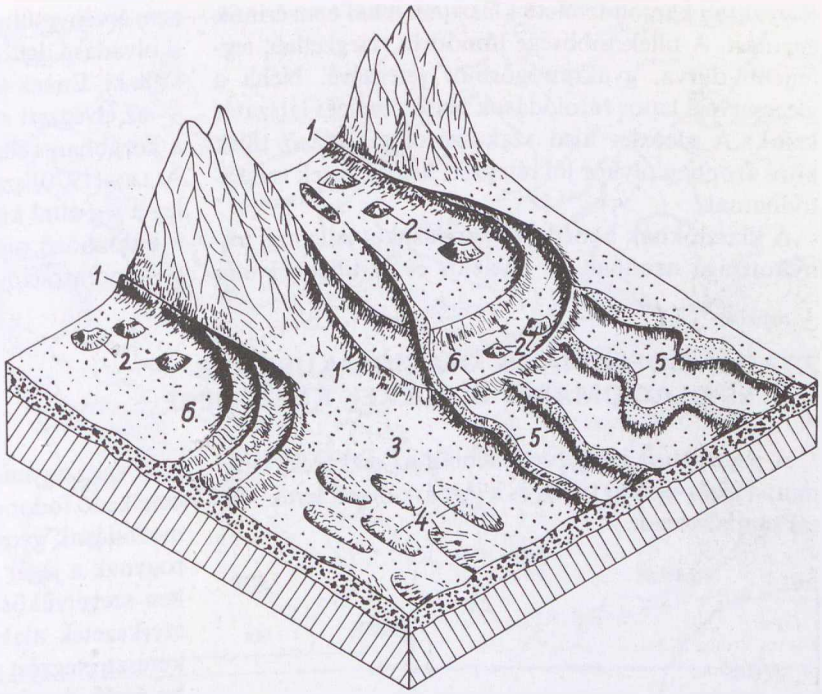
A különböző törmelékek elhelyezkedése egyensúlyban levő *(I)*, leolvadó *(II)* jégár homlokán, s a jég visszahúzódása után *(III)*.

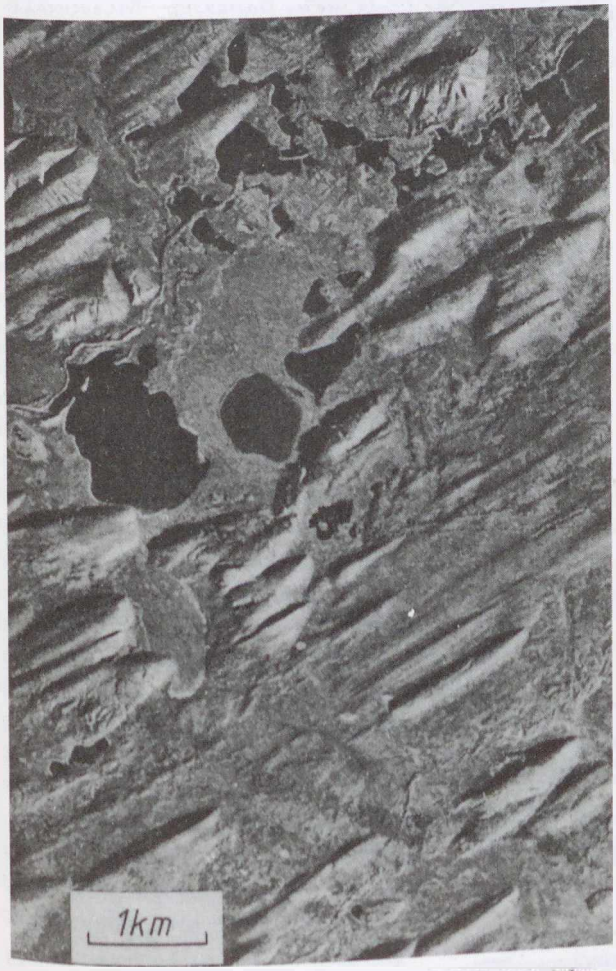
1. Jégár hasadékokkal. — *2.* Felszíni moréna (till öv). — *3.* Leolvadási moréna (ablációs till). — *4.* Belső moréna. — *5.* Fenékmoréna és a jégár mederkőzete.

A till-leplekkel ellentétben a néha 150 m-nél is magasabb, hátrafelé ívelő *végmorénasáncok* (lásd *8.1 ábra*) teljesen az ablációs folyamat termékei. Anyaguk részint a jég, részint az olvadékvizek lerakta, többnyire durva törmelékből áll. A gleccser életének azokat az időszakait képviselik, amelyekben annak előnyomulási és leolvadási tendenciái tartósan kiegyenlítődtek. Gerincük rendesen igen szabálytalan; sokszor csak halmok sorozatának tűnnek. Belső szerkezetük törmelékük eredetétől és felhalmozódási formáitól függően változó. Völgyi gleccserek esetén felszíni és belső hordalékban gazdag *oldal-*, ill. *középmorénák*ban folytatódnak.

7.29 *ábra.* A gleccserüledékek fő típusai. — ALLEN (1970) nyomán, módosítva

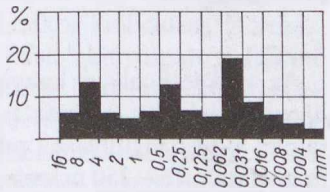
1. Oldalmoréna. — *2.* Kame-ok. — *3.* Till lepel. — *4.* Drumlinek. — *5.* Eszkerek. — *6.* Végmorénák.

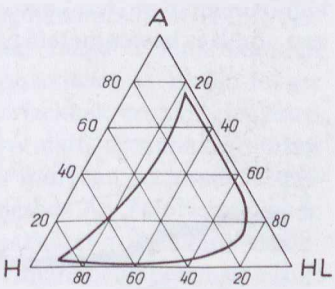




7.30 *ábra.* Drumlinmező, a gerincek közti barázdákkal az Athabasca-tótól D-re Saskatchewan ÉNy-i részén, PREST (1983) nyomán, az Energy, Mines and Resources, Canada engedélyével

A tillek kemény és puha kőzetekből álló szemcséinek nagysága néhány μm-től több m-ig terjed *(7.31 ábra)*. Az ugyancsak rosszul osztályozott iszapáraktól eltérően azonban csak az agyagpalás területről származók tartalmaznak jelentősebb mennyiségű agyagot.





7.31 ábra. Fent: Egy illinoisi pleisztocén fenékmoréna szemcsenagyság-eloszlása (PETTIJOHN 1975)

Lent: Az agyag *(A)*, kőzetliszt *(HL)* és homok *(H)* %-os megoszlása észak-amerikai tillek alapanyagában (< 2mm)

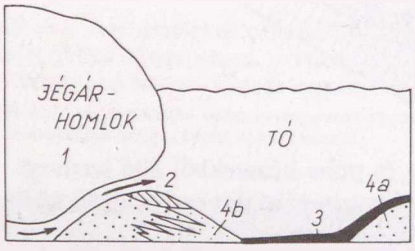
Anyaguk zömét ui. olyan „kőzetdara" alkotja, amelyben még a könnyen málló zöldpalák és a Fe–Mg-tartalmú ásványok is homok és kőzetliszt méretű, üde és szögletes szemcsék alakjában van jelen *(Geschiebelehm)*. A *tillek szövete mindig alapanyagvázú:* gyengén kerekített, csak sarkaikon és éleiken lesimított, fényes

és gyakran karcolt felületű klasztjaik tehát nem érintik egymást. A tillek többsége tömött és rétegzetlen, legfeljebb durva, gyakran görbült rétegzésű. Néha a gleccservégi lapos rátolódások belső rétegzés látszatát keltik. A gleccser alsó szakaszáról származó tillek közé azonban olykor jól rétegzett üledéktestek is iktatódhatnak.

A klasztoknak a medri lerakódásokat jellemző irányítottsága azonban az ablációs és ár-tilleknél már nem érvényesül: ezek szövetét elsősorban a jég nyomási olvadása, lejtő menti mozgása és megtorlódása alakítja ki. Ennek ellenére a tillek szöveti irányítottságát — az elvégzett statisztikus vizsgálatok alapján — ma a korábban véltnél sokkal változatosabbnak tartják. ALLEN (1970) szerint a tillek irányítottsága valószínűleg a jég által kifejtett erőknek, a till jégtartalmának, a különböző méretű szemcsék alakjának, méretének és koncentrációjának a függvénye.

7.72 GLACIOFLUVIÁLIS, GLACIOLAKUSZTRIS ÉS GLACIOMARIN ÜLEDÉKEK KÉPZŐDÉSE

A jégárakhoz legközvetlenebbül az eszkerek, valamint a jégár-előtéri tavak és a jégpárkányok lerakódásai csatlakoznak.

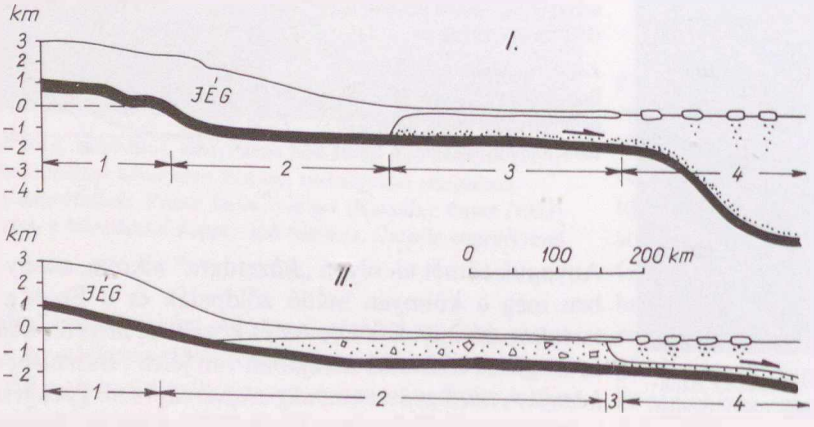


7.32 ábra. Eszkergyöngy keletkezése — BANERJEE—MCDONALD (1975) nyomán

1. A gleccserhomlok alulról fölfelé olvadó része. — *2.* Jég alatti barlang. — *3.* Tavi üledék. — *4.* Eszkergyöngy (*a:* idősebb; *b:* fiatalabb.)

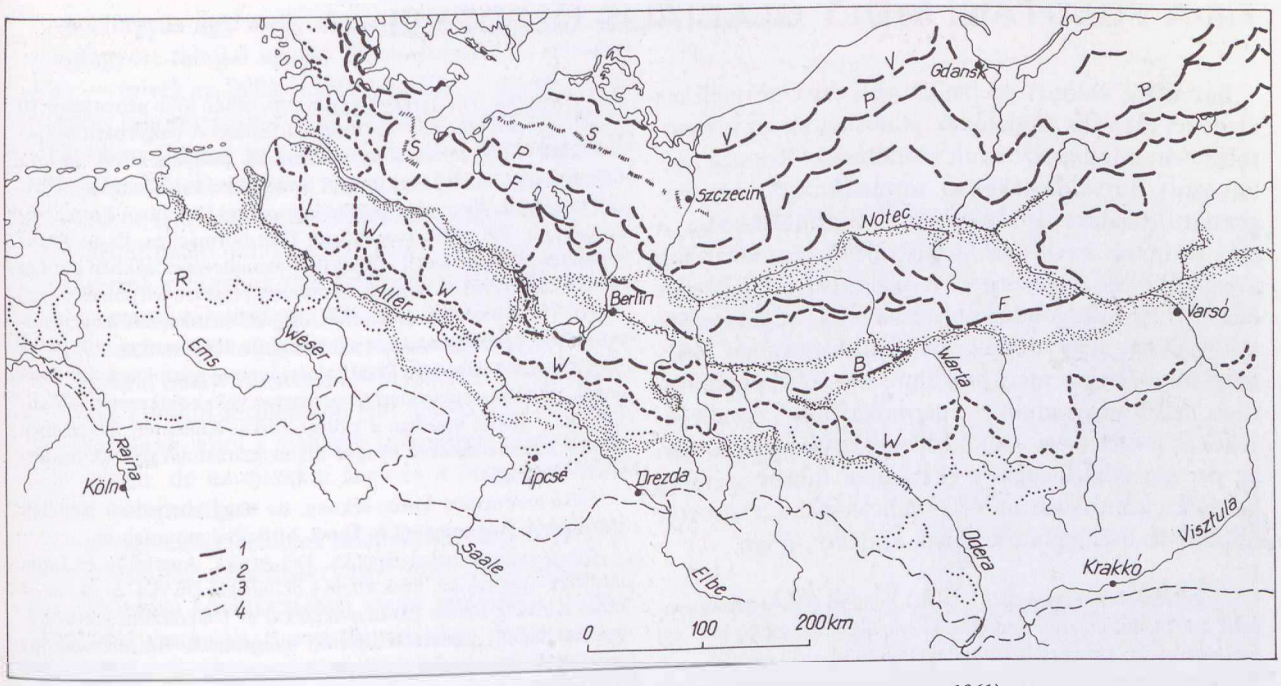
Az *eszkerek* olyan kanyargós üledéktestek *(7.29 ábra)*, amelyeket a jégár felszínén, belsejében vagy talpán mozgó vízfolyások raknak le. Általában 5—50 m magasak, 15—250 m szélesek, 0,5—200 km hosszúak. Ezek a Kanada és Fennoskandia till-mezőin nagy számban található lerakódási alakzatok durván rétegzett, tömb és kavics méretű törmelékből és ferde rétegzésű vagy egyenletesen lemezes kavicsból állanak. Az emelkedő fodor-keresztlemezesség gyakorisága felhalmozódásuk gyorsaságára utal. Ha a jégár felszínéről rogynak a jégár talpára, akkor e mozgás következtében szegélyükön többszörös vetődések és suvadásos szerkezetek alakulnak ki. A nagyobb méretű, delta keresztrétegzést mutató eszkereket jégár alatti tavakba ömlő jég alatti vízfolyások üledékének tartják. — Az *eszkergyöngy (7.32 ábra)* BANERJEE—MCDONALD (1975) szerint a visszahúzódó gleccser homloka előtti tóba ömlő talpi olvadékvíz lelassulása révén keletkezik; ez ui. a jég alulról fölfelé történő leolvadásával párosulva, áramlásirányban finomodó üledéklerakódást eredményez. — Víz alatti vagy utólag víz alá került eszkerek tengeri vagy tavi üledékekkel fogazódnak össze; hullámzás vagy áramlás letarolta tetejükön pedig jól osztályozott és jól kerekített kaviccsal borított *teraszok* alakulhatnak ki.

A jégár homloka előtti *tavat* a nyári olvadékvizek GILBERT-típusú deltái töltik fel, amelyek meredek ferderétegeinek durva üledéke áramlásirányban finomodik. A fagyás és olvadás évszakonkénti ismétlődése — az egymást követő zagyáramlások különbségei következtében — *varvitritmusok* (II. kötet, 17.211. fejezetrész) képződését eredményezheti.



7.33 ábra. Száraz *(I)* és nedves talpú *(II)* gleccserek, CAREY—AHMAD (1960) nyomán

1. Szárazföld. — *2.* Jéggel borított self. — *3.* Szabad self. — *4.* A jéghegyek öve.



7.34 ábra. Ősfolyamvölgyek (pontozva) és végmorénasáncok a Német–Lengyel síkságon (WOLDSTEDT 1961)

1. A würmi glaciális végmorénái: *V* = Velgast stadiális (12 000 éve). — *S* = Stettini stadiális (70 000 éve). — *P* = Pomerániai stadiális (13 500 éve). — *F* = Frankfurti stadiális (15 000 éve). — *B* = Brandenburgi stadiális (21 000 éve).

2–3. A rissi glaciális végmorénái: *L* = Lamstedti stadiális. — *W* = Saale–Warthei stadiális (100 000 éve). — *R* = Rehburgi stadiális.

4. A fennoskandi vándorkövek elterjedésének déli határa.

Jégpárkányok nagy jégtömegek tenger felőli oldalán jönnek létre; itt a jégár elvékonyodik és *jéghegyek* szakadnak le róla *(borjadzás)*. A hordalék lerakását a tengervízzel érintkező jég hőmérsékletének emelkedése idézi elő. A fenékig fagyott, *száraz talpú*, sarki *gleccserek* hordalékának kiolvadása csak az úszó jég parttávoli részén következik be, s innen a jéghegyzóna alá is kiterjed. A mérsékelt hőmérsékletű, *nedves talpú gleccserek* hordalékának kiolvadása viszont már a szárazföldön megkezdődik, s a vízfenékre már attól a ponttól kezdve törmelékeső hull, ahol a jég úszni kezd *(7.33 ábra)*. Az úszó jég szélessége több tíz vagy több száz km-t tehet ki; a jéghegyeket pedig 3000 km távolságra is elsodorják a tengeráramok. A lerakódó üledék a durva talpi és ablációs tillektől, víz alatti till-áraktól a finom szemű iszapig terjed, amelynek párhuzamos rétegzését csak az úszó jégből és jéghegyekből lehulló, kisebb-nagyobb *pottyanókövek* zavarják meg.

A jégár környezetének vízi üledékeit a nyári olvadékvizek *fonatos hordalékkúpjai*, a *sandrok* tartalmazzák. Ezeket a szemcsenagyság áramlásirányú csökkenésén kívül oldal- és övzátonyok jellemzik. Sajátos jelenségeket okoz a törmelékkúp vízfolyásainak befagyása és a törmelékkúpon meg a völgysíkokon eltemetett jégtömegek időszakos kiolvadása. Az ezek helyén támadt mélyedések felé előnyomuló deltákon tulajdonképpen fölfelé durvuló ferderétegeknek kellene kialakulniuk, a kis vízmélység azonban a nagyméretű ferderétegek képződését megakadályozza. — A törmelékkúpok csúcsa közelében egyébként igen gyakoriak a *zsindelyesen elhelyezkedő kavicsok*.

A Német–Lengyel Síkság hatalmas *ősfolyamvölgyeiben* mozgó olvadékvizeket maga a fennoskandiai pleisztocén jégtakaró kényszerítette az Északi-tenger irányába *(7.34 ábra)*. E vizeknek csupán elenyésző része jutott — a jégtakaró alatt, de annak áramlási irányával éppen ellentétes irányban — a mai Keleti-tenger táján levő mélyedésbe. Az ősfolyamvölgyek egymással párhuzamos szakaszai a jégtakaró visszahúzódás közbeni, tartósan állandósult peremeit jelzik. Az ősfolyamvölgyeket felhasználó mai folyók (Elba, Odera stb.) azonban az általános északi térszínlejtésnek megfelelően ismételten áttörik a völgyüket szegélyező végmorénákat, és ez sajátos, derékszögben tört folyóhálózatot eredményez.

7.8 A FÖLDTANI MÚLT GLACIÁLIS ÜLEDÉKEI

Bár idáig számos prepleisztocén durvatörmelékes üledéket glaciális eredetűnek minősítettek, ez a besorolás nem mindig bizonyult időtállónak. Rosszul osztályozott, durva üledékek ui. törmelékárból vagy tengeralatti üledékcsuszamlásból is származhatnak, s még a karcolt kavics- és kőzetfelületek sem kizárólag a jégműködés eredményei. A pleisztocén eljegesedés üledékeivel való gondos összehasonlítás végül is csak a következő négy időszak glacigén üledékeinek származását erősítette meg: prekambrium, késő prekambrium, felső-ordovícium és „permokarbon". Az eljegesedés és a szélességi övek közötti összefüggés alapján az ősi glaciális üledékek elterjedése fontos szerepet játszott a kontinensvándorlás elméletének s a felsorolt időszakok őséghajlati képének kialakításában.

A *prekambriumi* eljegesedés 1,5—1,1 milliárd évvel ezelőtti nyomait a Kanadai Pajzson mutatták ki (pl. a kb. 0,5 millió km²-nyi területet borító Gowganda tillit alakjában).

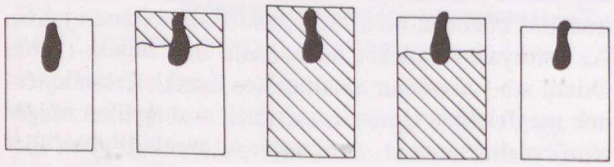
A csaknem minden kontinensről kimutatott *késő-prekambriumi* tillitek az e korbeli eljegesedések egész sorozatának széles elterjedését bizonyítják. Vastagságuk ugyan csak ritkán több néhányszor 10 m-nél, de több száz km²-nyi területet fednek. A tengerparti és tavi eredetűek származását rétegzettségüknek pottyanókövek okozta deformációja, és tavi vagy tengeri üledékekkel való összefogazódásuk bizonyítja. Ilyen pl. a skóciai és írországi Dalradian Formációcsoport kb. 700 millió éves Askaig Tillit Formációja. Ez ui. sztromatolitokban és anhidrit utáni kvarc-pszeudomorfózákban gazdag — tehát sekélyvízi — mészkő- és dolomitrétegekre települ, és 40-nél is több — aleurolittal, dolomittal, meg keresztrétegzett tengeri homokkővel összefogazott — tillitrétegből áll (SPENCER 1971). A sztromatolitok jelenlétén kívül paleomágneses adatok is e tillitösszletnek trópusi—szubtrópusi tengerparton való keletkezését valószínűsítik. — Ezzel szemben a nyugat-afrikai Kimberley körzetében karcolt sziklafelületeken nyugvó tillitek szárazföldi jégárak mederfenéki üledékei.

Felső-ordovíciumi korú, vékony, de nagy elterjedésű tilliteket Brazíliából, Argentínából és Észak-Afrikából mutattak ki.

Újpaleozóos tilliteket Brazília, Dél-Afrika, Ausztrália és India területén ismertek fel. Ezek közül a dél-afrikai Dwyka- és az ausztráliai Kuttung-tillitek bárányszikiákkal és *U*-keresztmetszetű völgyekkel tagolt, jégkarcos aljzaton nyugszanak. Az afrikaiakhoz varvitok és drumlinszerű alakulatok kapcsolódnak. A közép-indiai Talchir kb. 15 m vastagságú vándorkő-rétege lecsiszolt és kitépett kőzetfelszínt borít.

7.9 PERIGLACIÁLIS JELENSÉGEK

Az évi középhőmérséklet még a tulajdonképpeni glaciális területek szomszédságában is messze 0°C alá süllyedhet. Ezeket a hóhatár alatti (szubniválís) vagy jégkörnyéki (periglaciális) területeket a hegyvidékeiket borító törmeléklejtőkön és kőtengereken kívül elsősorban a nagy — helyenként 200 m — mélységig fagyott talajok jellemzik. Bár ez utóbbiak keletkezése más feltételektől (főleg a hó alakjában hulló csapadék kis mennyiségétől) is függ, elterjedésük déli határa az északi félgömbön nagy vonalakban a −2°C-os évi izotermával vonható meg. Ez a vonal a fátlan tundraövezeten kívül a kanadai és szibériai fenyőerdőöv (a *tajga*) nagy részét is körülveszi (6.62. fejezet). E vonalon belül a talajjégnek csak 1—2 dm-nyi legfelső rétege olvad meg a rövid nyár folyamán. Mivel ez az olvadékvíz a talaj mélyebb részébe nem bír beszivárogni, az átázott felső talajréteg lejtős térszínen lassan folyni kezd (*talajfolyás*, *szoliflukció*), magashegységekben pedig törmeléktömegeket ragadhat magával (*iszapgleccser*).



7.35 ábra. Kavics kifagyás következtében bekövetkező felszínre emelkedése (SCHWARZBACH 1974)
Vonalkázva a talajjég.

A periglaciális tájak lapos fekvésű részeit a *szerkezetes talajok* (lásd *2.34 ábra*) gyakorisága jellemzi. Ezeknél a talajban levő durva törmelék a finomabb anyagot hálószemek módjára kapcsolódó — néhány dm, ritkábban több m átmérőjű — sokszögek vagy gyűrűk alakjában veszi körül. A kőgyűrűket a szoliflukció már kis lejtés esetén is eltorzítja, sőt kőcsíkokká alakítja át.

A szerkezetes talajok képződése máig sem teljesen tisztázott. A kőzetdarabok oldalra tolódásának okát egyesek a talaj alsó és felső részének hőmérsékletkülönbsége, ill. a jég és a víz eltérő sűrűsége révén létrejött konvekciós áramlásokban vélik megtalálni. Mások a talaj ismétlődő megfagyásakor fellépő és a kőzetdarabok kifagyását eredményező jégnyomást teszik ezért felelőssé.

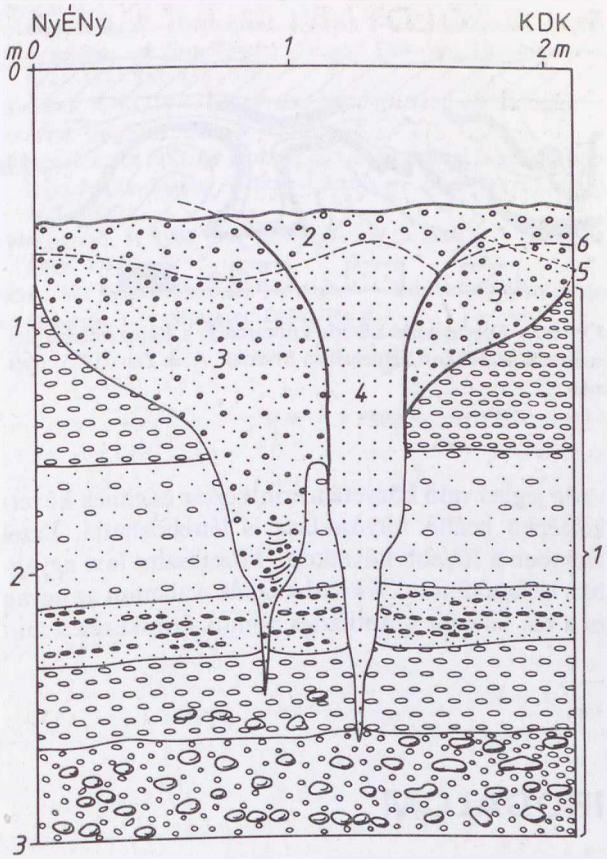
A kifagyás úgy megy végbe, hogy a kőzetdarab a megfagyott talajjal együtt fölemelkedik, de olvadáskor — mivel az felülről lefelé halad — az alsó, még fagyott talajréteg által megtámasztva, a környezeténél lassabban süllyed le *(7.35 ábra)*. A kőgyűrűk pedig úgy képződnek, hogy a kifagyott kőzetdarabokat a fagyáskor feldomborodó helyekről az olvadáskor fellépő szoliflukció oldalra csúsztatja. Útépítési tapasztalat szerint a fagy okozta feldomborodás elsősorban finom szemű talajokban (üledékekben) következik be. Bár a szerkezetes talajok a tartósan fagyott tundrákon gyakoriak, SCHWARZBACH (1974) szerint olyan mérsékeltebb klímájú területeken (pl. Izland D-i részén) is előfordulnak, ahol a mélyebb talajrétegek fagymentesek ugyan, de az éjszakai fagy és a nappali olvadás sűrűn váltakozik.

A periglaciális területek talajfolyása (a *geliszoliflukció*) a talajjég egészének vagy felső rétegének nyári megolvadása következtében vízzel telítődött, s ennélfogva folyóssá vált, durva törmelékben dús tundratalajok 0,5—5 cm/év sebességű, lejtő menti viszkózus mozgása. Megindulásában és fenntartásában, a talaj megfagyásának és kiengedésének ritmikus ismétlődése által okozott toló és csúsztató feszültségek mellett, a nehézségi erő, az olvadékvíz mélybe szivárgását akadályozó kőzet- és talajviszonyok, valamint a domborzati tényezők játszanak szerepet. A törmelékanyag bizonyos fokú osztályozása közben a térszín lassú felületi letarolódását eredményezi.

A mérsékelt övi és trópusi vidékek 5°-nál meredekebb lejtés esetén olykor 30—40 cm/év sebességet is elérő felületi *szoliflukciója* (lásd *4.10 ábra*) a talaj erős időszakos vagy állandó átnedvesedése mellett a humid klímában növekvő agyagásvány-tartalomnak a következménye.

Az 5°-nál kisebb lejtésű talajok és regolitok igen lassú — 0,025—2,5 cm/év sebességű —, de 5—90 cm-es hatómélysége és általános elterjedése folytán mégis jelentős változásokat okozó kúszó mozgása elvileg különbözik a szoliflukciótól. Míg ui. az utóbbi a talaj nedves folyása, a *talajkúszás* a talajszemcsék száraz állapotban történő lejtő menti áthelyeződése. Okai közül a kopár lejtőkre hulló záporcseppek bombázó hatását, a talajszemcséknek a hőmérséklet-változás és kiszáradás okozta térfogatváltozását, a talajjég emelő hatását, az aprózódással képződő törmelék legördülését, a gyökérnyomást és a talajlakó állatok mechanikai tevékenységét említhetjük (BUTZER 1986).

A legalább −15°-os téli középhőmérsékletű területeket jellemző, és szélső esetben 0,5 m szélesség mellett >5 m mélységet is elérő *fagy-* vagy *jégékek* a fentről leszivárgó víz megfagyásakor képződő, eleinte kicsiny, de a folyamat sokszoros ismétlődése folytán évről-



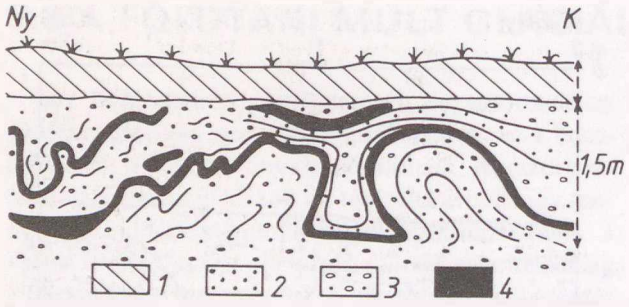
7.36 ábra. Egymást keresztező, futóhomokkal kitöltött fagyékek a pestlőrinci kavicsbányában, KEREKES (1941, ill. 1948) szerint

1. Ópleisztocén rozsdasárga folyami homok. — *2.* Az óholocénba nyúlóan lerakódott pleisztocénvégi futóhomok. — *3.* Idősebb (világosvörös színű, kavicsos–homokos, alul finoman rétegzett, kehely alakú) hasadékkitöltés. — *4.* Fiatalabb (szürke, homokos) hasadékkitöltés. — *5.* Meszes kéreg. — *6.* A humuszképződés alsó határa.

évre növekvő, jéggel telt repedések. Az aktív állapotúak pereme 1 m-nél nagyobb magasságra emelkedhet környezete fölé. A fosszilis fagyékeket az enyhüléskor beszivárgó víz környezetük üledékeivel tölti meg *(7.36 ábra)*.

A periglaciális területek jól rétegzett, homokos–kavicsos–aleuritos folyóvízi üledékeinek zsákos gyüredezettségben megnyilvánuló *krioturbációját (7.37 ábra)* SCHWARZBACH (1974) azokból a feszültségekből származtatja, amelyek a talaj tartósan fagyott mélyebb, ill. nyáron fölengedő, de télen újrafagyó felszíni részei közti talajrétegekben támadnak.

A glaciolakusztrin és glaciofluviális üledékek határának gyüredezettsége azonban sok esetben csak olyan *„terhelési zsákok"* sorozata, amelyeket a nagyobb sűrűségű, durvább szemcséknek a finomabb szemű, és még konszolidálatlan üledékre nehezedése hozott létre. A glaciális till egyenetlen felszínére települt kőzetlisztes homok kaotikus gyüredezettségét annak az ol-



7.37 ábra. Fagynyomás keltette krioturbáció a Rajna középső teraszának negyedkori üledékeiben STEEGER, A. *in* ZEIL (1975) nyomán

1. Lösz. — *2.* Homok. — *3.* Kavics. — *4.* Agyag.

vadó jéggel való közvetlen érintkezése és ennek következtében beálló folyósodása is létrehozhatja. Ezzel szemben a följebb következő, kőzetlisztes tavi agyagban látható finom *cikk-cakk redők*, valamint az agyag és a reá települt kőzetlisztes homok érintkezésén mutatkozó apró *vetőcskék* már korai diagenetikus deformációból eredhetnek. — Másutt a nagy (1—30 m amplitúdót is elérő) terhelési redők „szinklinális"-ainak ferderétegzésű homokjában látható cikk-cakk redőknek a terhelési szerkezetekkel való egykorúsága valószínűsíthető, az üledéket harántoló vetők és repedések viszont korai diagenatikusak lehetnek. — Ha pedig a kétféle üledék határán látható terhelési redők — lejtő menti vonszolódásuk következtében — egy irányban fekszenek el, akkor a finom üledék cikk-cakk redőcskéinek alakja is aszerint válik térdráncszerűvé vagy kaotikusan elfekvővé, hogy réteglemezei közül a homokosabbak vagy az agyagosabbak rendelkeznek-e nagyobb vastagsággal (BRODZIKOWSKI—CEGŁA 1981).

Az előnyomuló jégárak és jégtakarók nyomása által az előtér korábban lerakott glaciofluviális és glaciolakusztris üledékeiben létrehozott pikkelyeződések viszont — a fagyhatás eddig felsorolt jelenségeivel szemben — már a *glaciális tektonika* körébe tartoznak.

IRODALOM

ALLEN, J. R. L. 1970: *Physical Processes of Sedimentation.* — London: Allen & Unwin, 248 p.

BANERJEE, I.—MCDONALD, B. C. 1975: Nature of esker sedimentation. — *In:* JOPLING, A. V.—MCDONALD. B. C. (eds): *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. — SEPM Spec. Publ.*, **23**, 132—154.

BOULTON, G. S. 1968: Flow tills and related deposits on some West Spitzbergen glaciers. — *J. Glaciol.*, **7**, 391—412.

BOULTON, G. S. 1972a: The role of thermal regime in glacial sedimentation. — *Spec. Publ. Inst. Brit. Geogr.*, **4**, 1—19.

BOULTON, G. S. 1972b: Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, **128**, 361—393.

BRODZIKOWSKI, K.—CEGŁA, J. 1981: Kink folding in unconsolidated Quaternary sediments. — *Annal. Soc. Geol. Poloniae*, **51**, 1/2, 63—82, Kraków.

BUTZER, K. W. 1986: *A földfelszín formakincse.* — Budapest: Gondolat, 520 p.

CAREY, L. W.—AHMAD, N. 1960: Glacial marine sedimentation. — *In:* RAOSCH, G. O. (ed.): *Geology of the Arctic.* **2.** — Toronto: Univ. Toronto Press, 865—894.

CATT, J. A. 1978: Glacigene sediments. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 360—364.

COLLINSON, J. D.—THOMPSON, D. B. 1982: *Sedimentary Structures.* — London: Allen & Unwin, 194 p.

CONOLLY, J. R. 1978: Glacial marine sediments. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 355—357.

DEMEK, J. 1983: Fosszilis periglaciális jelenségek Csehszlovákiában és értékelésük az őséghajlat szempontjából. — *Földr. Közlem.*, **31**, 3—4, 262—265.

DERBYSHIRE, E.—GREGORY, K. J.—HAILS, J. R. 1979: *Geomorphological Processes.* — London: Buttervorths, 186—283.

DREIMANIS, A. 1978: Till and tillite. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 805—810.

DREIMANIS, A. 1979: The problem of waterlain tills. *In:* SCHLUCHTER, C. (ed.): *Moraines and Warves.* — Rotterdam: Balkema, 167—178.

EDWARDS, M. B. 1978: Glacial environments. — *In:* READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies.* — Oxford, etc.: Blackwell, 416—438.

EMBLETON, C. 1980: Glacial processes. — *In:* EMBLETON, C.—THORNES, J. (eds): *Process in Geomorphology.* — London: E. Arnold, 272—306.

FILLON, R. H.—WILLIAMS, D. F. 1983: Glacial evolution of the Plio-Pleistocene: role of continental and Arctic ocean ice sheets. — *Palaeogeogr., -climatol., -ecology*, **42**, 1/2, 7—34.

KERKES J. 1939: A pestszentlőrinci fosszilis tundraképződmények. — *Földt. Közl.*, **69**, 131—139.

KERKES J. 1941: *Hazánk periglaciális képződményei.* — MÁFI Beszámolók, **3**, 4, 97—142.

KERKES, J. 1948: *Die periglazialen Bildungen Ungarns.* — MÁFI Évk., **38**, 278—346.

LEEDER, M. R. 1982: *Sedimentology. Process and Product.* — Boston-Sydney: Allen & Unwin, 161—167.

MARCINEK, J. 1984: *Gletscher der Erde.* — Leipzig, 215 p.

MATTHEWS, S. W. 1987: Ice on the World. — *National Geographic*, **171**, 1, 78—103.

MEIER, M. F. 1960: Mode of flow of Saskatchewan Glacier, Alberta, Canada. — *USGS Prof. Paper*, **351**.

NILSSON, T. 1938: *The Pleistocene.* — Dordrecht-Boston-London: D. Reidel Publ. Co., 651 p.

ORAMBELLI, G.—PORTER, S. C. 1982: Late Holocene fluctuations of Bremba Glacier. — *Geogr. Fis. Dinam. Quatern. Torino*, **5**, 14—37.

PREST, V. K. 1983: Canada's heritage of glacial features. — *Geol. Surv. Canada, Miscellaneous Rept.*, **28.** 119 p.

RAYMOND, C. F. 1971: Flow in a transverse section of Athabasca glacier, Alberta, Canada. — *J. Glaciol.*, **10**, 55—84.

SCHWARZBACH, M. 1974: Geologische Tätigkeit des Eises und die Periglazialgebiete. — *In:* BRINKMANN, R. (ed.): *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. I.* (2. Aufl.) — Stuttgart: Enke, 217—260.

SHARP, R. F. 1960: *Glaciers.* — Eugene, Oreg.: Oregon Univ. Press, 78 p.

SLATT, R. M. 1978: Glacial gravels. — Glacial sands. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 353—355; 357—360.

SPENCER, A. M. 1971: Late Precambrian glaciation in Scotland. — *Mem. Geol. Soc. London*, **6.**

VINCENT, J. -S. 1983: La géologie du Quaternaire et la géomorphologie de l'Ile Banks, Arctique Canada. — *Géol. Surv. Canada, Mém.*, **405.**

WOLDSTEDT, P. 1961: *Das Eiszeitalter. I.* (3. Aufl.). — Stuttgart: Enke, 374 p.

ZEIL, W. 1975: *Allgemeine Geologie.* — Brinkmanns Abriß der Geologie. I. — Stuttgart: Enke, 246 p.

8. A KONTINENTÁLIS ÁLLÓVIZEK ÜLEDÉKTANI SZEREPE

BALOGH KÁLMÁN

8.1 FOGALOM ÉS JELENTŐSÉG

A tavak a szárazulatoknak az óceánnal közvetlen kapcsolatban nem álló, átfolyással rendelkező vagy lefolyástalan mélyedései, amelyekben a talajvíztükör a kőzetfelszín fölé emelkedik, s amelyek jó része átmenetileg feltartóztatja a tenger felé igyekvő, felszíni vagy felszín alatti, időszakos vagy állandó vízáramokat. A fákkal, náddal és más lágyszárú növényekkel benőtt mocsaraktól és lápoktól lényegileg csak szabad víztükrük nagysága révén különböznek. Körvonaluk, kiterjedésük és mélységük elsősorban

— a tómedencét létrehozó endo- és exogén erőhatás intenzitásának, időtartamának és fajtájának,

— az adott éghajlaton lehetséges vízháztartásnak (tehát a párolgás, belső elszivárgás és felszíni lecsapolódás okozta vízveszteség, ill. a felszíni vízfolyásokból, a csapadékból, a felszíni és víz alatti forrásokból származó víznyereség arányának), végül

— a bennük lerakódó törmelékes, kémiai és biogén üledék tömegének, felhalmozódási sebességének s a szárazföldi növénytakaró feléjük irányuló előnyomulásának

a függvénye. Ebből következően élettörténete, üledékképződése és élővilága szempontjából tulajdonképpen minden egyes tó sajátos, egyedi jelenség.

A tavat a tengertől nemcsak jóval kisebb kiterjedése és mélysége, hanem viszonylag rövid élettartama s a környező szárazulat domborzatától és felépítésétől, valamint a klímától való erős függése különbözteti meg. A tavak keletkezését, életjelenségeit, üledékképződését és megszűnését a tengerekénél sokkal nagyobb változatosság jellemzi. A legtöbb tó vizét felszíni vízfolyások is táplálják; a nedves éghajlaton levőknek állandó vagy időszakos túlfolyásuk is van. Száraz vidékeken különösen az alluviális törmelékkúpokból eredő felszíni vagy víz alatti forrásoknak van nagy szerepük a tó vizének utánpótlásában. Ezek elapadásával azonban a tó kiszárad. A tavi (lakusztris) és a folyóvízi (alluviális) üledékek képződése tehát szorosan összekapcsolódik.

A tavak üledékképződését elszigeteltségük sajátos vonásokkal ruházza fel. Létezésük időtartama általában nemcsak földtani, hanem gyakran emberi mértékkel mérve is igen korlátozott. Mélységük csökkenésével, területük zsugorodásával, mind geomorfológiai, mind biológiai értelemben „elöregedve", fokozatosan lápokká, mocsarakká vagy növénytakaró nélküli pusztaságokká alakulnak át. Életüket a feltöltődés

8.1. táblázat. Néhány beltenger és tó adatai

Név	Terület (km^2)	Mélység (m)	Magasság (tszf. m)	Vízmennyiség (km^3)	Eredet
Kaszpi-tenger	423 700	946	−26		Belt.
Fekete-tenger	412 000	2245			Belt.
Felső-tó	82 382	308	184	13 000	Glac.
Viktória-tó	68 800	79	1133		Tekt.
Aral-tó	63 800	68	54		Belt.
Huron-tó	59 573	215	176		Glac.
Michigan-tó	57 994	266	178		Glac.
Tanganyika-tó	32 080	1435	780	19 000	Tekt.
Bajkál-tó	31 500	1741	462	22 000	Tekt.
Nagy Medve-tó	31 068				Glac.
Nagy Rabszolga-tó	28 919				Glac.
Nyassza-tó	28 480	786	480		Tekt.
Erie-tó	25 735				Glac.
Winnipeg-tó	24 331				Glac.
Ontario-tó	19 521				Glac.
Ladoga-tó	18 180	233	5		Glac.
Balhas-tó	17 300	26,5			Tekt.
Onyega-tó	9 549				Glac.
Titicaca-tó	6 900	272	3812		Tekt.
Great Salt Lake	4 400–6 100	16	1283		Arid
Toba-tó (Szumátra)	1 130	500	906		Vulk.
Holt-tenger	980	399	−394		Tekt.
Balaton	598	11[1]	106	2	Tekt.
Genfi-tó	582	310	372		Glac.
Boden-tó	539	252	395		Glac.
Fertő tó	300[2]	2[3]			Deflációs
Velencei-tó	~27				Tekt.
Szent Anna-tó	<1				Vulk.

Arid: sóstó. — *Belt.:* beltenger. — *Glac.:* glaciális. — *Tekt.:* tektonikus. — *Vulk.:* krátertó.

[1] Az átlagos mélység 3,5 m. — [2] A szabad vízfelület 174 km^2. — [3] Az átlagos mélység 1951-ben 1,31 m.

nyomán elszaporodó, vízfenéken gyökeredző növények megtelepedése segít lerövidíteni. Végül csak ún. „tökéletes síkságok" maradnak utánuk.

A jelenkoriak közül a legrégibbnek tartott Bajkál-tó csupán a miocén eleje (kb. 20 millió év) óta létezik; a Paratethys maradványának tekintett Kaszpi-tó csak 5 millió éve fűződött le. Több mint 1 km vastagságú üledékeinek tanúsága szerint az először a felsőmiocénben elszigetelődött Fekete-tengert csupán a Földközi-tenger felé ismételten megnyílt összeköttetései óvták meg attól, hogy kiszáradó vizű sóstóvá váljék. De a Tanganyika- és az Ohridi-tó is csak a pliocénben kezdett kialakulni (Horie 1978; Hsü—Kelts 1978).

A jelenkori tavak összterülete a szárazulatokénak kb. 1,8%-a. Keletkezési körülményeiknek megfelelően tszf.-i elhelyezkedésük, kiterjedésük és mélységük tág határok között mozog *(8.1 táblázat)*. Átlagos mélységüket 200 m-re becsülik. Java részük édesvizű; ezek össz-sótartalma < 5000 ppm. Csak a beltengerek (az egykori tengerek lefűződött maradványai) és a száraz éghajlatú, lefolyástalan medencék tavai sósvizűek. Az édesvizű tavak víztömege a hidroszféra 3,03 milliárd m^3-nyi teljes víztömegének 0,009%-át, a sóstavaké pedig 0,0075%-át teszi ki. A világ tavaiban tárolt kb. 500 000 km^3-nyi vízmennyiség ¼-ét (125 000 km^3-t) mintegy 40 tó tartalmazza. A tavi víztömegek 70%-a Észak-Amerika, Afrika és Ázsia területére esik, a maradék kis tavakban szóródik szét az egész világon. A finnországi tavak száma 50 000 felett van; Alaszkában pedig 3 milliónál is több, 8 hektárnál nagyobb tavat tartanak számon.

A természeti erőforrások igénybevételének rohamos fokozódásával a tavak jelentősége egyre növekszik. Mint természetes derítőmedencék, édesvíztározók és páratartalom-szabályozók, nagymértékben elősegítik környezetük természeti viszonyainak fenntartását; lényeges elemei a folyószabályozásnak és vízi utak létesítésének, amellett öntözésre, haltenyésztésre, ivó- és ipari vízellátásra, üdülőhelyek létesítésére és — megfelelő szintkülönbség léte vagy létrehozása esetén — olcsó energiatermelésre is felhasználhatók. Ezért mind a természetes, mind a mesterséges tavak a modern vízgazdálkodás fontos, de a mezőgazdasági és ipari szennyezések iránt érzékeny elemeivé váltak.

Nagy azonban a tavak *üledéktani jelentősége* is. Mai és fosszilis képviselőik tanulmányozása számos olyan üledékképződési jelenségnek (pl. a delták épülésének, a hullámzás és áramlás mechanizmusának, a zagyárak létrejöttének és működésének, az evaporit- és kőszénképződésnek) a megértését könnyíti meg, amelyek a tenger birodalmában csak lényegesen költségesebb, és csak kevesek számára hozzáférhető technikai felkészültséggel követhetők nyomon. A tavak vizének vegyi összetétele, élővilágu k és üledékeik hű tükrei a klímaváltozásoknak. Lerakódásaik közül különösen az *evaporitok* (II. kötet, 25.3. fejezet), a Gondvána-föld kőszenei (III. kötet, 31.143. fejezetrész), az *olajpalák* (III. kötet, 31.24. fejezet), bizonyos tavak mangánércei (III. kötet, 28.62. fejezet) és *diatomapalái* (III. kötet, 26.91. fejezet) gazdasági értékűek. A folyóvizek és tavak átmeneti üledékeiből epigenetikus uránércek ismeretesek.

8.2 A TÓKÉPZŐDÉS MÓDJA

Hutchinson (1957) ennek 76-féle változatát különböztette meg. Többségük tengerparti és alluviális síkságokon, peri- és posztglaciális térszíneken, folyódelták szárnyain, karsztvidékeken, vulkáni területeken alakult ki. Létrejöttüket elgátolódás, helyi erózió és (vagy) oldódás, süllyedő medencékben pedig az üledékbeáramlás időleges mérséklődése vagy szünetelése okozta.

a) A hűvös és mérsékelt klímaöv *glaciális tavai* közül azok, amelyek a belföldi jégtakarók kivéső tevékenysége révén képződtek, gyakran — pl. Finnországban — idős aljzatuk kőzettani felépítésének és szerkezetének irányait követik. A völgyi gleccserek végmorénasáncok által felduzzasztott olvadékvizei hosszú völgyszakaszokat kitöltő tavakat formálnak *(8.1 ábra)*, amelyek mélységét olykor a hegység kiemelkedéséhez kapcsolódó törési síkok is növelik. Az alapmorénába ágyazott jégtömbök elolvadásával képződött kis tavak a völgy mentén gyöngyszemek módjára sorakoznak. Az északeurópai és észak-amerikai pleisztocén jégtakaró homloka előtti tavak egy része viszont úgy keletkezett, hogy az olvadékvizeket elvezető vízfolyásokat a jégnyomás által kipréselt törmelék felduzzasztotta.

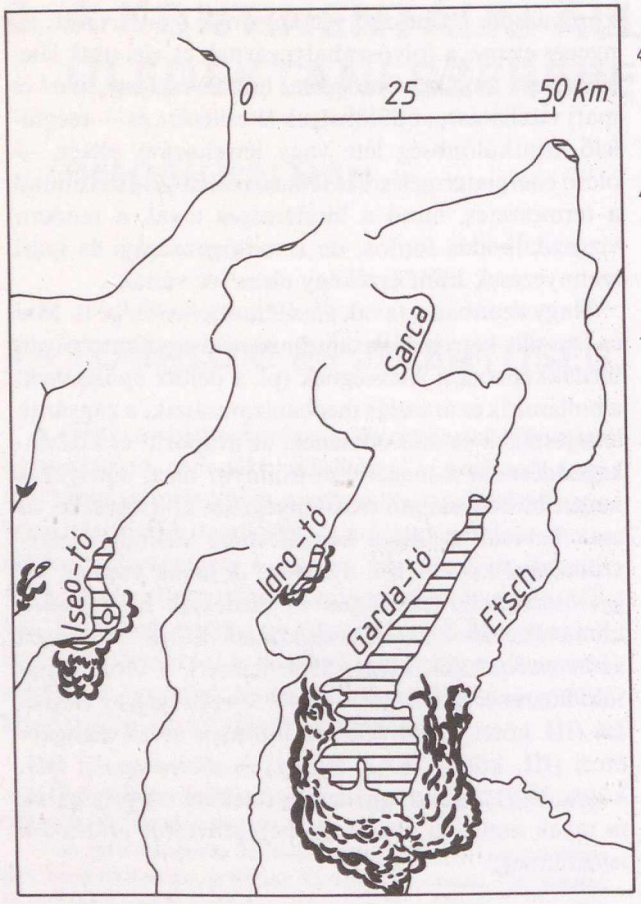
b) Tó keletkezhet sziklaomlás törmeléke, a mellékvölgynek a fővölgybe rakott törmelékkúpja és mésztufagátja mögött, vagy a fővölgy teraszának felkavicsolódása által elrekesztett mellékvölgyben.

c) Kicsiny és rövid életű *ártéri tavak* (morotvák) képződnek közép- és alsószakasz jellegű folyóknak az oldalas erózió, ill. törmeléklerakás miatt elhagyott medreiben.

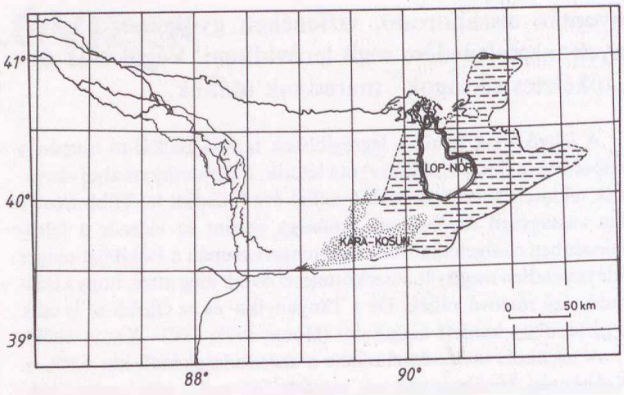
*d) A karsztvidéki tavak*at (pl. Aggteleki-tó, Veres-tó) töbrök, víznyelők, poljék vízvezető járatainak eltömődése, a sókarsztok tavait pedig a (fedett) sótest anyagának kioldódásával támadt földalatti üregek beomlása hozza létre (pl. a szovátai Medve-tó Erdélyben: Balogh 1946).

e) Az arid medencék részint tektonikus, részint deflációs eredetű *sóstavait* a párolgásnak a hozzáfolyással szembeni fölénye s a teljes vagy időszakos lefolyástalanság jellemzi (Kaszpi-tó, Aral-tó, Balhas-tó). Egy részük a felületéhez mérten igen sekély; mélységük és körvonaluk gyorsan változik (Eyre-tó, Ausztrália: *8.2 ábra*; Lop-nór, Kína: *8.3 ábra*). Vizük gyakran erősen sós: a Holt-tenger sótartalma 29%, az Assal-tóé 32%. A glaciális szakaszoknak megfelelő pluviálisok idején, amikor a mérsékelt égövnek az egyenlítő felé való eltolódása miatt a mainál lényegesen több csapadékot kaptak, e tavak többsége sokkal nagyobb és mélyebb volt, mint ma; java részük pedig azóta el is tűnt.

f) A *vulkáni tavak* vagy kialudt kráterekben (Szt. Anna-tó a Hargitában; a Crater Lake Oregonban; a „Maar"-ok az Eifel-hegységben) és kalderákban (a Toba-tó Szumátrán), vagy lávafolyásoktól és laharoktól elgátolt völgyekben, vagy vulkáni utóműködés

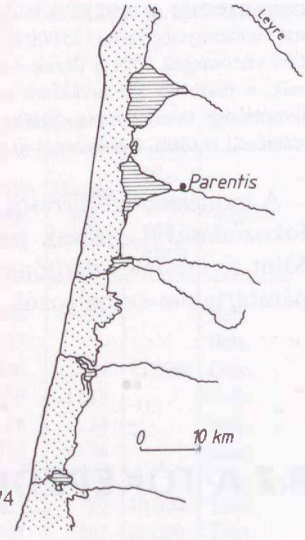


8.1 ábra. Végmorénasáncok által felduzzasztott tavak a Déli-Alpokban

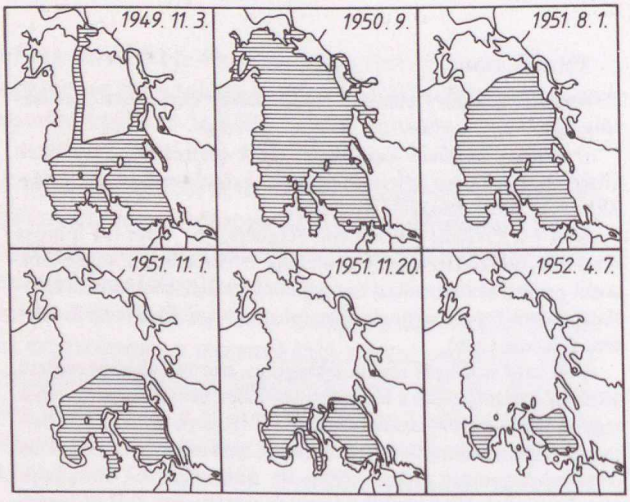


8.3 ábra. A Lop-nór mai és (vízszintes vonalkákkal jelölt) egykori kiterjedése HÖRNER, N. G. (1933) *in* SCHWARZBACH (1974) szerint

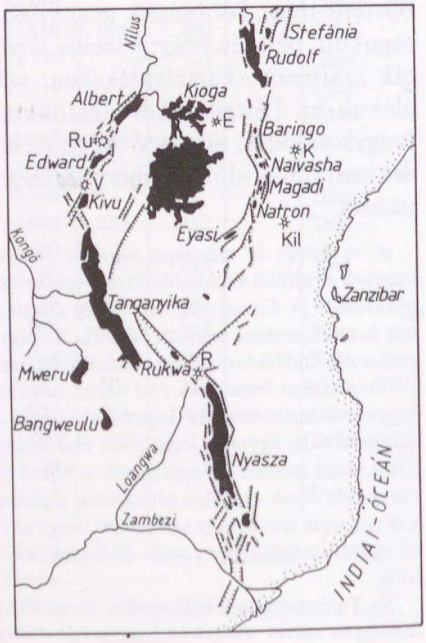
A tó i. sz. 300. és 1921. közötti — a Kara-Kosun területére eső — helyzetét pontozás jelöli.



8.4 ábra. A Vizcayai-öböl szegélyének parti dűnék által felduzzasztott tavai (SCHWARZBACH 1974 nyomán)



8.2 ábra. Az ausztráliai Eyre-tó kiterjedésének változásai 1949–1952 között, BONYTHON—MASON (1953) nyomán



8.5 ábra. A kelet-afrikai árokrendszer tavai

Vulkánok: *E* = Elgon. — *K* = Kenya. — *Kil* = Kilimandzsáró. — *R* = Rungwe. — *Ru* = Ruwenzori. — *V* = Virunga.

eredményeként jönnek létre. Hasonló körvonalúak, de az előbbieknél jóval ritkábbak a *meteoritkráterek*et kitöltő tavak (JANKOWSKI 1981).

g) Az épülő *tengerpartok tavai* a tenger, a beömlő folyók vagy a szél által emelt partmenti homokgátak által elzárt folyótorkolatok, öblök és lagúnák *(8.4 ábra)*.

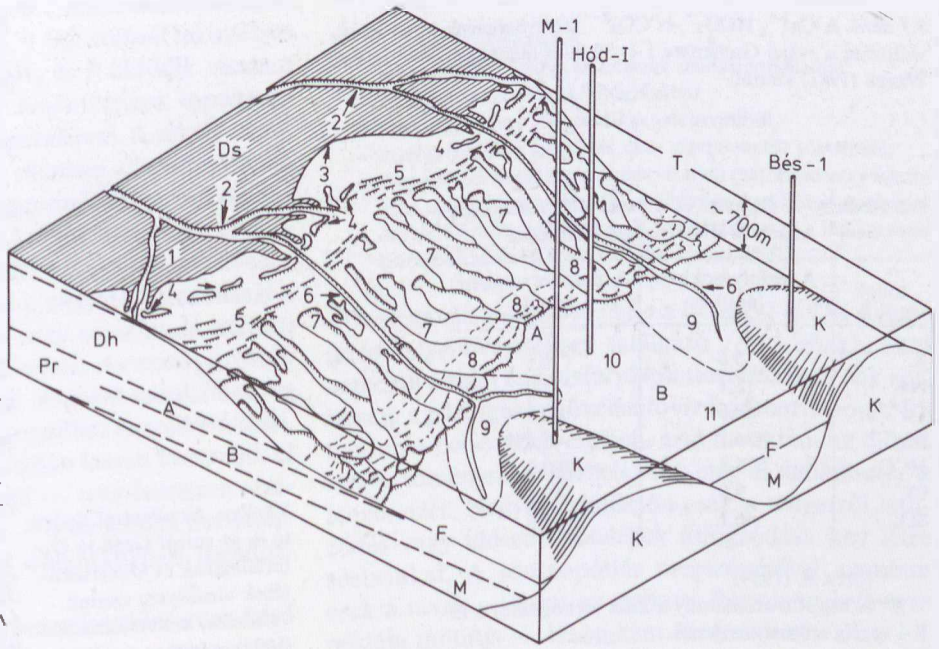
h) A *tektonikus eredetű tavak* háromfélék: (1) a kontinensek riftes árokrendszereiben vagy horizontális eltolódásai mentén kialakult, a jövendő óceánok előhírnökeiként felfogható, gyors és 2—5 km vastag üledéklerakódással jellemzett tavak [pl. a kelet-afrikai nagy tavak *(8.5 ábra)*, a Bajkál-tó, a Holt-tenger]; (2) egykori tengerek tektonikusan lefűzött maradványai (Kaszpi-tó, Aral-tó, sőt a Fekete-tenger is); (3) ősi pajzsok lassú süllyedéssel képződött tavai (Csád-tó, Eyre-tó), amelyek viszonylag kisméretű törmelékfelhalmozódás és hosszú élettartam mellett partvonaluk több száz km-es ingadozásával tűnnek ki.

8.3 A TAVI ÜLEDÉKKÉPZŐDÉS FIZIKAI ÉS KÉMIAI FELTÉTELEI

A tavi üledék jellegét a tómedencébe jutó törmeléknek a környezet ásvány–kőzettani felépítésétől és domborzati energiájától függő mennyisége, a víz kémiai összetétele, hőmérséklete, mozgása, továbbá az éghajlattól függő partvonal-ingadozás mértéke szabja meg. A víz összetételét a tápterület geokémiai alkatán, mállási folyamatain s az ott esetleg zajló vulkáni működésen kívül főleg a tó vízháztartása s a vízben oldódó, ill. belőle kicsapódó anyagok részaránya szabályozza. A lefolyástalan sóstavak partvonalai a vízszint-ingadozás folytán éghajlatváltozás esetén gyorsan vándorolnak. A csapadékos éghajlatú kanadai nagy tavak víztükrét lefolyásuk viszonylagos egyensúlyban tartja. A Maracaibói- és az Assal-tó vízszintje ellenben a tengervíz föld alatti átszivárgása következtében a tengerszint változásait követi.

Az üledékképződés szempontjából leglényegesebb tényező a beszállított kavics, homok, pélit, továbbá az oldott anyag mennyisége és részaránya, valamint annak a tó áramlásrendszerétől, vízháztartásának pozitív vagy negatív jellegétől függő eloszlása. Ezek bármelyike döntően befolyásolhatja a tó további sorsát. A sok karbonát mésziszapos, a Si-túlsúly diatomitos, a sok C, N és P szapropélites, valamely sóképző elem túlsúlya evaporitos (szódás, glaubersós, nitrátos, boráts, timsós stb.), a gazdag növényvilágot éltető éghajlat viszont tőzeges üledékképződést eredményez.

Függ azonban az üledékképződés a tófenék mélységétől és domborzatától is. A sekély tavak kiszáradása a terrigén üledék oxidációs színeződését, a karbonátok és evaporitok újraoldódását, a szerves anyag lebomlását eredményezi. A mélyebb tavak partvidékén delták nyomulnak előre, belsejükben élet nélküli víz- és üledékréteg alakul ki, a meredek partokon abráziós színlők és üledékek, a víz alatti lejtőkön pedig iszapcsúszások és zagyárak keletkeznek *(8.6 ábra)*.



8.6 ábra. A Pannon-beltenger általános ülepedési rendszerének modellje BÉRCZI I. szerint

1. Előnyomuló delta. — *2.* Vízfolyás. — *3.* A tó partvonala. — *4.* Torkolati zátony. — *5.* Víz alatti suvadások. — *6.* A folyómeder víz alatti folytatása. — *7.* A víz alatti iszapárak medrei. — *8.* A víz alatti iszapárak kúpjos homloka. — *9.* Víz alatti homokos hordalékkúp. — *10.* Proximális turbiditek. — *11.* Disztális turbiditek.

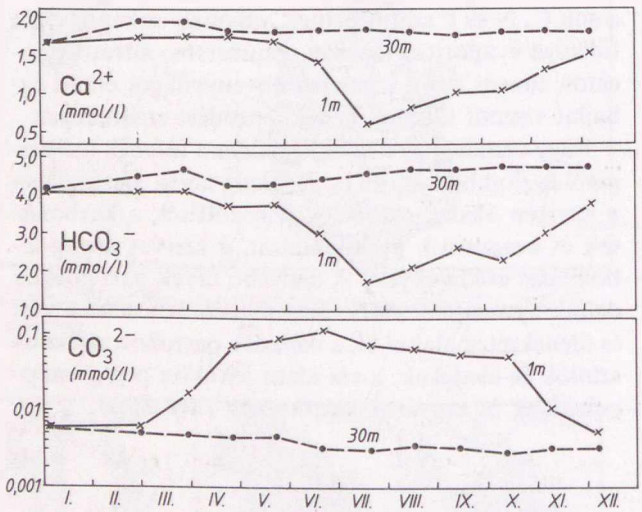
Ds = Deltasíkság. — *Dh* = Deltahomlok fácies. — *Pr* = Prodelta fácies. — *A* és *B* = A prodelta alfáciesei. — *M* = Mélyvízi márgás üledékek. — *F* = A beltenger feneke. — *T* = A beltenger víztükre. — *K* = A fekükőzet kiemelkedése.

8.31 A TAVAK VIZÉNEK VEGYI ÖSSZETÉTELE

Környezetük lepusztulási termékeinek különbözősége folytán a tavak vizének vegyi összetétele igen sokféle. Míg a folyóvizek 100—150 s a Felső-tó 75 mg/l sót tartalmaznak, a utahi Nagy Sóstóban literenként 200 000 mg só van oldva. Ennek ellenére a fő alkotórészek többnyire azonosak. A fő kationok csökkenő sorrendje: Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, a fő anionoké: HCO_3^-, CO_3^{2-}, SO_4^{2-}, Cl^-. Ezenkívül foszfátok, nitrátok, nitritek, szilikátok, néha Hg, Mn, Cu, Pb és különféle nyomelemek lehetnek jelen. Az oldott ionok koncentrációja azonban a mérsékelt öv átfolyással rendelkező, édesvizű tavaiban rendesen kicsiny *(8.7 ábra; 8.2 táblázat)*.

Nagyon fontos a fotoszintézisből származó vagy a levegő/víz határon elnyelődő, a szerves bomlás következtében azonban a mélység felé általában csökkenő *oxigén* mennyisége. Az élővilág fennmaradása szempontjából nélkülözhetetlen tápanyagok (C, N, P, K, Si, Mn, Fe) feldúsulása a plankton (diatomák, kékeszöld és zöld algák) elburjánzása (a víz „virágzása") révén megemeli a tó szervesanyag-termelését. A bomló szerves törmeléknek a tó vizén való áthaladása és a tófenéken való felhalmozódása viszont fölemészti a mélyebb vízrétegek oldott O_2-tartalmát. Ezért a tápanyagban gazdag, nagy szerves produktivitású, kevéssé átlátszó vizű *eutróf tavak* anoxikus fenékvizei mindig reduktív jellegűek. A tápanyagban és planktonban szegény, kevés szerves anyagot termelő, átlátszó vizű, *oligotróf tavak*nak ellenben az egész vízoszlopa O_2-tartalmú marad *(8.8 ábra)*.

Az oxigén felszíni elnyelődése a hőmérséklettől függ *(8.9 ábra)*. A hideg víz ui. lényegesen több O_2-t képes befogadni, mivel a hőmérséklet süllyedése közben a vízben oldott O_2 parciális nyomása csökken. Ezért a mérsékelt övi tavak a víz *őszi* lehűlésekor — midőn a felszíni és a mélységi víz közötti hőmérséklet-különbség kiegyenlítődése folytán a gázcsere lehetősége átmenetileg megnövekszik, és azt a víznek a viharok okozta felkavarodása is erősíti — oxigénnel töltődnek fel. *Nyáron* azonban a tavak O_2-koncentrációja annak ellenére csökken, hogy felszíni vizük O_2-re többékevésbé telített, sőt túltelített lesz. A felszín alatti



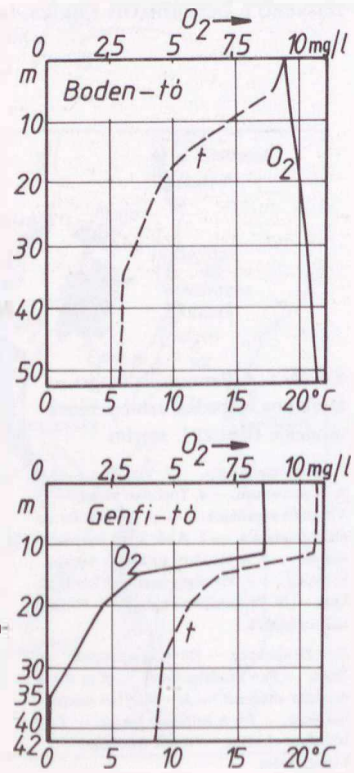
8.7 ábra. A Ca^{2+}, HCO_3^- és CO_3^{2-} mennyiségének havonkénti változása a svájci Greifensee 1 és 30 m-es mélységeiben 1976-ban, WEBER (1981) szerint

8.2. táblázat. A Balaton és a beleömlő vízfolyások vizének átlagos vegyi összetétele*

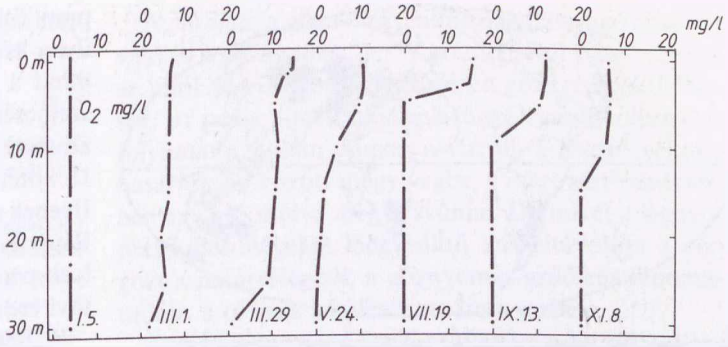
Ionok	A vízfolyásokban (mg/l)	A Balaton vizében (mg/l)
K^+	5,6	6,1
Na^+	18,1	27,0
Ca^{++}	80,6	32,0**
Mg^{++}	36,1	47,8**
HCO_3^-	336,8	280,0
Cl^-	9,0	12,0
SO_4^{--}	46,1	55,0

* ENTZ B. (1959).

** A Mg : Ca atomarány a Zala torkolatától a tó K-i végéig erősen növekszik.



8.8 ábra. Az oligotróf Boden-tó és az eutróf Genfi-tó O_2-tartalmának és hőmérsékletének vízmélység szerinti változása, SCHWARZBACH (1974) nyomán



8.9 ábra. A Greifeni-tó vizének O_2-tartalma 1976. különböző hónapjaiban WEBER (1981) szerint

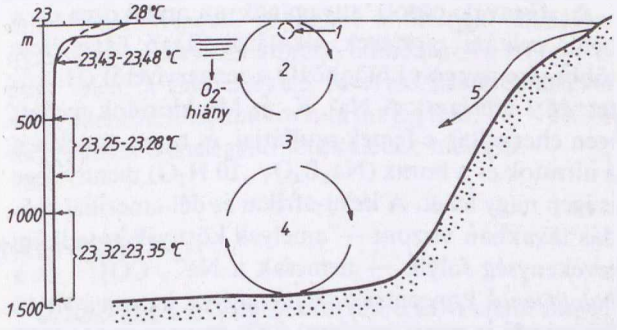
biológiai bomlás ui. telítetlenséget okoz, s az oxigénhiányt az iszap/víz határ O_2-fogyasztása is növeli. *Télen* viszont a gyors jégképződés és a víznek a hőmérsékleti rétegződés okozta mozdulatlansága akadályozza az elhasználódó O_2 utánpótlódását. Hogy a nyári O_2-csökkenés mégsem pusztítja el a víz élővilágát, arról a tó *tavaszi* felkavarodásával kapcsolatos gázcsere gondoskodik, mert pótolja a téli O_2-veszteséget.

Trópusokon ellenben, ahol a szezonális hőmérsékleti inverzió hiányzik, a tófelszín O_2-nel való telítődését csak a rövid időtartamú hidegfrontok vagy az erős éjszakai lehűlések biztosítják. Ezért az itteni mély tavak (pl. a Tanganyika) mélyebb régiói a gázcserének az erős termoklin általi akadályoztatása következtében anoxikusak. Az ilyen — részlegesen keveredő vizű, *meromiktikus* — tavak *monolimnion*nak nevezett alsó, pangó víztömege a hőcsere hiánya következtében (adiabatikusan) különül el a *mixolimnion*nak nevezett, időnként felkavarodó, O_2-tartalmú, felső víztömegtől *(8.10 ábra)*.

A tavak tápanyagellátását üledékeik pórusvizének és az üledék feletti fenékvíznek a redoxviszonyai azáltal is befolyásolják, hogy Eh = 0,2 voltnál tekintélyes mennyiségű Fe^{2+}, Mn^{2+}, NH_4 és P oldódik vissza a tóvízbe. Ezért a mély tavak fenékvizeinek tápanyagtartalma vetekszik az eutróf tavakéval. A sekély tavak szezonális felkavarodásakor ellenben az epilimnionba visszakerült tápanyagok meggyorsítják az élő szervezetek újabb nemzedékének a kifejlődését, majd elhalása után annak leülepedését. Ez a folyamat azonban a *meromiktikus* tavakban, ahol a mélyvíz feláramlását a vízoszlop erős hőmérsékleti vagy sótartalom szerinti rétegezettsége meggátolja, hiányzik. Az ezzel párosuló O_2-hiány pedig az ilyen tavak üledékét redukálóvá, és pirittartalmánál fogva a szapropélhez hasonlóvá teszi.

A tóba ömlő folyóvíz általában lassan keveredik el a tóvízzel. Ezért a tavon belül — természetesen vízének körforgalmától függően — a víz kémiai összetétele mind függőlegesen, mind oldalirányban ingadozhat.

A *sóstavak* az édesvizi szervezetek sótűrésének felső határánál (5‰) több oldott alkotórészt tartalmaznak



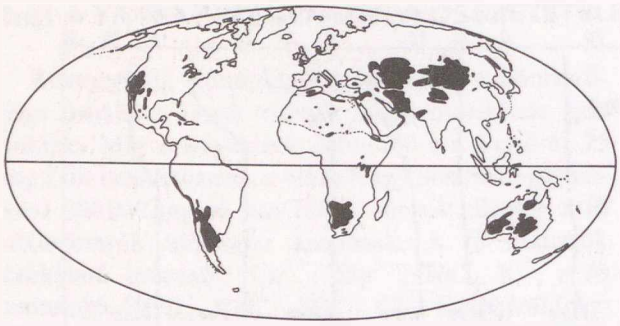
8.10 ábra. A meromiktikus Tanganyika-tó hőmérsékletének mélységi változásai és vizének függőleges irányú áramlása BEADLE (1974) vázlata nyomán

1. Felszínközeli (napi) vízkörzés: epilimnion, 50–80 m mélységig. — *2.* Évszakonkénti vízkörzés: mixolimnion, legalább 200 m mélységig. — *3.* A legkisebb hőmérséklet öve. — *4.* Mélységi vízkörzés: monolimnion. — *(3–4.* Oxigénmentes öv.) — *5.* Felszíni hideg víz beáramlás.

(HARDIE—SMOOT—EUGSTER 1978). A folyóvizek, esetleg a szél közvetítésével a tóba kerülő sótartalom származhat:

— vulkáni exhalációkból,
— a lepusztulási terület kőzeteinek mállástermékeiből,
— az aljzat sókőzeteinek kilúgzásából,
— tengeri üledékek diagenetikus pórusvizéből,
— a tengerről való lefűződés után visszamaradt sós vízből,
— tengerközeli tavakban a tengervíz nyílt csatornán vagy felszín alatt történő beáramlásából, a vihardagályokhoz és monszunesőkhöz kötött, időszakos sós árvizekből vagy a hullámverés fröccsenő vizének szél általi besodródásából.

A sóstavak túlnyomó része a Föld É-i és D-i sivatagi és sztyepövezeteiben található *(8.11 ábra)*, ahol nemcsak a talaj és a vízfolyások tartalmaznak sok sót, hanem a párolgás is növeli a tóvíz koncentrációját. Ily módon a belső vízelvezetésű, arid tavakban az oldott ionok töménysége elérheti, sőt meg is haladhatja a tengervízét. Nedves éghajlaton csak a tengerről lefűződés vagy idősebb sótelepek kilúgzódása hoz létre sóstavakat. A sóutánpótlás megszűnésével azonban ezek a tavak — mint az egykori *Pannóniai-beltenger* példája mutatja — lassanként kiédesednek.



8.11 ábra. Az északi és déli félgömb sóövezetei LOTZE (1957) szerint

A sóstavak oldott anyagának az anyakőzet és a helyi vulkáni termékek alkatától függő összetétele többnyire nagyon különbözik a tengervízétől (II. kötet, *25.1 táblázat*). A Na-, K- és Mg-kloridok mellett igen elterjedtek e fémek szulfátjai, és egyes esetekben a nitrátok és a borax ($Na_2B_4O_7 \cdot 10\ H_2O$) mennyisége is igen nagy lehet. A kelet-afrikai és dél-amerikai szódás tavakban viszont — amelyek környékén vulkáni tevékenység folyik — nemcsak a Na^+, CO_3^{2-} és a *haloid ionok* koncentrációja nő nagyra, hanem a víz 10 fölötti pH-ja miatt az oldott SiO_2 mennyisége is 1100 ppm fölé emelkedik (SURDAM—EUGSTER 1976). Az ilyen különleges összetételű sós vízben természetesen mind a kivált sók, mind a sós víz és a törmelékes szemcsék között olyan kémiai reakciók jönnek létre, amelyek különleges autigén ásványok (pl. magadiit: II. kötet, 25.333. fejezetrész) képződését eredményezi. Ilyenek egyes fosszilis tavak üledékeiben (pl. a Green River Formációban, USA) is megfigyelhetők. Némelyek pedig a prekambriumi kovás vasérc formációt is tavi eredetűnek tartják.

A felszíni sós víz lesüllyedése folytán a vízoszlop fajsúly szerint rétegződik, s a higabb vízrétegektől *haloklin*nal elválasztott, sűrű mélyvizekben élet nélküli, anoxikus fenékviszonyok alakulnak ki. Különösen szembeötlő a haloklín az esőzések után és a folyótorkolatok környékén felhígúló felszíni vizek alján. A Kaszpi-tó sótartalma pl. a Volga torkolatánál 1,3%-ról, 0,1%-ra csökken. A Csád-tó belső lecsapolódású vize viszont csak azért nem sűrűsödik be, mert környezete talajvizéhez keveredve megszökik.

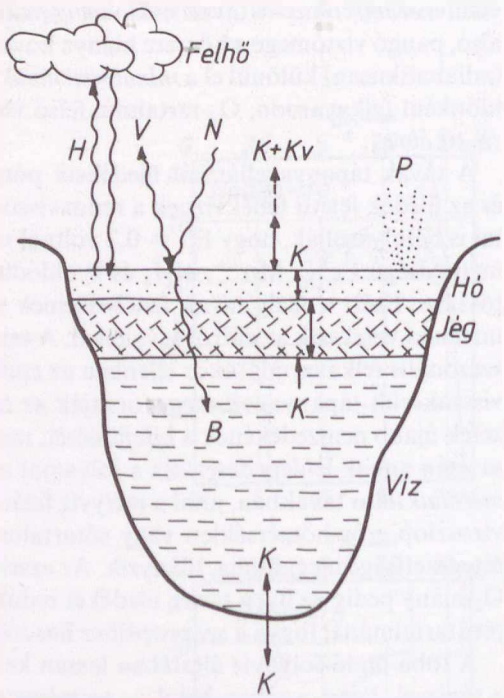
A besűrűsödő sós vizekből számos evaporitásvány (pl. kősó, glauberit, tróna) válik ki. A $CaCO_3$ kicsapódása azonban erősen lúgos kémhatás esetén viszonylag kis koncentráció mellett is bekövetkezik.

8.32 A TAVAK HŐMÉRSÉKLETÉT KIALAKÍTÓ TÉNYEZŐK

A vízhőmérséklet a napsugárzás és a földi hőáram intenzitása szerint alakul; az előbbit a napi, az évszakos, valamint a földrajzi szélességtől függő változásokon kívül a felhőzet vastagsága és gyakorisága, valamint a tóvíz sótartalma és lebegő részecskéi is befolyásolják. A napsugárzás — amelyben a nagy energiájú, rövidebb hullámhosszú sugarak vannak többségben — a víz felszínéről részint visszaverődik, részint a víz néhány méternyi legfelső rétegében elnyelődve, fölmelegíti azt. A h mélységben elnyelődő T_h sugárzási energia értéke:

$$T_h = T_0 e^{-ah}, \qquad (8.1)$$

ahol T_0 a víz felszínére érkező hőmennyiség, e a természetes logaritmus alapszáma, a pedig a m^{-1}-ben kifejezett elnyelési együttható. Az elnyelődési mélység csak a legtisztább vizű tavakban halad meg 10 m-t. Mivel víznél a napsugárzás behatolásának mértéke a teljes visszaverődés szögének eléréséig nagy, a visszavert sugárzás intenzitása pedig kicsiny, az utóbbinak a teljes sugárzáshoz mint egységhez viszonyított értéke (az ún. *albedó*) mindössze 0,03—0,05. Ezért a mély vizek felülről nézve sötétnek látszanak. Ezzel szemben a jég és különösen a 0,7—0,9 albedójú friss hó a napsugárzás legnagyobb részét visszaverik, és élénken csillognak *(8.12 ábra)*.



8.12 ábra. Egy befagyott tó hőáramai, RAGOTZKIE (1978) nyomán

H = A hóról (jégről, víztükörről, felhőről) visszaverődő hosszú hullámok. — *N* = Napsugárzás. — *B* = Behatoló sugarak. — *V* = Visszavert sugarak. — *K* = Kondukciós hőáramok. — *P* = Párolgás. — *K* + *Kv* = A víz és a levegő közötti kondukció és konvekció.

A víz legfelső, 10—100 μm-nyi rétegét a napsugárzás igen hosszú, infravörös hullámok kibocsátására kényszeríti; ennek energiája:

$$R = \sigma \varepsilon T^4, \qquad (8.2)$$

ahol $\sigma = 0{,}817 \times 10^{10}$ cal/cm^2/min/°C^4, ε a kibocsátóképesség, T pedig a KELVIN-fokban kifejezett hőmérséklet. A víz kibocsátóképessége (0,97) igen közel van a fekete testekéhez (1,0).

A víz és a légkör közötti hőcserében a hővezetésnek *(kondukció)* a jelentősége a benne részt vevő rétegek csekély (a cm töredékét kitevő) vastagsága, valamint a szélnek a levegő esetleg mégis kialakuló rétegeit összekeverő hatása következtében igen korlátozott. A melegebb tó fölött meginduló konvekciós hőáramok viszont észrevehetően mérsékelhetik a levegő hűvösségét.

A víz kivételesen nagy (0°C-nál és 1 atm nyomáson 0,01 cal/g/°C-nyi) hőkapacitásából származó környezeti előnyök elsősorban a víz befagyásakor és párolgásakor mutatkoznak meg: az előbbi esetben ui. 80 cal/g, az utóbbiban pedig 590 cal/g hőmennyiség válik szabaddá. A tó hűl, környezete azonban melegszik.

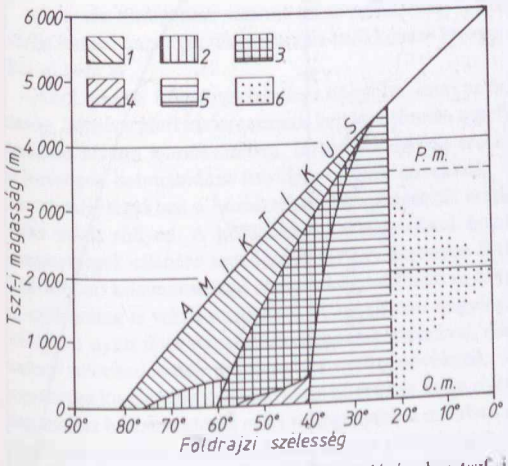
A *párolgás* a gőzmolekuláknak a víz/levegő határon való és a gőznyomás $\Delta c/\Delta z$ grádiensétől függő átlépése, ahol Δc a millibarban kifejezett gőznyomáskülönbség, Δz pedig a mérési helyek függőleges távolsága. A folyamat azonban csupán a víz, ill. a levegő vékony határrétegei között megy végbe, s ezért zárt rendszerben egy idő múlva meg is szűnne. De mivel a légnyomás-különbségeket kiegyenlítő *szél* eltávolítja a vízgőzt a határrétegből, a gőznyomás-grádiens fennmaradása a tó erős lehűlését eredményezheti.

Az a hőmennyiség, amit a tófenék *geotermikus kondukció* révén kap, RAGOTZKIE (1978) szerint egy teljes év alatt is csak 30 cal/cm^2, *s hatása csak meromikt tavakban érvényesül.* A vízből a tófenéki üledékbe nyáron és kora ősszel átmenő hőmennyiség szerepe is csak télen, a hőmérsékleti inverzió bekövetkeztével válik jelentősebbé, amikor a tavat jég fedi, s a < 4°C-ú mélyvizeket a melegebb fenéküledék melegíti.

8.33 A TAVAK HŐMÉRSÉKLET SZERINTI OSZTÁLYOZÁSA

A tavak hőmérlege egész sor hő- és mozgástani folyamat bonyolult kölcsönhatásának az eredménye (RAGOTZKIE 1978). A felszíni és a mélyvíz közötti hőmérséklet-különbségeket ui. a mélyebb tavak — magassági és szélességi helyzetüktől függően *(8.13 ábra)* — vertikális áramlással egyenlítik ki *(8.10 ábra)*. Ennek száma, ideje s a létrejött hőmérsékleti rétegzettség módja szerint az édesvizű, *holomiktikus* mély *tavak* (amelyek cirkulációja teljes vízoszlopukra kiterjed) a következőképpen osztályozhatók (HÅKANSON—JANSSON 1983; *8.14 ábra*).

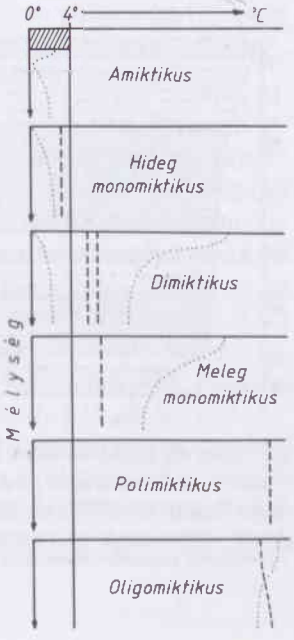
a) Nincs függőleges áramlás az Arktisz és az Antarktisz állandóan jéggel borított, *amiktikus* (nem keveredő vizű) tavaiban. A jégképződés a víz felszínének az erős szelek okozta párolgás hatására bekövetkező 0°C-ra való lehűlésekor indul meg. Az ekkor átmenetileg stabilizálódott felső vízréteg további lehűlése azonban csakhamar eltávolítja a fagyáskor felszabaduló hőmennyiséget, és a sekélyebb vagy zártabb öblökből kiindulva, az egész tó felett jég kezd kiválni. A befagyás üteme a tó felületének méretétől függ. A nagyon kicsiny tavak (pocsolyák) már akkor jéggel vonódnak be, amikor víztömegük zömének hőfoka még 2—3°C körül van. A nagyobb tavaknál ez csak 1°C alatt következik be. Jégborítás alatt a tó főleg csak a jég felszínéről kiinduló infravörös sugárzás és hővezetés útján veszít melegéből, mivel a jég (és a hó) a nyílt víznél kevésbé párolog,



8.13 ábra. A különböző tótípusok megoszlásának a tszf.-i magasságtól és a földrajzi szélességtől való függése WETZLER (1975) szerint

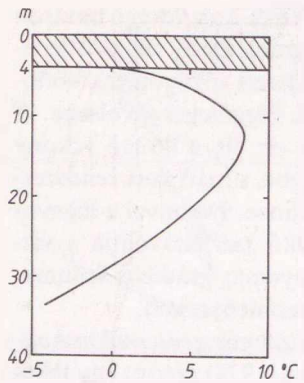
1. Hideg monomiktikus tavak. — *2.* Átmeneti típus. — *3.* Dimiktikus tavak. — *4.* Átmeneti típus. — *5.* Meleg monomiktikus tavak. — *6.* Kevert típus.

P.m. = Polimiktikus tavak. — *O.m.* = Oligomiktikus tavak.



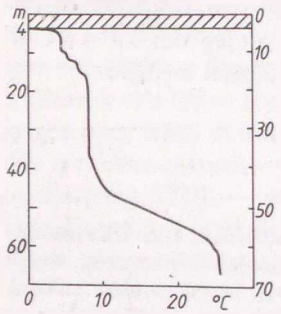
8.14 ábra. A holomiktikus mély tavaknak a hőmérséklet évszakonkénti mélységi megoszlása alapján történő osztályozása HÅKANSON—JANSSON (1983) szerint

A pontozott vonalak száma a víz hőmérséklet okozta cirkulációjának, a szaggatott vonalaké a cirkuláció szüneteléseinek számát jelzi.



8.15 ábra. Az állandóan jéggel fedett Bonney-tó (Antarktisz) hőmérséklete 1962. XI. 22.-én RAGOTZKIE (1978) szerint

A vonalkázás a jégpáncélt jelzi.



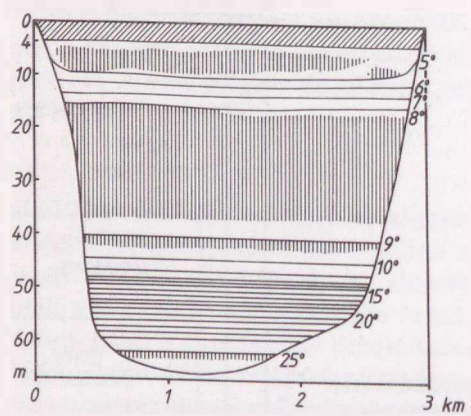
8.16 ábra. Az állandóan jéggel fedett, de sós vizű Vandi-tó (Antarktisz) hőmérsékleti görbéje 1962. XII. 20-án RAGOTZKIE (1978) szerint

s a jég a szél keverő hatását is akadályozza. A tó vize a jégrétegen áthatoló napsugárzásból és a fenéküledékből nyer meleget, a jég/víz határon bekövetkező kondukció ellenben csökkenti azt *(8.12 ábra)*. Teljes jégborítás alatt a víz hőmérséklete lefelé gyakran növekszik *(8.15 ábra)*. A tó jegére hullott hó ui. nagy albedója, a napsugárzás behatolásával szembeni ellenállása és csekély hővezető képessége folytán elszigeteli a tavat a légkörtől, lassítja a jég vastagodását, és előmozdítja a víz lassú melegedését. Az állandóan jéggel borított vízoszlopban azonban az ezáltal lehetséges hőmérsékleti inverziók ellenére sem alakul ki az *egész* víztömegre kiterjedő függőleges áramlás, ha azt a víz lefelé növekvő sókoncentrációja megakadályozza (*8.16* és *8.17 ábra*). Ilyenkor a konvektív áramok a különböző mélységekben levő, kiegyenlített hőmérsékletű vízrétegekre korlátozódnak, és nem terjednek ki az egész vízoszlopra (RAGOTZKIE 1978).

b) A hideg és/vagy magas fekvésű vidékek *hideg monomiktikus tavai*, amelyek vízhőmérséklete sohasem emelkedik +4°C fölé, csak a nyári félévben cirkulálnak.

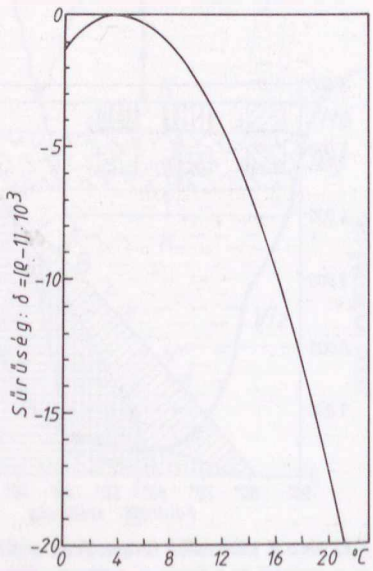
c) A közepes szélességi helyzetű, hideg–mérsékelt klímájú területek *dimiktikus tavai* viszont évente kétszer, tavasszal és ősszel kezdenek konvekciós áramlásba, nyáron egyenes, télen fordított hőmérsékleti rétegzettséget hozva létre vízoszlopukban. Mivel az édesvíz légköri nyomáson 4°C-nál a legsűrűbb *(8.18 ábra)*, a felszíni víz tavasszal és ősszel ezen érték elérése után a fenékre süllyed, a melegebb fenékvíz pedig a felszín felé áramlik. Ennek eredményeként a víztest 4°C-ú alsó része fölött nyáron ennél melegebb, télen ennél hidegebb, de *ritkább* víz fog elhelyezkedni, s a víz cirkulációja — egy 4°C-ú, átmeneti izotermális időszak után — megszűnik *(8.19 ábra)*. Az átmeneti szakaszban a víz a tó *teljes mélységében* keveredik, mivel a szél mozgási energiája a 4°C körüli hőmérsékleti grádiensek gyönge stabilitását könnyen legyőzi. A téli és nyári nyugalmi időszakok alatt a szél és a hullámzás révén fokozatosan néhány m-nyire megvastagodó, de kiegyenlített hőmérsékletű felszíni vízréteg (az *epilimnion*) hőmérsékleti ugrással (*termoklin*nel) különül el az alatta levő *hipolimnion*tól *(8.20 ábra)*. A tó tehát a hőmérséklet és a sűrűség szempontjából is rétegzetté válik. A rétegzettség őszi megszűnését az idézi elő, hogy a tó párolgás okozta hőveszteségét a napsugárzás csökkenő intenzitása már nem képes kiegyenlíteni, s az epilimnion lehűl.

A szezonális hőmérséklet-változásoktól eltekintve, a hőmérséklet az epilimnion egész vastagságában eléggé egyforma. Az epi- és hipolimniont elválasztó, a széljárástól függő mélységű és vastagságú metalimnionon belül azonban a hőmérséklet hirtelen lecsökken, bár



8.17 ábra. Az állandóan jéggel fedett, de sós vizű Vandi-tó hőmérsékletének megoszlása 1962. XII. 20-án RAGOTZKIE (1978) szerint

A ferde vonalkázás a jégpáncélt, a függőlegesen vonalkázott sávok a konvekcióval kiegyenlített hőmérsékletű vízrétegeket jelzik.



8.18 ábra. Az édesvíz hőmérséklete és sűrűsége közötti összefüggés

nem süllyed az édesvíz legnagyobb sűrűségét jelentő +4°C alá. További lehűlés csak az egész víztömegnek +4°C-ra való lehűlése után lehetséges. Ezért a felszínt jégpáncél vonhatja be, de *a mély tavak még a szubarktikus övben sem fagynak be fenékig;* ez viszont állatviláguk jelentős részének áttelelését teszi lehetővé. Ezzel szemben a nyári fölmelegedés csak az epilimnionban érvényesül, a hipolimnion hidegebb marad.

d) A szubtrópikus és óceáni hatás alatt álló, mérsékelt, de +4°C alá sohasem süllyedő hőmérsékletű és évente csak egyszer cirkuláló tavakat a *meleg monomiktikus* jelző illeti.

e) Polimiktikusak, vagyis +4°C közelében vagy ennél magasabb hőmérsékleten gyakran cirkulálók azok a tavak, amelyek kicsiny évszakos hőmérséklet-ingadozás mellett gyorsan változó széljárású vagy erős napi hőmérséklet-ingadozású területeken fekszenek.

f) Oligomiktikusak a trópusi vidékek +4°C-nál nagyobb hőmérsékletű, ritkán és szabálytalan időközökben cirkuláló tavai.

A holomiktikusokkal szemben a *meromiktikus tavak*at az jellemzi, hogy keveredésük csak vízoszlopuk felső részére szorítkozik. Ennek okai vagy a hőmérséklet *(8.10 ábra)*, vagy a sótartalom grádienseinek a mélyvizek éles elkülönülésére vezető nagyságában keresendők.

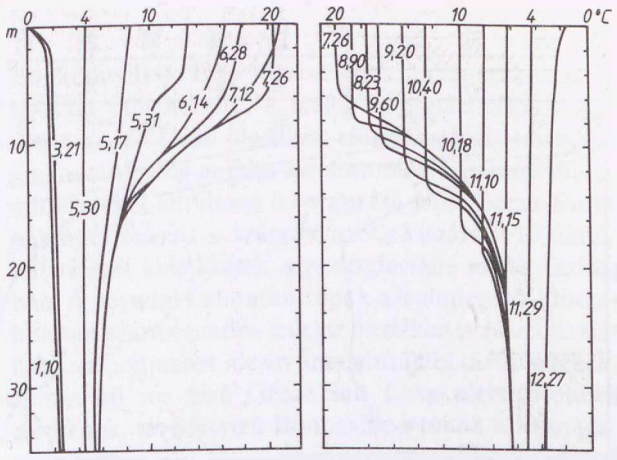
a) Az édesvíz-átfolyással rendelkező, *erősen rétegzett vizű sóstavak*ban, amilyen az Erdélyi-medence K-i szélén kibúvó középső-miocén kősósziklák beszakadásával a 19. sz. végén keletkezett szovátai *Medve-tó* is, a napsugárzás hatására olyan kis mélységű *hőmérsékleti szökőréteg* alakul ki, amelynek max. hőfoka a nyár derekán 50—60°C-t is elérhet *(8.21 ábra)*. Ezen alulról és felülről is hűvösebb vizekkel határolt szökőréteg létrejöttének az a magyarázata (BALOGH 1946), hogy:

(1) a növekvő koncentrációjú sós víz több meleget képes elnyelni, mint a vele azonos térfogatú, de hígabb oldatok;

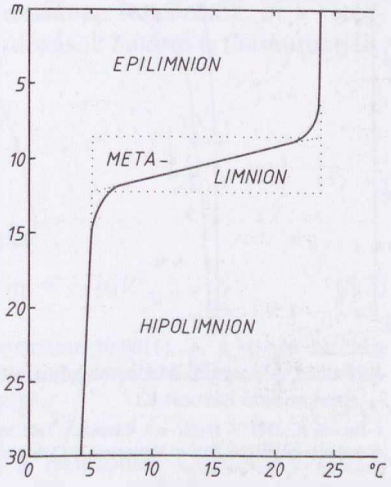
(2) a sűrűségnövekedés miatt egymással nem keveredő sós vízrétegek közötti, diffúzió és hővezetés okozta hőveszteség lefelé gyengül;

(3) a víz melegedése viszont lefelé mindaddig fokozódik, míg a vízbe hatoló napsugárzás intenzitás-csökkenése bizonyos határértéket el nem ér.

Ahol tehát a hőgyűjtés feleslege nagyobb, mint az összes hőveszteség, hőmérsékleti maximumnak kell létrejönnie, amely — a vízcirkuláció hiánya következtében, tartós besugárzás esetén a napi hőnyereségek halmozódása folytán — egyre növekszik. A maximum alatti mélységekben a hőmérséklet a napsugárzás erejének csökkenése miatt süllyed. A hőmaximum a naponként hozzáadódó hőmennyiségek ellenére sem léphet túl egy bizonyos értéket, mert a különböző koncentrációjú rétegek közti diffúzió és hővezetés révén a szökőréteg is veszít melegéből. A maximum nagysága egyébként részint a nyári félév napsütéses napjainak számával, részint a sótartalom növekedésének grádiensével együtt növekszik. A mélységek egyforma koncentrációjú vize főleg hővezetés útján nyeri el viszonylag magas hőmérsékletét; ezért itt legfeljebb a mélyben belépő hideg források okoznak nagyobb hőmérsékleti különbségeket. — Az őszi lehűlés a hőmérsékleti szökőrétegben tárolt hőfelesleget megszünteti, s a tó hőmérsékleti görbéjének középső szakaszát kiegyenesíti. A besugárzás tavaszi erősödésével azonban *(8.21 ábra)* a szökőréteg képződése újra megindul.



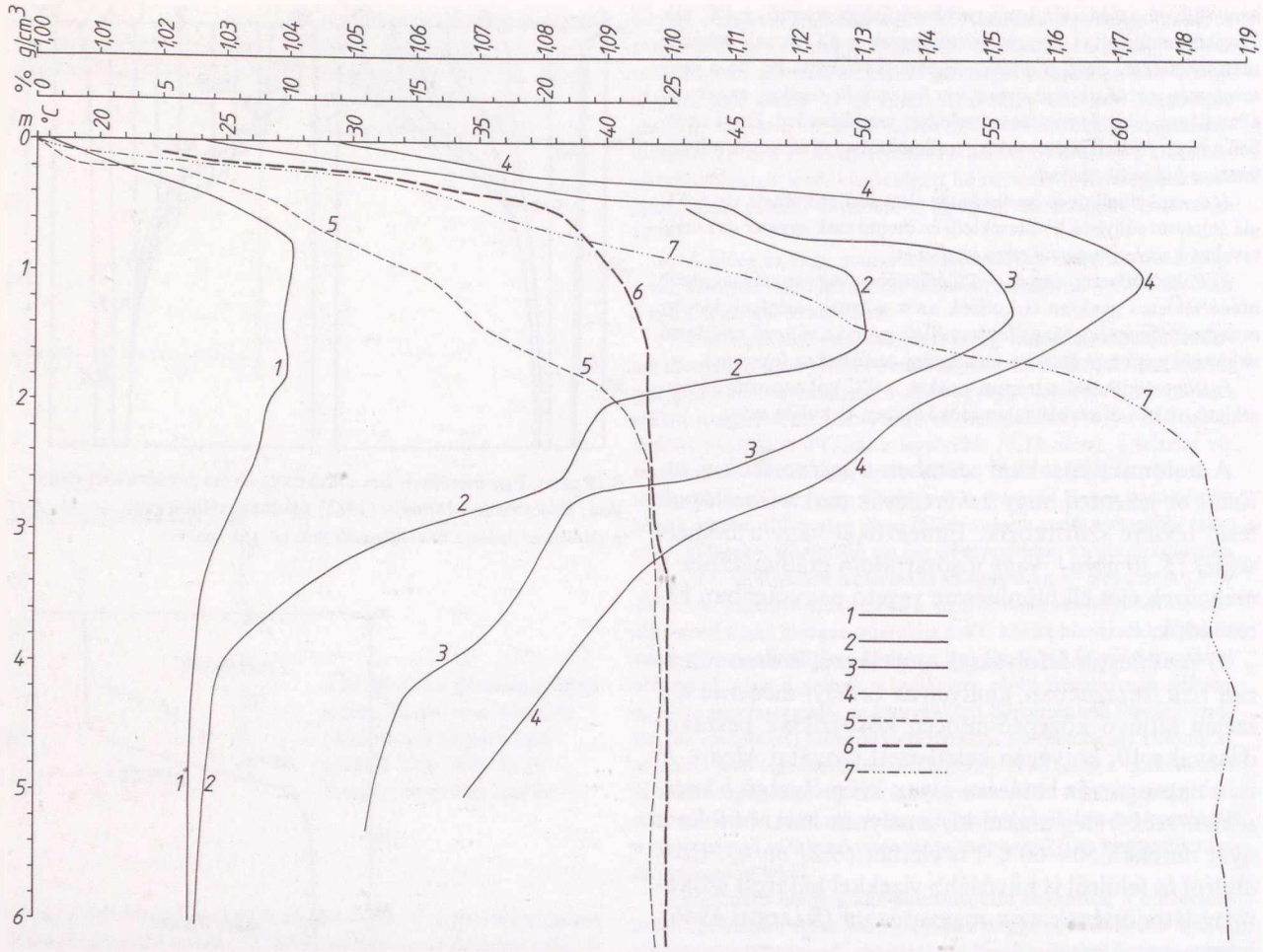
8.19 ábra. Egy mérsékelt övi dimiktikus tó évi hőmérséklet-eloszlása, HÅKANSON—JANSSON (1983) nyomán, módosítva
A görbékre írt számok a mérés időpontját jelzik (pl. 1,10 = jan. 10.).



8.20 ábra. A mérsékelt övi tavak hőmérsékleti öveinek vázlata a nyári nyugalmi időszakban

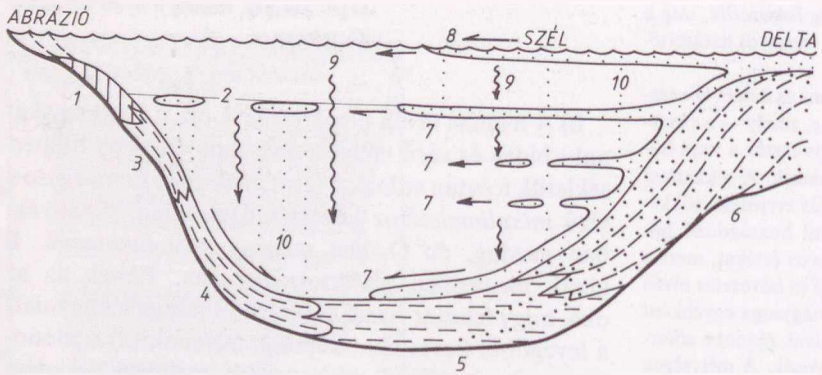
b) A trópusi tavak némelyikének (pl. a Tanganyikának) hideg és sűrű mélyvizei viszont alacsony hőmérsékletük folytán válnak a felső, melegebb és mozgatott vizű *mixolimnion*hoz képest mozdulatlan, tápanyagban gazdag, de O_2-ben szegény *monolimnion*ná. E tavak meglepően planktonszegények. Ennek az az oka, hogy felszíni vizeik (1) a magas hőmérséklet miatt a levegőből kevés O_2-t képesek felvenni, (2) a monolimnionba lesüllyedt tápanyagok mélyben rekedése folytán oligotrófokká válnak (l. *8.10 ábra*).

A trópusi mély tavak csak nagy viharok alkalmával felkavarodó és így lényegileg az oligomiktikus tavakéhoz hasonlóan viselkedő mixolimnionja alatt tehát szerves anyagban dús üledék fog lerakódni. Ezzel



8.21 ábra. A szovátai Medve-tó hőmérsékletének *(1–4)*, NaCl-tartalmának *(5–6)* és fajsúlyának *(7)* alakulása a mélység függvényében. — Szerkesztette BALOGH K.

1. BALOGH K.: 1942. V. 14–16. — *2.* KÁRPÁTI J.: 1942. VI. 30. — *3.* KALECSINSZKY S.: 1901. VII. — *4.* RIEGLER: 1902. VII. — *5.* BALOGH K.: 1942. V. 14–16. (15°C-ra kalibrált areométeres mérésekből 20°C-ra kiszámított NaCl-tartalom.) — *6.* KALECSINSZKY S.: 1909. VII. — *7.* BALOGH K.: 1942. V. 9–16.



8.22 ábra. Egy hőmérsékletileg rétegzett tó üledékképződési modellje MATTER—STURM (1982) nyomán, némileg módosítva

1. Homogén agyag. — *2.* Termoklin és hullámbázis. — *3.* Finoman rétegzett agyag. — *4.* Zagyár-üledék. — *5.* Rétegzett agyag turbidites homokcsíkokkal. — *6.* Durvább és finomabb, ferdén rétegzett deltaüledék. — *7.* Belső és fenékáramlások hordaléka. — *8.* A felszíni áramlás lebegő hordaléka. — *9.* Pelágikus „planktonos". — *10.* Lesüllyedő törmelékszemcsék.

szemben a mérsékelt övi (dimiktikus) tavak vertikális áramlások révén O_2-ben gazdagabb fenekén — epilimnionjuk nagy szervesanyag-termelése ellenére is — a szerves anyag fennmaradásának esélye csökken.

A vízoszlop rétegzettsége természetesen nemcsak a tóvíz mozgását, hanem a belé került üledék elosztódását is befolyásolja. A hordalékban dús, hideg, tavaszi árvizek ui. a tófenéken, a melegebb és hígabb nyári víztömegek viszont jóval afölött (többnyire éppen a termoklin, a metalimnion szintjén) behatolva terítik szét hordalékukat *(8.22 ábra)*.

8.34 A TÓ VÍZSZINTJÉNEK INGADOZÁSAI

A rövid időtartamú ingadozásokat a vízhozam és a párolgás évszakos változásai okozzák. A hosszabb periódusúakat viszont a klíma tartós átalakulása vagy a tó vízének a gát átfűrészelését követő megcsapolódása idézi elő. A vízszintnek sivatagosodás okozta csökkenése a vízfolyások elgátolódását, torkolatuknál a durva fenékhordalék lerakódását, a flokkuláció és a kémiai kicsapódás erősödését eredményezi; a kiszáradt tóperemeket pedig a szél veszi birtokába (*8.2* és *8.3 ábra*).

A vízszintnek csapadékosabb viszonyok közti emelkedése a szomszédos síkságok és folyóvölgyek elöntésére, a vízfolyások esésének és az üledékmennyiségnek a csökkenésére vezet.

A szintváltozás mértéke a belső lecsapolódású tavakban a legnagyobb. A Csád-tó területe pl. a 20. sz. folyamán 25 000 km^2-ről 10 000 km^2-re csökkent. A pleisztocénben viszont három ízben is 300 000 km^2-nél nagyobb területet borított el, amit a klímaváltozás mellett a tómedence környékének lapos domborzata is megkönnyített. E tó történetének hideg szakaszait a sivatagi dűnehomok, a meleg interglaciálisokra eső idejét az alluviális üledékek előnyomulása, közbülső szakaszait pedig az édesvízi diatomák hatalmas diatomittelepeket létrehozó felvirágzása jelzi. Észak-Európában és másutt is számos, azóta kiszáradt tó diatomit-rétegei keletkeztek a posztglaciális meleg fázisában. A nevadai Lahontan-tónak a leghidegebb időszakokban száraz tundra jellegű üledékeit a posztglaciálisba való átmenet idején árasztották el tavi üledékek. A ma túl sós vizű Great Salt Lake pleisztocénbeli elődjének, az édesvizű Bonneville-i tónak a legmagasabb terasza kb. 300 m-re van a mai víztükör felett; a tó tehát az utolsó glaciális/interglaciális határára eső, dús csapadékhullás idején ennyivel volt mélyebb mai állapotánál.

Periodikusan váltakozó klíma a kémiai és a törmelékes üledékek váltakozásában tükröződik, de a rétegzést a szezonális ingadozások hatásai is finomíthatják.

8.35 A TÓVÍZ MOZGÁSAI

Az *árapály* okozta vízszintingadozás még a nagyobb tavakban is jelentéktelen. A szél keltette *hullámzás* üledéket szállít, összekeveri a tó felső vízrétegeit, és nagyméretű vízáramlásokat indít meg. A durvább törmeléket a part mentén, a finomat a medence belseje felé mozgatja. Jelentős abráziós tevékenységet fejt ki: a hullámmagasságnak és a part kitettségének függvényében öblöket, szirteket, kimélyüléseket és parti színlőket hoz létre *(8.22 ábra)*. Ezek az idősebb partvonalak felismerésében döntő jelentőségű alakulatok csupán kisebb méreteikben különböznek tengeri megfelelőiktől. Fontos szerepe van a hullámzásnak a tó hőmérsékleti és sűrűségi rétegződésének megszüntetésében, ill. a metalimnion helyzetének és vastagságának a meghatározásában is. Nagyon sekély tavakban a hullámzás, mint az üledékszállítás uralkodó tényezője, elsimítja a tófenék egyenetlenségeit. A tófenéken létrejött homokhullámok 40—80 cm közötti hullámhossza azonban határozottan kisebb, mint a nyílttengeri selfeken létrejötteké.

Különösen az uralkodó szél irányában elnyúló tavakban fontos szerepet játszik a víztömeg *seiche*-nek (ejtsd: szes) nevezett állóhulláma (FOREL 1887), ami a víz felszínének tartós szél, alacsony légnyomás, esetleg földrengés hatására a szembenálló partszakaszokon váltakozva történő fölemelkedésében és süllyedésében nyilvánul meg. A szél által vízfelszínre gyakorolt vonszoló feszültség értéke:

$$\tau_0 = c_d \rho_a V^2, \qquad (8.3)$$

ahol c_d a vonszolási együttható (0,0016), ρ_a a levegő sűrűsége (0,00125), V pedig a szélnek a (rendesen 10 m magasságú) vonatkozási szinten észlelt sebessége.

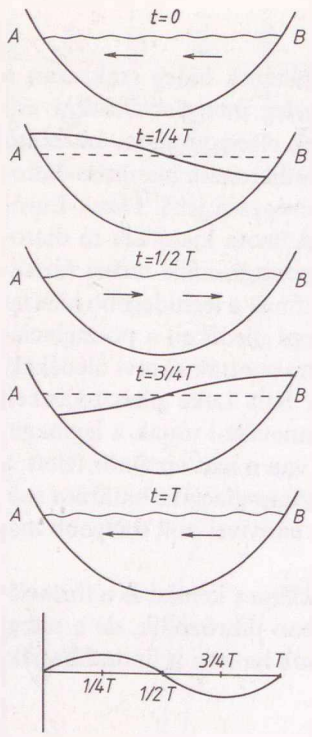
A felszíni seiche a Balatonon CHOLNOKY (1937) szerint úgy kezdődik, hogy a tó DNy-i medencéjéből a szélnyomás a vizet a tihanyi szoroson át a kenesei partok felé hajtja. A létrejött (itt max. 1 m-nyi) szintkülönbség kiegyenlítésére a szél elültével visszaáramló víz a tó hosszában olyan lengésszerű mozgásba kezd, amelynek periódusa a tó hosszától függ, s amely csak egy idő múlva csillapodik. A felszíni seiche T periódusa a MERIAN-féle képlet szerint:

$$T = 2L/n\sqrt{gh}, \qquad (8.4)$$

ahol L a tó hossza, g a nehézségi erő gyorsulása, h a tó átlagos mélysége, n pedig az állóhullám csomópontjainak a száma.

Mivel a vízáramlás sebessége a szűk tihanyi szorosban a legnagyobb, azt a víz kb. 11 m mélységig kikotorja.

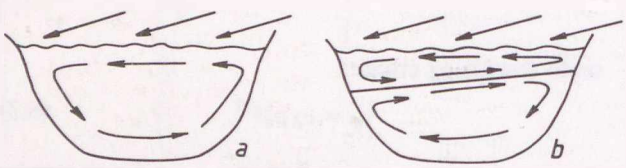
A *8.23 ábrán* feltüntetett, egyetlen csomópontú állóhullámmal szemben a nagyobb tavakon több csomópontú seiche alakul ki. A felszín emelkedésének grádiensét CSANADY (1978) szerint elméletileg a következő



8.23 ábra. Fent: Egyetlen csomópontú állóhullám okozta vízszintváltozás a hullámperiódus egymást követő szakaszaiban, a tópart két egymással szemközti (*A* és *B*) pontján

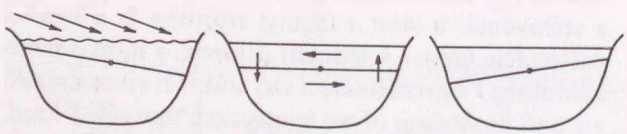
A nyilak a vízáramlás irányát jelzik.

Lent: Az *A* ponton észlelt szintváltozások mértéke az idő függvényében

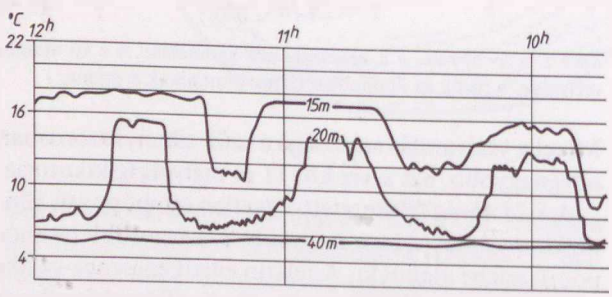


8.24 ábra. Szél okozta áramlások vázlata *(a)* egyenletes sűrűségű, *(b)* epi- és hipolimnionra bomló tóban, NYDEGGER (1982) nyomán

A nyilak a szél, ill. a víz áramlási irányát jelzik.



8.25 ábra. Belső seiche keletkezésének vázlata, NYDEGGER (1982) nyomán



8.26 ábra. Belső seiche okozta hőmérséklet-ingadozások a Bieli-tóban Ipsachnál 1971. IX. 10-én, NYDEGGER (1982) szerint

képlet írja le:

$$\frac{d\zeta}{dx} = \frac{\tau^2}{gh} = \frac{\rho u_*^2}{gh}, \qquad (8.5)$$

ahol ζ a szabad vízfelszínnek a hidrosztatikus egyensúly szintje fölötti helyzetét, x a ζ eléréséhez szükséges távolságot, τ a szélnyomást, u_* a szél súrlódási sebességét, ρ a víz sűrűségét, g a nehézségi erő gyorsulását, h a tó mélységét jelenti.

A tó fölött 10 m magasságban észlelt 7 m/s szélsebességnek megfelelő 1 din/cm^2-nyi szélnyomás (ill. 1 cm/s nyírósebesség) és 100 m-es tómélység mellett az emelkedési grádiens tehát 10^{-7}, vagyis 100 km-es tóhosszúság esetén 1 cm. Erősebb szelek sekély tóban természetesen jóval nagyobb emelkedést okoznak.

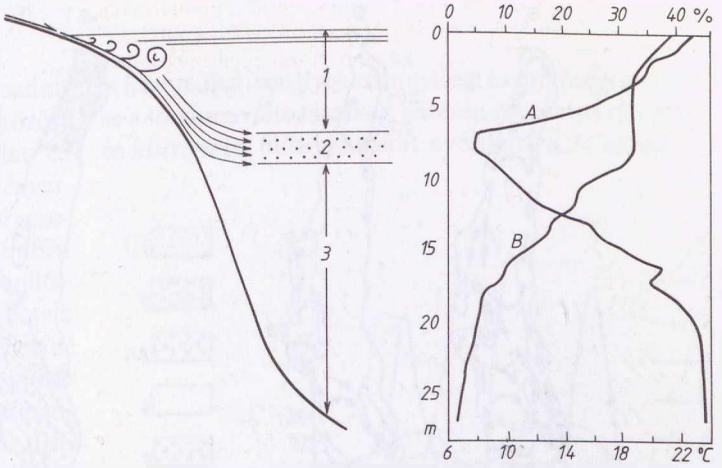
A szélnyomás azonban nemcsak a tó felszínére hat, hanem a belső vízrétegeket is nagy jelentőségű, szemmel ugyan nem látható, alkalmas műszerekkel azonban jól kimutatható, áramló és billegő mozgásba hozza. Amíg a tó a felszínétől a fenekéig egységes hőmérsékletű és sűrűségű, addig a szél hajtotta víz a szemközti oldalon lesüllyedve a fenéken egyszerűen visszaáramlik *(8.24 ábra, a)*. Hőmérsékletileg rétegzett tóban azonban két vízkörzés jön létre, mert az epilimnion forgása a hipolimniont ellenkező értelmű mozgásra kényszeríti *(8.24 ábra, b)*. A kétféle áramlás határfelületének a szélnyomás miatti megdőlése azonban instabilis helyzetet teremt, hiszen a tó szélnek kitett végén a felső, meleg és híg víztömeg lefelé, az alsó, hideg és sűrű víztömeg ellenben fölfelé nyomul. Ezért, ha a szél gyengül vagy megszűnik, az epi- és hipolimnion — eredeti, stabilis helyzetének visszanyerése érdekében — ellenkező irányba lendül ki. Míg eközben e két réteg vize horizontálisan is mozog, a kettő közötti metalimnion a tó két végén csak föl-, ill. lefelé lendül *(8.25 ábra)*. NYDEGGER (1982) szerint e lengések több napig tarthatnak, s a Bieli- és Thuni-tóban (Svájc) 15 m magasságot is elérhetnek. Ezek az ingadozások a tóvégek megfelelő mélységeiben elhelyezett hőérzékelőkkel rögzíthetők. A vízhőmérsékletnek az adott mélységben való csökkenése a metalimnion fölemelkedését, növekedése a metalimnion süllyedését jelzi *(8.26 ábra)*.

Ezekkel a tó tápanyagának és gázainak cserélődését nagymértékben elősegítő, *szél okozta, ritmikus vízmozgásokkal* szemben a betorkolló vízfolyások *horizontális irányú, nem ritmikus tehetetlenségi áramlásokat* idéznek elő abban a mélységben, ameddig a tó sűrűsége lesüllyedni engedi őket. A betorkolló víz aszerint fog felszíni áramlással (overflow), többnyire a metalimnionban (esetleg ez alatt) közberétegződve (interflow) vagy fenékáramlással (underflow) továbbhaladni a tóban — megzavarva annak rétegzettségét —, hogy mennyi görgetett és/vagy lebegtetett hordalé-

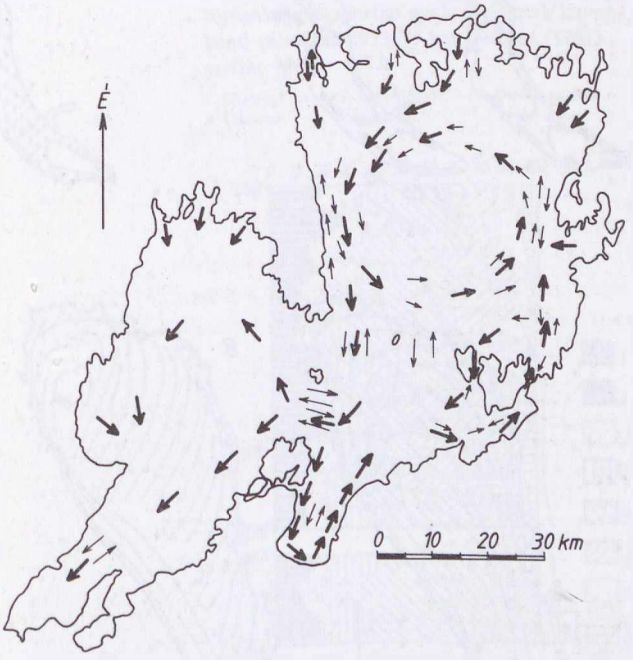
8.27 ábra. Balról: A svájci Murtani-tóba ömlő folyó hordaléka sorsának vázlata

1. Epilimnion. — *2.* Metalimnion. — *3.* Hipolimnion.

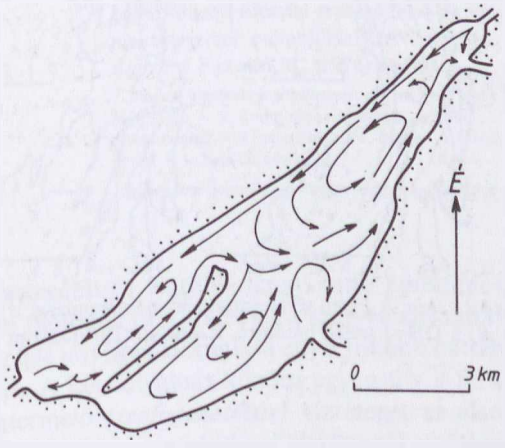
Jobbról: Ugyanezen tó átvilágítottsága *(A)* és hőmérséklete *(B)* 1966. IX. 21-én végzett mérések szerint, NYDEGGER (1982) nyomán



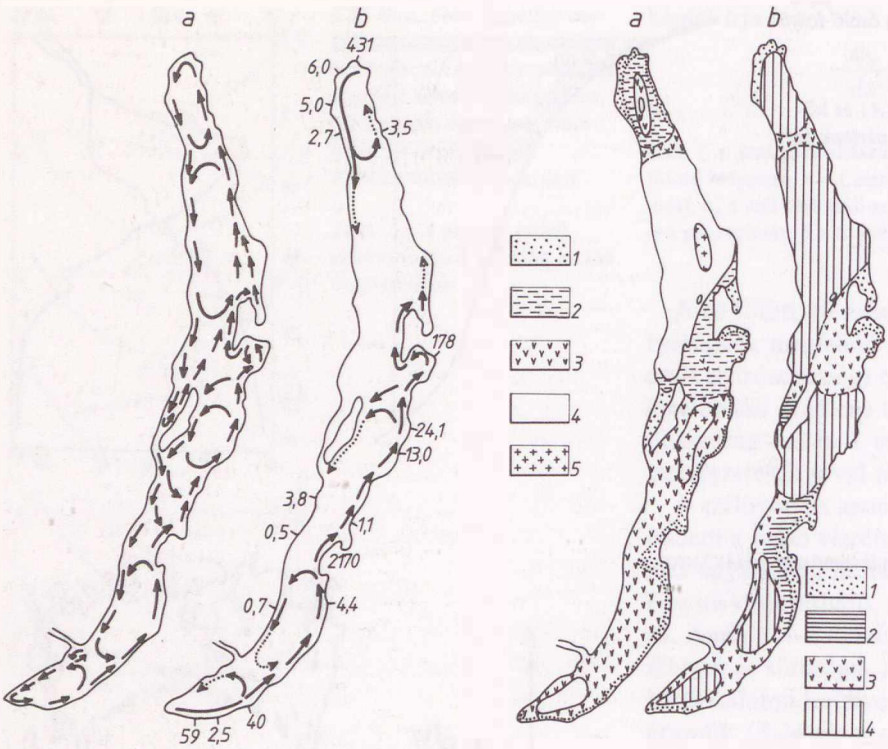
8.28 ábra. A svédországi Vänern-tó áramlásrendszere, HÅKANSON—JANSSON (1983) nyomán



ka van *(8.22 ábra)*. Ha csak a metalimnionig hatol, úgy annak a vizét teszi átlátszatlanná *(8.27 ábra)*. Ha a fenékre süllyedve mozog tovább, deltát fog építeni *(8.22 ábra)*. A Föld forgása miatt fellépő CORIOLIS-erő következtében az É-i félgömb *mély* tavainak (akár szélhajtotta, akár tehetetlenségi) áramlásai jobbra, a D-i félgömbéi balra térülnek el. Eltérülésük természetesen csak látszólagos, mert valójában a Föld fordul el az eredeti irányát és sebességét megőrizni törekvő, mozgó test alatt. Ennek az a következménye, hogy a tóba torkolló víz a mi félgömbünkön a jobb oldali parthoz szorul, s az itt kialakuló nyomástöbblet és vízszintemelkedés hatása alatt balra fordulva, a nagyjából kör alakú tavakban *egyetlen*, a parttal párhuzamos, de az óramutatóval ellentétes irányú áramlást



8.29 ábra. A svájci Bieli-tó áramlásrendszerének vázlata az 5–50 m vízmélységben eszközölt mérések összesítése alapján, NYDEGGER (1982) szerint



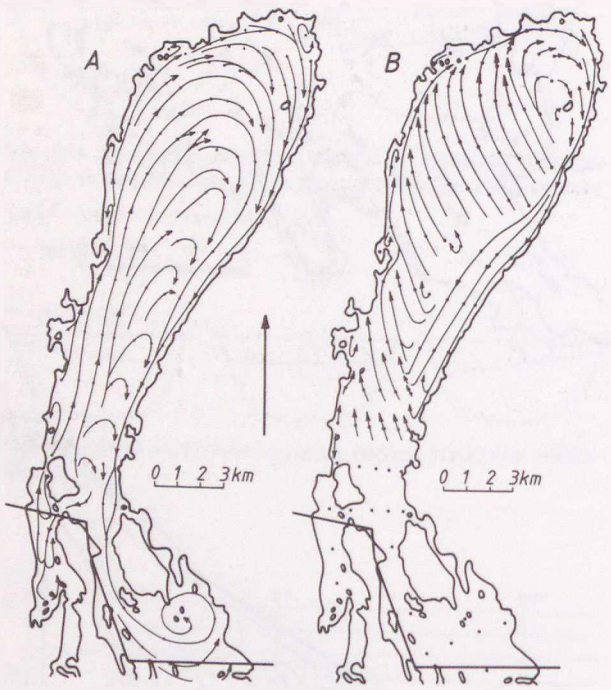
8.30 ábra. Balról: A Bajkál-tó *(a)* felszíni áramlásai, *(b)* terrigén szuszpenziójának fő szállítási irányai KROTOVA —MAN'KOVSZKIJ (1969) és VERBOLOV (1977) szerint

A *(b)* ábra számadatai a tóba ömlő nagyobb folyók lebegtetett hordalékának egy közepes vízhozamú évre vonatkozó, 10 000 tonnákban kifejezett mennyiségei, VLASZOV *in* MÜZANDRONCEV (1982) szerint

Jobbról: A Bajkál-tavi üledék felső, oxidált rétegének vastagsága *(a)*, valamint Eh-értékei *(b)* MÜZANDRONCEV (1982) szerint

Az oxidált réteg vastagsága: 1 = 2 cm. — *2* = 2 cm. — *3* = 3–4 cm. — *4* = 5–40 cm

Az Eh-érték: 1 = ≤ + 100 mV. — *2* = + 100— + 200 mV. — *3* = + 200 — + 300 mV. — *4* = > + 300mV.



8.31 ábra. A Fertő tó ausztriai részének áramlásai *A)* az ÉNy-i, *B)* a DNy-i szelek hatására, RAMMING (1979) szerint

formál *(8.28 ábra)*. Tagoltabb fenékdomborzatú, több folyótorkolattal rendelkező, hosszú és keskeny tavakban viszont *több,* bár ugyanilyen irányú áramlási sejtből álló, bonyolult áramlásrendszer alakul ki (*8.29* és *8.30 ábra*). Az így létrejött áramlások rétegzett tóban 5—30 m mélységben haladnak; ezért azokat a tónak a túlnyomórészt csak a felszíni meleg vizet levezető kifolyása alig befolyásolja. Csak ritkán mozgatnak durva hordalékot, annál nagyobb a lebegtetett hordalék elosztásában és a különböző sűrűségű vízrétegek összekeverésében játszott szerepük.

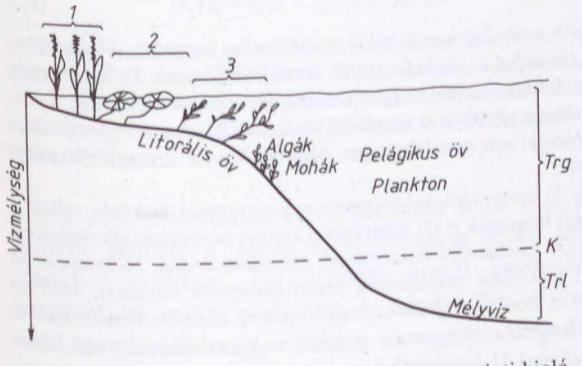
A *nagyon sekély* tavak áramlásrendszerei azonban a szél iránya, erőssége és a nádasok elhelyezkedése szerint változnak. A *Fertő tó* (Neusidler See) Ausztriához tartozó és átlagosan csak 1,3 m mélységű, nagyobbik részének vízszintje és áramlásai *(8.31 ábra)* pl. attól függnek, hogy az ősszel és tavasszal 3—6 m/s-ról hirtelen 18—32 m/s-ra erősödő sebességű szelek ÉNy-ról vagy DK-ről támadják-e meg a tó tükrét.

A tavi áramlásrendszerek *matematikai modellezése* — sokténye zős jellegük miatt — nehéz feladat. Erre újabban (pl. *in* LERMAN 1978, vagy *in* GRAF 1979) mégis egyre többen vállalkoznak.

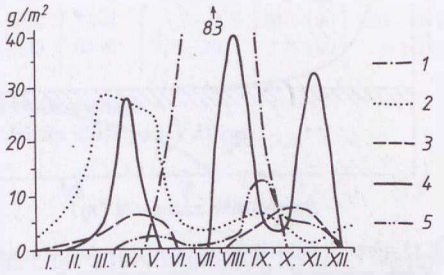
8.4 A TAVAK ÉLŐVILÁGA

Ez a tengerekéhez hasonlóan a lebegő, a szabadon úszó és a fenéklakó növény- és állattársaságok között oszlik meg. Számos, a tengerekre szorítkozó állat- és növénycsoport hiánya folytán mégis eléggé *szegényes*. Ennek az az alapvető oka, hogy az édesvízi szervezetek sejtjeinek és szöveteinek környezetükkel szemben sokkal nagyobb ozmotikus nyomást kell kiegyenlíteniük, mint a sűrűbb sósvízben élőknek. Az édesvíz kisebb sűrűsége a lebegést és az úszást is megnehezíti. Mivel az ozmotikus nyomáskülönbség kiegyenlítése nagyon pontos szabályozást kíván, a tavak élettársaságainak zöme sótartalom-változásokat nem tűrő *(sztenohalin)*, ezzel szemben nagy hőmérséklet-ingadozásokat is elviselő *(euriterm)* alakokból áll. A rájuk jellemző fajszegénységet bizonyos fokig a *nagy egyedszám* — s mintegy a tavi élettájékok hőmérsékleti, átvilágítottsági, pH- és egyéb viszonyainak gyors változékonyságára adott válasz gyanánt — a *fajon belüli variábilitás* kompenzálja. Ennek alapján a tavi biocönózisok élesen megkülönböztethetők a tengeri élettársaságoktól. Kissé nagyobb fajszámok csak a tengerről lefűződött és fokozatosan kiédesedő tavakat jellemzik.

A *növényzet* általában a tó kimélyülését követő, öves eloszlást mutat. A parti mocsárerdők nagy termetű fáit és bokrait a tó belseje felé fokozatosan váltják fel a fenéken gyökeredző, de még víz fölé emelkedő, majd víz alatti, lágyszárú alakok *(Chara, Cladophora; 8.32 ábra)*. Legbelül a nyílt vizek főleg zöld és kékeszöld algák alkotta planktonja következik, amelynek tagjai az évszaktól függően érik el legnagyobb gyakoriságukat *(8.33 ábra)*. Számos alsórendű növény és állat azonban fenéklakó: a finom iszapot *epipélikus* diatomák, zöld és kékeszöld algák, flagellátak, a csupasz kövekből álló kemény felszíneket pedig *epilitikus* fajok vonják be. Az üledékhez nagy mennyiségű autochton vagy allochton spóra és pollenszemcse is keveredhet, amelyek mennyiségi és minőségi elemzése a tó klímaváltozásainak jelzésén túl fontos rétegtani és környezeti információkat nyújthat *(8.34 ábra)*.

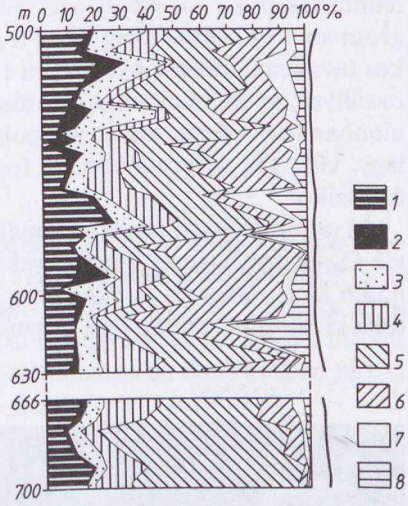


8.32 ábra. Az iszapos partú Greifensee mélység szerinti biológiai zonációja WEBER (1981) nyomán



8.33 ábra. A Greifensee (Svájc) különböző fitoplankton-csoportjai gyakoriságának havonkénti változása 1973–75-ben, WEBER (1981) szerint

1. Chlorophyta. — *2.* Cryptophyta. — *3.* Dinoflagellata. — *4.* Diatoma. — *5.* Cyanophyta.

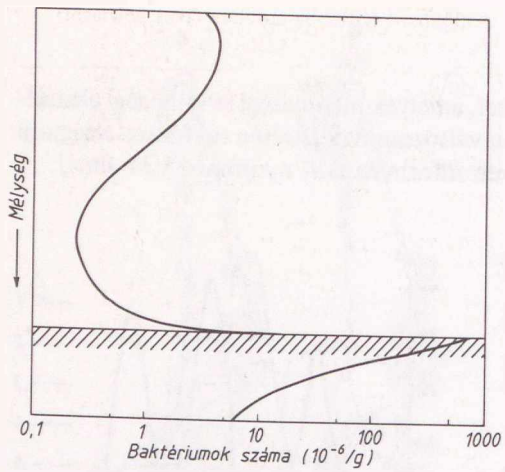


8.34 ábra. Az Egyek-1. sz. fúrás alul oligohalin, följebb édesvízi eredetű felső-pannóniai rétegeinek palinológiai szelvénye MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. (1976) szerint

1. Idősebb üledékekből áthalmozott alakok. — *2.* Bükk és gyertyán. — *3.* Kevert tölgyeserdő fajai. — *4.* Abietaceae. — *5.* Pinus-félék. — *6.* Égerfa. — *7.* Nyír és fűz. — *8.* Nem-fás növények.

A klímagörbe (jobbról) mérsékelten meleg éghajlatot jelez.

A legmelegebb és legtöbb fényt kapó epilimnion maximális biológiai produkcióját a szerves anyagnak a mélység felé növekvő lebomlása egyre inkább háttérbe szorítja. A két folyamat közötti egyensúly a felső tápanyagtermelő *(trofogenetikus)* vízréteget az alsó, tápanyagcsökkentő *(trofolitikus)* vízrétegtől elválasztó *kompenzációs mélységben* áll be *(8.32 ábra)*. A lepülés a metalimnionban a legerősebb, amelynek hő-



8.35 ábra. A baktérium-szám viszonylagos megoszlása egy mérsékelt szervesanyag-termelésű tó vizében és üledékében WETZEL (1975) szerint

A víz mélysége m-ben, az üledéké cm-ben értendő.

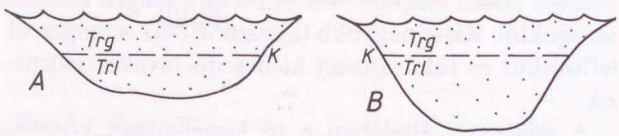
mérséklete még elegendő a baktériumtevékenység fenntartásához. Az elhalt szervezetek maradványa azonban még hosszú ideig lebeg a vízben. A dimiktikus tavakban, amikor nyár végén a hőmérséklet 4°C-ra süllyed, az epilimnionban és a tönkrement metalimnionban levő szerves anyag a hipolimnionba kerülve, lágy, könnyen deformálódó, de folyamatos rétegben ülepszik le.

Az *anaerob baktériumok* mennyisége *(8.35 ábra)* a víz O_2-ellátottságának függvényében változik; különösen az ún. *disztróf tavakban* nagy, amelyek vizét a tóba kívülről bekerült oldott és szuszpendált humuszanyagok festik sárga vagy barna színűre. A baktériumokat, amelyek oly nagy szerepet játszanak a tó és a tavi üledék szerves vegyületeinek lebontásában, tápanyagainak körforgalmában s a redoxviszonyok kialakításában, energiatermelésük módja és produktumaik alapján a következőképpen osztályozzuk:

a) A *nitrifikáló baktériumok*, amelyek a fehérjebomlás egyik végtermékét, az ammóniát (NH_3) nitritekké (NO_2-vé) alakítják *(Nitrosomonas)*, majd a nitritekből nitrátokat állítanak elő *(Nitrobacter)*, főleg oligotróf tavakban találhatók. Előfordulnak azonban eutróf tavakban is, azok sekély részében vagy a vízcirkuláció megindulása előtti szakaszában, tehát ott és amikor a víz még elegendő O_2-t tartalmaz, s a pH > 5.

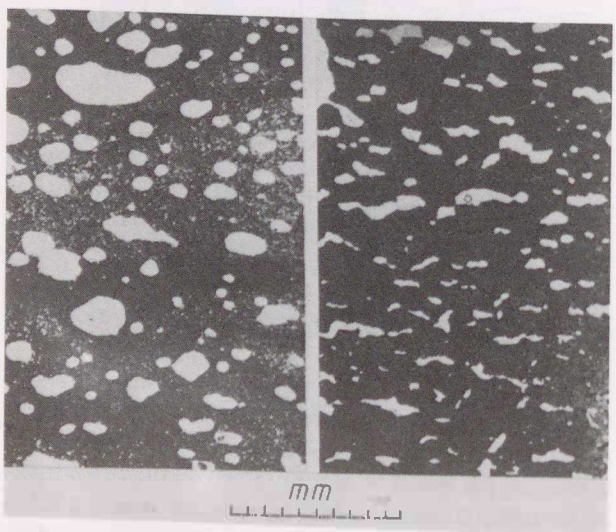
b) A *denitrifikáló baktériumok (Pseudomonas, Actinobacter, Bacillus, Micrococcus)* az üledékben levő nitritekből és nitrátokból N_2-t szabadítanak föl többé-kevésbé anaerob módon, 300 mV körüli Eh-nál, növelve ezzel a tó eutrofizálódásának lehetőségét.

c) A *nitrogénrögzítő baktériumok (Azotobacter, Clostridium)* üledéken belüli, anaerob élőlények, amelyek gáz alakú N_2-nek szerves vegyületekbe való beépítésével tápanyagot vonnak ki a vízből. Erre egyes planktoni vagy bentonikus kékeszöld algák még ezen baktériumoknál is hatékonyabban képesek.



8.37 ábra. Eutróf *(A)* és oligotróf *(B)* tavak trofogenetikus *(Trg)* és trofolitikus *(Trl)* rétegeinek vastagságviszonyai. — Vázlat HORIE (1978) után

K = Kompenzációs szint.



8.36 ábra. Gázbuborékok a Boden-tóba épült Rajna-delta 60 m vízmélységben levő iszapjának 0,5 m (balról), ill. 2,5 m mélységéből (jobbról) FÖRSTNER, U.—MÜLLER, G.—REINECK, H.-E. (1968) *in* FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) szerint

d) A *kénbaktériumok* más élőlényekre erősen mérgező kénvegyületeket állítanak elő. Három csoportjuk van: (1) A *redukálók* (pl. a *Proteus*) a fehérjékben −SH alakban levő kenet H_2S-é (kénhidrogénné) alakítják. (2) Az *oxidálók (Beggiatoa, Thiotrix)* pedig a H_2S-ből előbb a sejtjeiken belül felhalmozott „elemi" ként (S^0) nyernek, majd ezt működésük második szakaszában kénsavvá (H_2SO_4) oxidálják. (3) Az ugyancsak anaerob *Desulfovibrio, Desulfomonas* stb. viszont szulfátokat bontanak el vízzé, CO_2-vé és H_2S-sé szerves molekulák vagy H_2 segítségével:

$$H_2SO_4 + 2\,(CH_2O) \rightarrow 2\,CO_2 + 2\,H_2O + 2\,H_2S \qquad (8.6)$$

$$H_2SO_4 + 4\,H_2 \rightarrow H_2S + 4H_2O. \qquad (8.7)$$

e) A *vasbaktériumok* közül a *Gallionella, Leptotrix, Thiobacillus, Ferrobacillus* a vashidroxidok termeléséből csak kevés energiát nyer. Ennek ellenére nagyon elterjedtek; némelyik fajuk még olyan, igen savas tóvízben is megél (pH ≈ 3), amelyben a vas anorganikus oxidációja már nem lehetséges. Más fajaik a Fe^{3+} vegyületeit redukálják.

f) A *fermentáló baktériumok* szénhidrátokat (cukrok, cellulóz, lignin) bontanak el O_2 kizárásával szerves savakká és alkoholokká.

g) A *metánképző baktériumok (Methanosarcina, Methanococcus* stb.) működése valószínűleg olyan kétlépcsős folyamat, amelyen belül a bonyolult szerves vegyületekből anaerob fermentációval előbb ecetsav, hangyasav, metanol és H_2 keletkezik, majd ezeket metánná (CH_4) alakítják át:

$$4H_2 + CO_2 \rightarrow CH_4 + 2H_2O. \qquad (8.8)$$

A szerves bomlás gáz alakú végtermékeinek képződési helyét és távozásának útját az iszapban hátrahagyott üregek és járatok jelzik *(8.36 ábra)*.

A tápanyagban gazdag (eutróf) tavakban az alsó (trofolitikus) rétegnek *(8.32 ábra)* a szervezetek tömegéhez viszonyított vastagsága kicsiny; ezért annak oldott O_2-je hamar elhasználódik. A redoxpotenciál csökkenése miatt nagy mennyiségű tápanyag oldódik vissza a tó vizébe, s növeli annak szerves produkcióját. Az eutróf tavakban a trofolitikus és trofogenetikus réteg térfogatának hányadosa kicsiny, az oligotróf tavakban nagy *(8.37 ábra)*. Az oligotróf tavak vastag trofolitikus rétegében a lesüllyedő szerves maradványok lebomlanak, ezért fenékvizük tápanyagszegény lesz, s még a nyári vagy téli nyugalmi időszak végén némileg felszaporodó tápanyagaik sem képesek a stabilis metalimnionon keresztül felszínre emelkedni. Ezért szervesanyag-termelésük az eutróf tavakénál kisebb lesz, és üledékeiket főleg szervetlen iszapok alkotják. A két tótípus közötti átmenetet a *mezotróf tavak* képviselik *(8.3 táblázat)*. Fosszilisan a két típus egymásba való *ismételt* átalakulását is megállapították.

8.3. táblázat. Különböző tápanyag-tartalmú tavak jellemzői HÅKANSON és JANSSON (1983) nyomán

Trofikus szint	Elsődleges C_{org} termelés ($gC/m^2/év$)	Átlátszóság (m)	Algamennyiség*	Összes P**	Összes N**
			(g/m^3)		
Oligotróf	< 30	> 5	< 0,8	< 5	< 300
Mezotróf	25—60	3—6	0,3—1,9	5—20	300—500
Eutróf	40—200	1—4	1,2—2,5	20—100	350—600
Hipertróf	130—600	0—2	2,1—20,0	> 100	> 1000

* A vegetációs időszak átlaga.
** A tavaszi vízkörzés időszakának átlaga.

A tavak *gerinctelen* állatvilágának a férgek *(Nematoda, Oligochaeta, Hirundinea)*, az édesvízi csigák és kagylók, a rákok bizonyos csoportjai *(Ostracoda, Mysidia, Isopoda, Amphipoda)* és különféle rovarlárvák a legfontosabb képviselői. A *gerincesek* közül az édesvízi halak, kétéltűek, egyes hüllők és emlősök, vízimadarak említhetők.

8.5 A TAVI ÜLEDÉKKÉPZŐDÉS JELLEGE

Ez aszerint változik a *terrigén*, a *karbonátos*, az *evaporitos* és a *szerves* között, hogy a tó életét szabályozó fizikai, kémiai és biokémiai hatások közül melyik kerül uralomra. A lerakódott üledék változásaiból a tó története is kiolvasható. A hullámfodrok méretei az áramlások vagy a hullámzás erősségét tanúsítják, tőzeg vagy lignit közbeiktatódásából a tó feltöltődésére, hideg vagy meleg vizet kedvelő ősmaradványokból a tó hőmérsékletére, környezetének éghajlati viszonyaira, vulkáni tufarétegekből a környezetben működő vulkánok felől fúvó szelekre, a mérgező és tápanyagok dúsulásából az emberi beavatkozás káros hatásaira következtethetünk.

A négy üledéktípust sokféle átmenet köti össze. A szerves lerakódások sorában azonban az *éghetők* (tőzeg, olajpala) a karbonátos és kovás vázmaradványok tömeges felhalmozódását jelentő *éghetetlenek*től (kagylólumasella, diatomit) többnyire jól elkülöníthetők (III. kötet, 31. fejezet).

Az üledéklerakódás következtében a tó mélysége alulról, felülete a delták előnyomulása révén oldalirányból csökken. Feltöltődése annál gyorsabban megy végbe, minél sekélyebb, és minél több folyóvízi, eolikus, glaciális vagy vulkáni törmeléket fogad be. Oldott anyagok kicsapódása azonban csak belső lecsapolódású és erős párolgású tavakban gyarapítja közvetlenül az üledék tömegét. Másutt a tó és a tóperem élőlényeinek vázanyagából kerülnek azok a tó fenekére, miközben a szerves anyag bomlása a víz oxidációs viszonyait is megváltoztatja, emeli a mélyvizek CO_2- és H_2S-tartalmát, s az üledékekben piritkiválást indít meg.

A szegélyi mocsarak vizének és fenéküledékének redoxviszonyait a vegetáció típusa határozza meg. A napsugárzásnak kitett nyílt vizek ui. — amelyekben vízalatti fotoszintézis folyik — O_2-ben dúsakká válnak. A mocsarakban viszont, amelyek sűrű és magas növényzete csak kevés fényt enged a víz felszínére, a vízalatti fotoszintézis hiánya és az elhalt növények tőzegesedése folytán O_2-hiány (*anoxia*) lép fel (BEADLE 1974).

A tavi üledékeket elsősorban az évszakosan visszatérő folyóvízi áradások gyarapítják. A téli és a nyári üledékszolgáltatás mennyisége és minősége közötti különbség főleg a hideg és a monszun éghajlatú területeken nagy. Természetesen a tavak üledékeinek is csupán egy része egyidejű; más része azonban a tó idősebb lerakódásaiból áthalmozott, vagy azokból — a finomabb szemcsék kimosódása után — hátrahagyott, viszonylag durva maradvány-üledék.

Az üledéklerakódás sebessége az áradásokon kívül a parttávolságnak és a mélységnek is függvénye. Megál-

lapításánál jó eredményt adhat a szezonális ritmusok (pl. a varvok) megszámlálása és a radiokarbon módszer alkalmazása. Oligotróf tavak túlnyomórészt anorganikus üledékeinek éves ritmusai karotázsmérésekkel és magnetosztratigráfiai módszerekkel állapíthatók meg.

A lerakódási sebesség tavanként változó; a Bajkáltóban évi 0,1 mm; az alpi tavakban évi 15—80 mm. A Német–Lengyel Síkság glaciális tavainak maximális élettartama SCHWARZBACH (1974) szerint néhányszor 10^4 év. A Rajnának a Boden-tóba épített deltája évente 2 m-rel növekszik, és ez kb. 100 000 év alatt a tó teljes eltűnését eredményezheti. — A Balatonban évente lerakódó porréteg vastagságát ID. LÓCZY (1913) 0,57 mm-re tette, és ebből keletkező évi 0,35 mm-es iszaplerakódással számolt. A fluviális és biogén iszapokat is hozzávéve azonban a tó üledékei valójában átlagosan évi 0,624 mm-rel vastagodnak. Ez azt jelenti, hogy a Balaton — ezen ülepedési arány fennmaradása esetén — 5000 év alatt feltöltődhet.

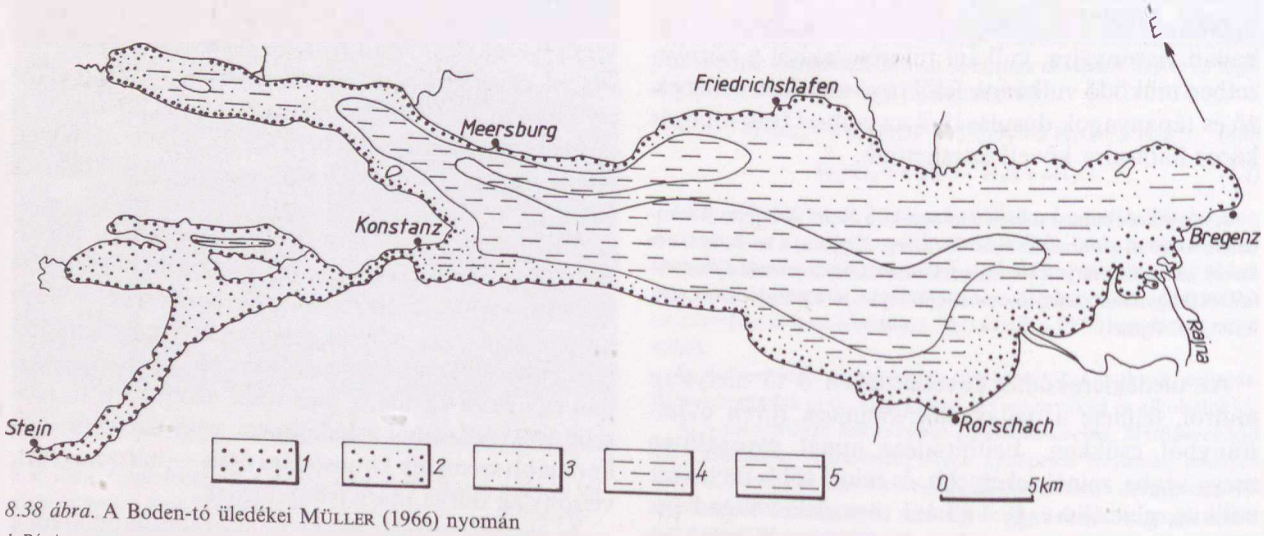
A tavi üledékek négy alaptípusa közül az alábbiakban csak a törmelékes eredetűekkel foglalkozunk behatóbban. A sóstavak kémiai üledékeinek keletkezése a *sókőzetek*, az éghető üledékeké a *szerves kőzetek*, a tavi érceké a *vas-*, ill. *mangánüledékek*, a tavi diatomitoké a *kovaüledékek*, a tavi karbonátoké pedig a *karbonátos üledékek* keretében kerül részletesebb ismertetésre.

8.51 A TÖRMELÉKES ÜLEDÉKEK KIFEJLŐDÉSE

Ez a boreális és mérsékelt öv hegyi és hegylábi tavaiban a parttávolságtól függően változik: a partmente durva, gyakran kavicsos homokját (homokkövét, konglomerátumát) a tó belsejében egyre finomabb, kőzetlisztes és agyagos üledék váltja föl. Így van ez a *Boden-tó* esetében is, amelynek áramlásai a Bregenznél beömlő Rajna durva törmelékét a part mentén Ny felé finomodva teregetik el, a péliteket viszont a tó közepén ülepítik le *(8.38 ábra)*. A tó Ny-i végének az itt betorkolló Aachból származó durva homokja pedig olyan maradvány-üledék, amelynek finomabb szemcséit a tóból Steinnél kilépő Rajna fölerősödő sodra viszi magával.

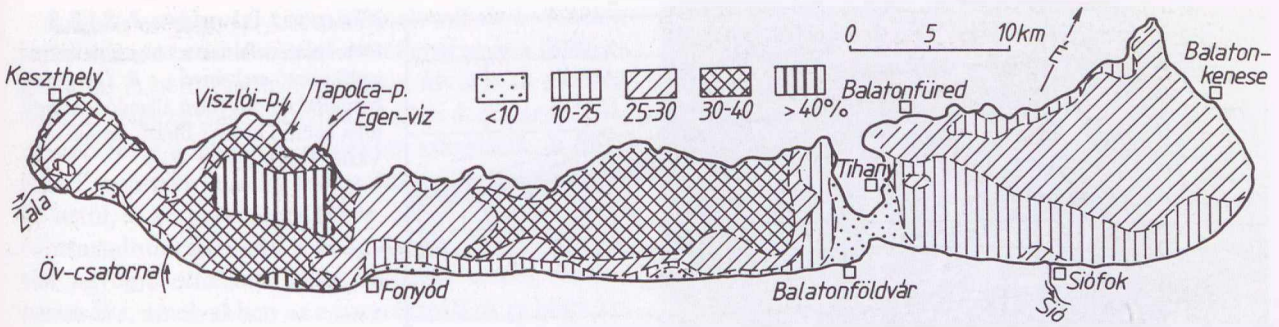
Az agyag tóbelseji felszaporodásának és egyneműségének az az oka, hogy részecskéi a durvább szemcséknél jóval tovább maradnak lebegő állapotban. A Fertő tóhoz hasonló sekély tavakban ellenben, ahol a hullámzás nemcsak az egész víztömeget, hanem a már leülepedett iszap tetejét is fölkavarja, a folyótorkolatok közvetlen környéke és a keskeny (pusztuló) parti sáv kivételével a tófenék minden részén található agyag (PREISINGER 1979). Az agyagásvány-társaság összetétele elsősorban a beszállított anyag minőségétől függ, mert édesvizű tavakban új agyagásványok nemigen képződnek, inkább csak a meglévők degradációja következik be. Ebből következik, hogy a Balaton iszapjának agyagásvány-tartalmában FARKAS—RIMANÓCZY (*in* BRUCKNER *et al.* 1983) és VICZIÁN I. (*in* ELEK 1984) szerint a környező pannon üledékeké tükröződik. (A tavi üledékek agyagásványaival részletesebben a II. kötet 22. fejezetében foglalkozunk.)

Az Európa legnagyobb vízfelületű, de csak 3,5 m átlagmélységű tavába, a *Balaton*ba ömlő vízfolyások kisebb része a Dunántúli-középhegység túlnyomóan



8.38 ábra. A Boden-tó üledékei MÜLLER (1966) nyomán

1. Részben agyagos, kőzetlisztes homok, a partok mentén kavics. — *2.* Kőzetlisztes homok és homokos aleurit (részben agyaggal). — *3.* Aleurit (részben agyagos, homokos). — *4.* Agyagos aleurit (részben homokos). — *5.* Kőzetlisztes agyag (részben homokkal).

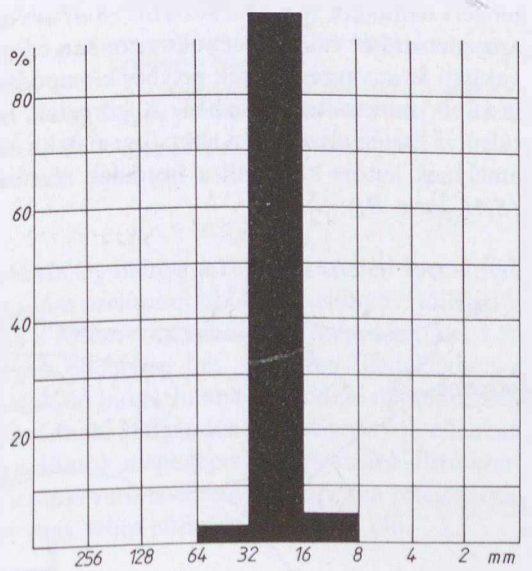


8.39 ábra. A 2 μm-nál finomabb (agyag-) frakció %-os részaránya a Balaton üledékeiben MÜLLER (1969) szerint

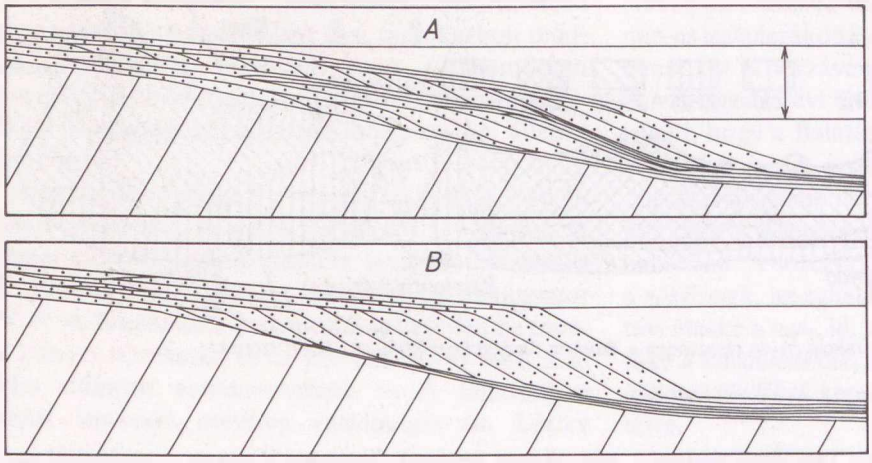
karbonátos tömege, nagyobb része a Tapolcai-medence, meg a zalai és somogyi — sok helyütt lösszel fedett pannóniai rétegekből álló — dombság felől érkezik. E vízfolyásokból, vagy a D-i partnak az uralkodó ÉNy-i és Ny-i szelek okozta abráziójából homoknál durvább törmelék nem jut a tóba. A levegőből leülepedő por is a finom szemcserészlegek mennyiségét gyarapítja. A három fő üledéktípus (*1.* a részben kőzetlisztet is tartalmazó homok, *2.* a részben agyagot, ill. homokot + agyagot is tartalmazó aleurit, végül *3.* az agyagos aleurit) eloszlását *(8.39 ábra)* a tóvíznek a finom üledéket kimosó mozgásai irányítják. A legdurvább üledék a seiche miatt kb. 11 m-ig kimélyült és erős szélben 0,8 m/s sebességű vízáramlást mutató tihanyi szorosban, továbbá a hullámverte D-i part mentén található. Az ÉNy-i part szélárnyékban levő és nádasoktól védett öbleiben finom iszap rakódik le. A legfinomabb szemcsenagyság mégis a tó tengelye mentén sorakozó három nagyobb területű kimélyülésben halmozódik fel. Az üledék zöme a tó környezetéből származó, allochton pszammit és pélit, amihez még némi behordott szerves anyag is járul (MÜLLER 1969). A pszammitos alkotók zömének anyaga kvarc, de ezenkívül muszkovit, kőzet- (főleg mészkő- és dolomit-) töredékek, földpátok és kloritszemcsék is megfigyelhetők. Az allochton pélitek anyaga montmorillonit, illit, kaolinit vagy klorit. De minél finomabb az üledék, annál több helyben képződött (autochton) ásványt (Mg-kalcitot, puhatestű-héjakból származó aragonitot és diatoma eredetű opált), valamint 1—7%-nyi autochton szerves anyagot tartalmaz. Mivel a karbonáttartalom az üledék finomodásával növekszik, a tó Ny-i és É-i részének üledékei karbonátosabbak, mint a K-i, ill. a D-i törész lerakódásai. Ezt a Mg-beépüléssel kombinált karbonátos üledékképződést a Sió-csatorna kialakítása előtt a mainál még jóval nagyobb víztükörnek a posztglaciális fölmelegedéssel együttjáró erősebb párolgása idézi elő.

8.511 A partmenti törmelék részint a hullámverés, részint a folyóvízi szállítás terméke. A hullámzás okozta hatások hasonlóak ugyan a tengerből ismertekhez, a tóparti üledékek kevésbé osztályozott és éretlenebb volta mégis a hullámzás csekélyebb energiáját tükrözi *(8.40 ábra)*. Ezért, s a törmelék és az édesvíz nagyobb fajsúlykülönbsége, továbbá az édesvíz nagyobb viszkozitása következtében, még a kisebb szemcsék kerekítettsége is általában nagyobb, mint a tengerben. A víztükör süllyedése esetén a hullámverés abráziós hatása, vagy az alluviális lerakódás helyének áttevődése folytán *parti teraszok* jöhetnek létre. Lapos partok jellemző hullámveréses eredetű alakulatai a tó felé meredekebb, a szárazföld irányában laposabb lejtésű *turzások*, amelyek mögött, ill. között — nálunk pl. a D-i Balatonparthoz csatlakozva — terjedelmes tőzegképző lápok, a ma már mesterségesen kiszárított „berkek" sora alakulhat ki (CHOLNOKY 1897, 1918).

A *torkolati üledék* minősége részint a lebegtetett és görgetett hordalék részarányától, részint a folyó- és a tóvíz sűrűségkülönbségétől függ. Mivel ez évszakonként változik, a folyó tóbeli továbbáramlásának mély-



8.40 ábra. Egy tó abráziós kavicsainak szemcsenagyság-eloszlása PETTIJOHN (1975) szerint



8.41 ábra. A: Az ingadozó vízszintű tóba épülő deltának a tengeri deltákra emlékeztető szelvénye. — *B:* Görgetett hordalékban dús folyó állandó vízszintű tóba épült, GILBERT-típusú deltája. — Vázlat HORIE (1978) után

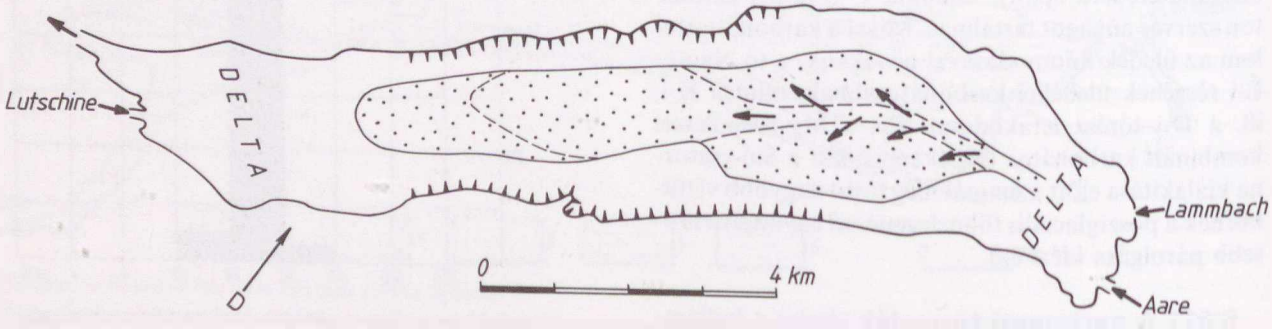
sége is ingadozni fog. A híg, meleg, édesvizű felszíni továbbáramlás a tó belseje felé fokozatosan finomodó üledéket szór szét. A metalimnionban (15 m mélységben) kb. 5 cm/s sebességgel haladó közbülső áramlás finom üledéke ugyancsak széles körzetben terül szét, legfinomabb részecskéi azonban csak az évszakos inverzió alkalmával ülepednek le. Ily módon az üledék finomabb téli lemezei varvszerűen különülnek el a durvább nyári lemezektől (STURM—MATTER 1978).

A fenéken tovahaladó, törmelékben dús, hideg (tavaszi) árvizek vagy sósvíz-beömlések nyomán *delták* rakódnak le. Ezek kialakulása főleg hegyvidéki és szemiarid tavakban várható, mert a környezet enyhe domborzata és a csapadék egyenletes eloszlása inkább a lebegő hordalék képződésének kedvez. Ha a fenékáram a durvább hordalék mellett sok finom anyagot tartalmaz, akkor az utóbbi később és a beömléstől messzebbre jutva rakódik le, s a delta szelvénye a tengeri deltákéra fog emlékeztetni *(8.41 ábra, A)*. A szuszpenzióból való deltaépülés azonban édesvizű tavakban az agyagrészecskék pelyhes kicsapódása híján lassúbb, mint a tengervízben. A görgetett hordalék túlsúlya esetén viszont GILBERT-típusú delta alakul ki, amelynek lejtője közel áll a hordalék rézsűszögéhez *(8.41 ábra, B)*.

A tavi delta alakját a) a folyóvízi és parti folyamatok, b) a fenékhordalék és a lebegtetett hordalék mennyisége, c) a medence topográfiája határozza meg. Ferdén rétegzett, jól osztályozott deltaorrok 0,18 mm-nél nagyobb szemcseméretű fenékhordalékból képződnek. A deltaorr területe a fenékhordalék szemcseméretével arányosan nő, bár nagyságát a folyótorkolat mélysége is befolyásolja. A fenékhordalék-szállítás megszakadásakor a 0,18 mm-nél finomabb, szuszpendált hordalék lerakódása általában csökkenti a deltaorr gyakran 30—35°-os lejtőjét.

Hegyektől körülvett tavakban az alluviális hordalékkúpok a víz alatt a GILBERT-deltához hasonló, de még meredekebb ferderétegű képződményben folytatódnak. Ha a delta vagy a hordalékkúp lejtője eléggé meredek, akkor a rajta meginduló tömegmozgás nemcsak a rétegzés folytonosságát zavarja meg, hanem tekintélyes mennyiségű durva törmeléket juttathat a tó mélyebb részébe *(8.42 ábra)*.

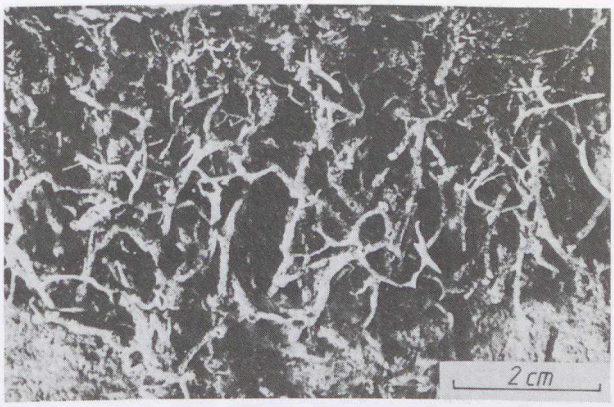
Az eutróf tavak lapos partjai mentén hűvös–nedves és meleg–nedves klímában megindult *tőzegesedés* a tavak tőzeglápokká való átalakulása és a keletkezett tőzeg szervetlen üledékkel való gyors betakarása esetén idővel *humuszkőszenek* (III. kötet, 31.12. fejezetrész) képződését eredményezi.



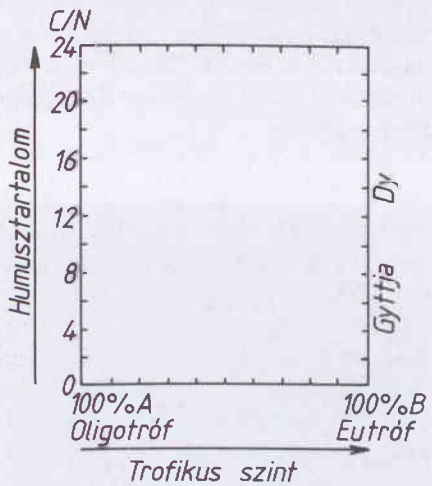
8.42 ábra. A Brienzi-tóba épült Aare-deltán megindult tömegmozgásból származó turbiditek elterjedése STURM—MATTER (1978) szerint

8.512 A mélyvízi törmelék eloszlását a víznek a légmozgás, a beömlő vizek tehetetlensége és a földforgás által is befolyásolt áramlásain kívül a tó sűrűség szerinti rétegzettsége irányítja (*8.22* és *8.27 ábra*). Túlnyomó része a lebegő hordalékból származik. A finomabb szemcsék mindig messzebb szállítódnak a torkolattól, és később ülepednek le. Mivel a kicsiny elektrolittartalom csökkenti a koagulációt, *az édesvizű tavak agyagja általában jóval finomabb szemű, mint a sóstavaké*, amelyekben az agyagrészecskék pelyhes kicsapódása gyorsan végbemegy. Durvább törmeléket elsősorban a beömlő folyóvíz fenéken haladó, tartós tehetetlenségi áramai s a víz alatti tömegmozgásokhoz csatlakozó (de a tehetetlenségieknél jóval rövidebb időtartamú) *zagyárak* juttatnak a tó mélyebb részébe. Azonban tiszta vizű, de nagy erejű fenékfolyások is képesek a már lerakott üledék áthalmozására. Mindez a folyótorkolat előterében *víz alatti törmelékkúpok és -karéjok*, *csatornák és kimélyülések* kialakulását eredményezheti (lásd *8.6 ábra*). Ennek ellenére a zagyból való ülepedésre jellemző, gradált rétegzést a mérsékelt övi tavakban mégis inkább csak a viszonylag ritka, katasztrofális árvizekkel lehet kapcsolatba hozni. A fitoplankton (főleg a diatoma-tenyészet) szezonális fluktuációjával is alátámasztott évszakos gradációt, ritmikus varvképződést főleg az arktikus (ill. periglaciális) és monszun-vidékek tavaiban sikerült biztosan megállapítani (7.72. fejezet). Az üledékek túlnyomó része horizontálisan rétegzett.

Az eutróf tavak fenekén leülepedő, állati és növénymaradványoktól bűzlő, vasszulfidtól mélyfekete színű, agyagos *rothadó iszapot* (a szapropélt) az anaerob baktériumok bősége jellemzi. A felismerhető szerves maradványokat tartalmazó szapropélt *förná*nak, a kolloid állapotú szerves anyaggal (humuszsavak származékaival) telítettet *áffjá*nak vagy *dy*-nak nevezik. A fenékvíz időnkénti felfrissülése esetén, a részleges oxidáció következtében szürkévé vagy szürkésbarnává lett, rugalmas fenékiszapot, a *gyttjá*t (ejtsd: jüttja) iszapfaló férgek és lárvák népesítik be *(8.43 ábra)*; a gyttja nagy része ezek ürülékcsomóiból áll. Az üledék eutróf vagy oligotróf eredetét és trofikus szintjét a *8.44 ábra* fejezi ki. A nagy szervesanyag-tartalmú rothadó iszapokból a diagenezis során szénhidrogének (III. kötet, 31.2. fejezet), ill. szapropél-kőszenek (III. kötet, 31.12. fejezetrész) keletkezhetnek. A nagyon ellenálló gyanták és viaszok liptobiolitokként őrződnek meg (III. kötet, 31.143. fejezetrész). A diatomapáncélok néha több m vastagságú kovaföldde halmozódnak (III. kötet, 26.91. fejezet); a főként algák szerves anyagából képződő kerogénnel átitatott üledék pedig olajpala gyanánt hasznosítható (III. kötet, 31.24. fejezet).



8.43 ábra. Araldittal kitöltött *Tubicida*-csövek a Boden-tó üledékében az Argen torkolatának előterében, WAGNER (1968) szerint



8.44 ábra. A szerves üledék trofikus szintjét és humusztartalmát ábrázoló HANSEN-féle (1961) diagram

A = az alkáliákban oldható SiO_2 visszamaradása utáni anorganikus SiO_2-tartalom

B = a *biogén* eredetű anorganikus anyag (kovavázak és a biogén közreműködéssel kicsapódó $CaCO_3$)

A disztróf tavakban C/N > 10–15.

A fenékvíz O_2-hiánya a rétegzés eredeti formáinak fennmaradása szempontjából igen előnyös, jóllehet a gázoknak a rothadó iszapból való távozása (lásd *8.36 ábra*) ennek ellenében hat. Az ilyen üledékekben a szulfátredukáló baktériumok működése nyomán szulfidok képződnek. Oxigéndús fenékviszonyok ellenben fenéklakó állatok megtelepedését és az ásó–fúró szervezetek iszapkeverő tevékenysége révén a rétegzettség részleges vagy teljes eltüntetését segítik elő.

8.52 KÉMIAI ÉS KÉMIAI–BIOKÉMIAI ÜLEDÉKEK

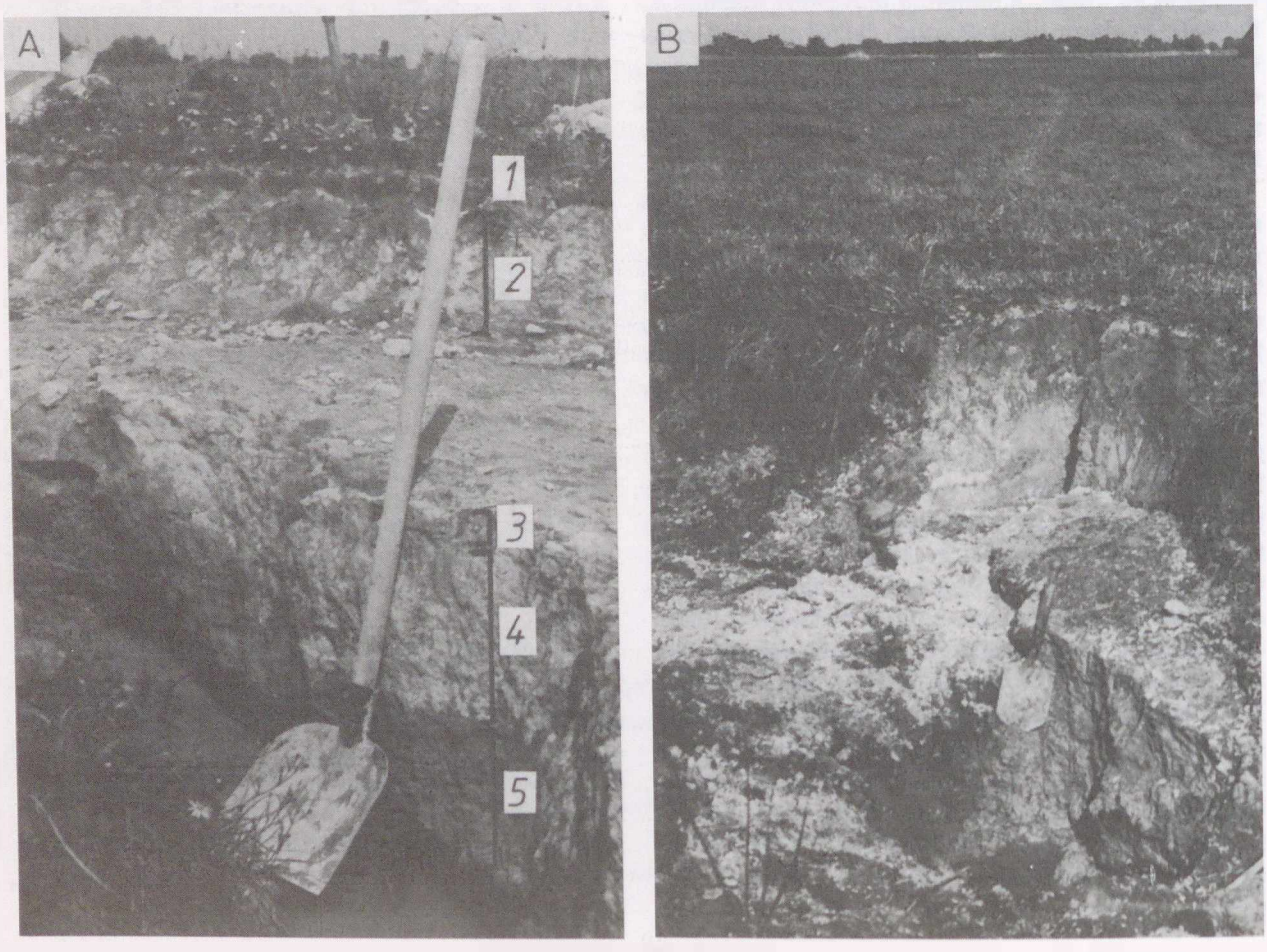
Lerakódásukat a tóvíz kémiai alkata, a vízelvezetés módja és a tó éghajlata szabja meg. Az átfolyással rendelkező tavakat kémiai és biológiai, a belső vízelvezetésűeket pedig — amelyek főleg arid és szemiarid vidékekre esnek — evaporitos üledékképződés jellemzi.

8.521 A szubboreális tavak humuszban gazdag szegélyvizeiben (Észak-Németországban, Finnországban), főleg a folyótorkolatok közelében, sok helyütt bakteriális eredetű *goethit-pizoidok* képződnek. Ezek mennyisége azonban a tó közepe felé csökken (III. kötet, 27.613. fejezetrész). A légköri oxigén hatására a mocsarakban szerves anyagban és vasfoszfátokban (vivianit) gazdag, agyagos–homokos gyep- és mocsárvasérc válhat ki (Nagyléta); ennek Fe-tartalma olykor 45, P_2O_5-tartalma pedig 10%-ot is elérhet.

A tundravidék télen fenékig befagyó tavaiból csak nagyon kevés üledék rakódik le, mert a fagyott fenéküledék a tavaszi olvadáskor fölengedve ismét felszínre emelkedik.

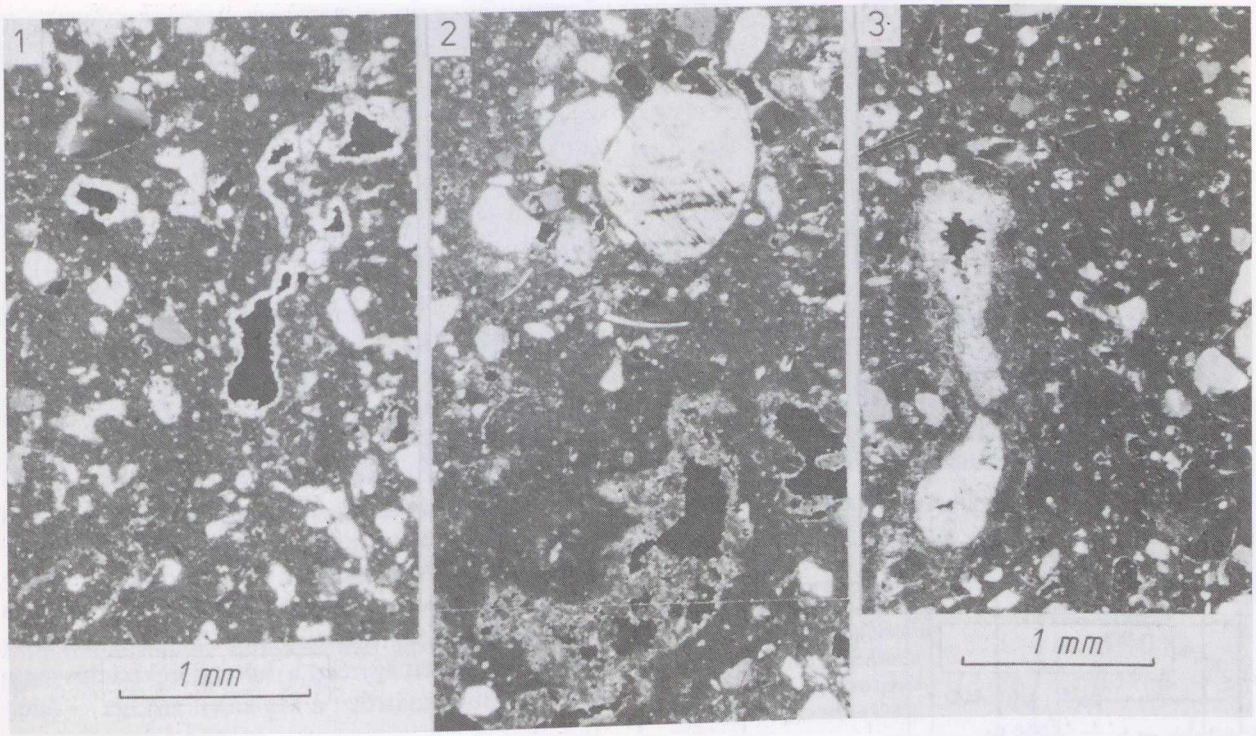
8.522 A mérsékelt övi tavak part közeli részein 90—95% $CaCO_3$-tartalmú, több m vastagságú puha, gyakran dolomitos mésziszap *(tavikréta)* ülepedhet le, ha környezetük karbonátos kőzetekben bővelkedik. A tó feltöltődése után növényzettel és tőzeggel fedett „tavikrétá"-t (*8.45* és *8.46 ábra*) „réti mészkő"-nek is nevezik. Szerepet játszik keletkezésében, hogy a tószegély víz alá merülő hínárját az asszimiláció okozta CO_2-elvonás következtében — ha a pH 9 fölé emelkedik — kis Mg-tartalmú *kalcit* vonja be. A hínárról lehámló mészpikkelyeket azután a vízmozgás összemossa. A mészkiválás igen gyors lehet. SCHWARZBACH (1974) szerint pl. a Lunzi-tóban a 100 kg-nyi átokhínár *(Elodea canadensis)* által 10 órás napsütésnél termelt $CaCO_3$ mennyisége 2 kg-ot is elér.

A hőmérséklet emelkedése mind a párolgás, mind a növényi fotoszintézis megélénkítése révén csökkenti a $Ca(HCO_3)_2$ oldatban tartásához szükséges CO_2 mennyiségét (2.325. fejezetrész), növeli a $(HCO_3)^-$ disszociációját. Az OH^- ionok megjelenése növeli



8.45 ábra. Alföldi szikes tó dolomit-üledékei. — Csólyospálos déli (A) és északi (B) feltárás. — Foto: MOLNÁR B.

5. Vörösfoltos, lazább, homokos dolomit. — *4.* Világosszürke, kemény dolomit. — *3.* Sötétszürke, kemény dolomit („pecsmeg"). — *2.* Világosszürke dolomitiszap. — *1.* Talaj.



8.46 ábra. Alföldi szikes tavak dolomit-üledékeinek szöveti képe. — Foto: MOLNÁR B. — 1 N

Dolomikritbe ágyazott fehér (kvarc) homokszemcsék; zsugorodási vagy növénymaradványok utáni üregek (fekete); az utóbbiakat részben vagy egészen kitöltő, rostos vagy drúzás kalcipátit kristályok. A 2. sz. képen vékony fehér molluszkum-héjtöredékek (?).

1. A Csólyospálos D-i feltárás alja. — *2.* A Kömpöc É-i feltárás 60–82 cm közötti része. — *3.* Az utóbbi 45–55 cm közötti része.

ugyan a víz pH-ját, a szabad Ca^{2+} ionok lekötődése azonban az alkalinitás csökkenését eredményezi (*8.47* és *8.48 ábra*):

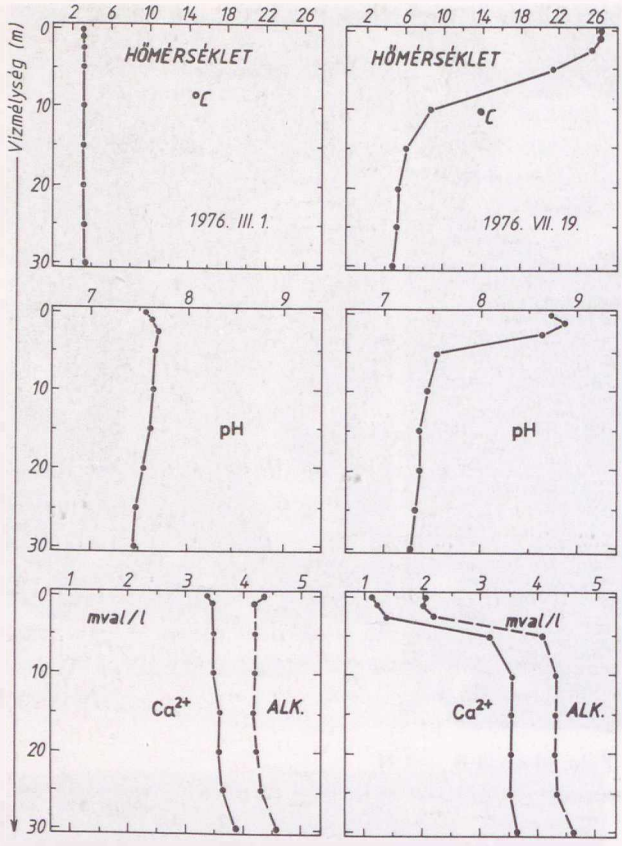
$$Ca(HCO_3)_2 + H_2O \rightleftharpoons Ca^{2+} + 2OH^- + 2CO_2 + H_2O \rightleftharpoons$$
$$\rightleftharpoons CaCO_3 + CO_2 + 2H_2O. \qquad (8.9)$$

A fölmelegedő epilimnionban tehát $CaCO_3$ válik ki. S bár a leülepedő karbonátrészecskék egy része a hideg hipolimnionban újra feloldódhat, a tófenék $CaCO_3$-tal való bevonódása a víz nyári fölmelegedésének megbízható jelzője lehet.

Elsődleges karbonátkiválást eredményezhet különböző sótartalmú vizek találkozása is. Az erősen alkáliás anatóliai tavakban pl. a 7,5 körüli pH-jú, $Ca(HCO_3)_2$-ben gazdag folyóvizek torkolatvidékén — a karbonátoldhatóság hirtelen csökkenése miatt — jelentős mennyiségű aragonit csapódik ki, és festi fehérre a keveredési öv vizét.

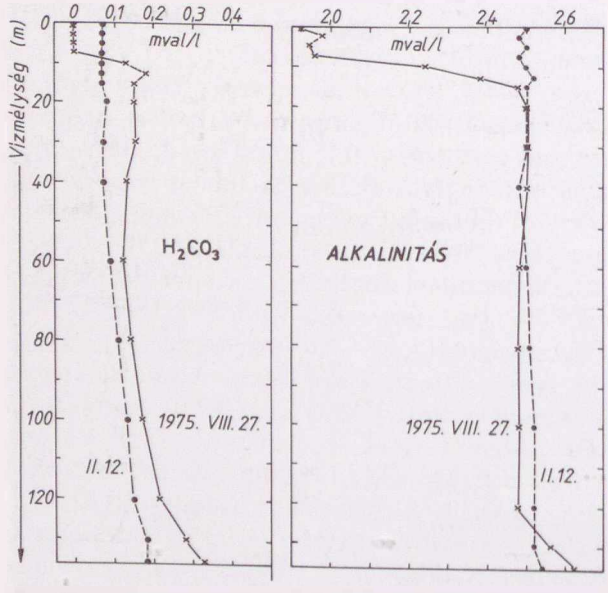
Fontos továbbá a kékeszöld algák csigaházakat és törmelékszemcséket beburkoló, mészanyagú *onkoidokat* létrehozó tevékenysége *(8.49 ábra)*. Ezek a gömbölyded vagy korong alakú onkoidok többnyire a hullámverte part és a mélyvíz közötti sávban halmozódnak föl, és morzsalékos karbonáthomokot alkothatnak. — A parti övekben gyakoriak az aragonitvázú puhatestűek *lumasellái*. — Az erősen rétegzett (aljukon anoxikus) vizű, mély tavak fenekének szerves anyagban gazdag rétegei évszakosan megjelenő, morzsalékos márgarétegekkel váltakoznak. — Más mérsékelt övi tavak homok- és kavics-aljzatán pedig cm nagyságrendű *vas–mangánkonkréciók* képződnek (III. kötet, 27.6131. és 28.62. fejezet).

$Ca_{1+y}Mg_{1-y}(CO_3)_2$ összetételű, gyengén rendezett kristályszerkezetű, Ca-dús *protodolomit*ot — amelyben az *y* értéke 0,05—0,15 között ingadozhat — nemcsak trópusi sóstavak, hanem számos mérsékelt övi édesvízű vagy szikes tó (nálunk a Balaton, a Fertő tó és a Duna–Tisza közi szikes tavak: 14.29112. fejezetrész) finom szemű üledékeiből is kimutattak (MÜLLER 1969; MÜLLER—IRION—FÖRTSNER 1972; MOLNÁR 1979, 1980, 1983). MÜLLER—IRION és FÖRTSNER (1972) szerint azonban tóvízből elsődlegesen kiváló ásványnak csak az *aragonit* ($CaCO_3$), a (kis Mg-tartalmú) *kalcit* ($Ca_{1-x}Mg_xCO_3$, ahol *x* értéke 0,00—0,04 között van), a *Mg-kalcit* ($Ca_{1-z}Mg_zCO_3$, ahol *z* értéke 0,04—0,15 közé csik), a *hidromagnezit* $[Mg_5(OH)(CO_3)_2]_2 . 4\,H_2O$ és a *nesquehonit* ($MgCO_3 . 3\,H_2O$) tekinthető. A *dolomit* $[CaMg(CO_3)_2]$ ellenben — a valószínűleg belőle képződő *huntit*tal $[CaMg_3(CO_3)_4]$ és *magnezit*tel $[MgCO_3]$ együtt — csak másodlagos (korai) diagenetikus ásvány. Mindegyik karbonátásvány nagy víztartalmú, kőzetlisztes és agyagos iszapban jelenik



8.47 ábra. A pH, az alkalinitás és a Ca^{2+}-eloszlás hőmérséklet-függése a svájci Greifensee-ben WEBER (1981) szerint

Balról a kora tavaszi cirkulációs, jobbról a nyári stagnálási periódusban mért értékek.



8.48 ábra. A H_2CO_3-tartalom és az alkalinitás mélység szerinti alakulása a Zürichi-tó vizében 1975. II. 12-én, ill. VIII. 27-én, WEBER (1981) szerint

Balról a téli cirkulációs, jobbról a nyár végi stagnálási periódusban mért értékek.

meg. Az elsődleges karbonátok szemcsenagysága 10 μm-t is elérhet, a másodlagosaké általában 2μm alatt van. Azt, hogy a karbonátásványok közül melyik válik ki, a tóvíz, ill. a pórusvíz *Mg:Ca aránya* határozza meg *(8.4 táblázat)*. A Mg:Ca arány erős fluktuálásának kitett tavakban természetesen az ásványkiválás eltolódásával kell számolnunk. Így pl. a B_1 és B_2 osztályban — ahová a Balaton szubrecens üledékei is tartoznak — a Mg-kalcit mellett kalcit is megjelenhet elsődlegesen. A *C* osztályban pedig az aragoniton kívül elsődleges kalcit és Mg-kalcit is előfordulhat. *Másodlagos dolomit azonban csak olyan tavi üledékekben* (pl. a Balaton óholocén, a Fertő tó recens iszapjában: *14.34 ábra*) *jön létre, amelyek elsődleges ásványai között a Mg-dús kalcit is jelen van, és amelyek pórusvizének Mg:Ca hányadosa* > 7. A Mg-szegény kalcit és az aragonit azonban nem dolomitosodik. A dolomitképződésnek a Mg-kalcithoz való kötődését kristályszerkezetük hasonlósága magyarázza. Ennélfogva a dolomitképződésre kedvező Mg:Ca arány beállása esetén a Mg-kalcit egyrészt a dolomit nukleációs magjául szolgálhat, másrészt a Mg-kalcit anyaga — feloldódása után — könnyen csapódhat ki újra dolomitként. — A másodlagos dolomitnak huntittá és magnezitté való részleges vagy teljes átalakulására csak az erősen fluktuáló vízszintű és nagy Mg:Ca arányú *playa-típusú* tavak iszapjában lehet számítani.

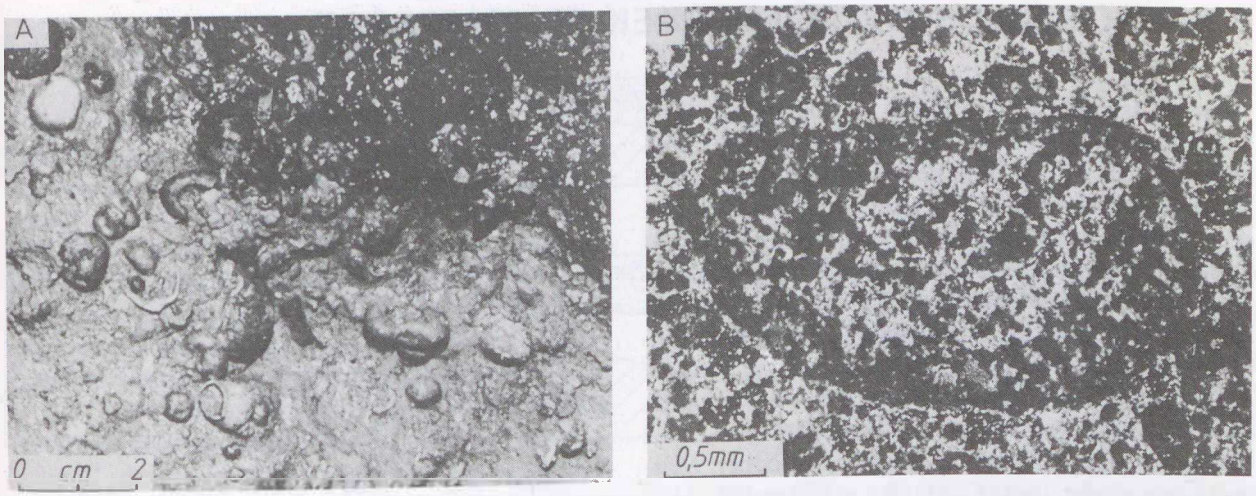
8.4. táblázat. Állandó Mg/Ca arányú tavak karbonátásványai*

Osztály	Mg : Ca arány	Elsődleges karbonátásvány	Másodlagos karbonátásvány
A	< 2	Mg-szegény kalcit	—
B_1	2—7	Mg-dús kalcit	—
B_2	7—12		Dolomit
C	> 12	Aragonit	—
D	> 500 + > 34 g/l Mg	Hidromagnezit, nesquehonit**	—

* MÜLLER—IRION—FÖRSTNER (1972) szerint.
** Evaporációs kísérletek alapján.

Nagy mennyiségű — az Eyre-tóban 4 milliárd t-nyi — *gipsz* ($CaSO_4 . 2 H_2O$) kiválására csak akkor kerül sor, ha az SO_4^{2-} és Ca^{2+} ionok, ill. a H_2S anoxikus viszonyok között, megfelelő koncentrációban vannak jelen.

Lassú ásványkiválás esetén a beépült oxigénizotópok mennyisége arányos lehet azok oldatbeli mennyiségével. A karbonátok oxigén-izotóp arányai ennélfogva eredménnyel használhatók fel az őshőmérséklet

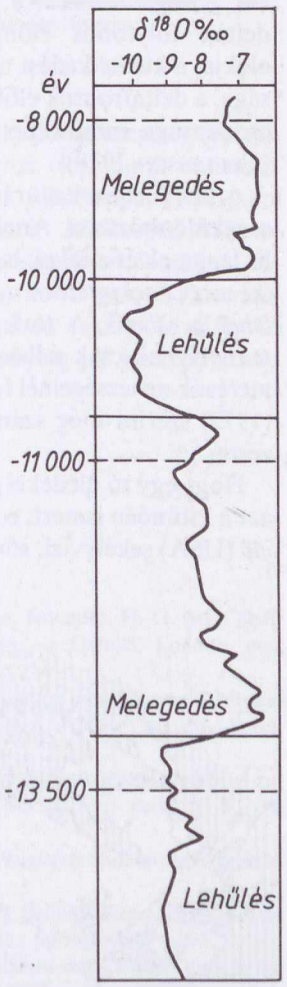


8.49 ábra. Morzsás karbonátos homokon növekvő onkoidok a Gnadensee (Untersee) fenekén (**A**), és egy ilyen onkoid metszete (**B**), MÜLLER (1971) szerint

és az őssótartalom változásainak jelzésére (PEARSON JR.—COPLEN 1978; *8.50 ábra*).

8.523 Az arid és szemiarid tavak belső vízelvezetésű, állandó vagy kiszáradó állóvizek, amelyekben az erős párolgás és besűrűsödés következtében különböző *evaporitok* (leggyakrabban Ca-, Na-, Mg-karbonátok, dolomit, gipsz, halit, szulfátok, ritkábban borátok, nitrátok, kálisók) válnak ki. A sókiválás a hőmérséklettől és a sókoncentrációtól függően vagy a tó felszínén vagy a fenekén indul meg. Az állandó vizű sóstavakat a felszínen kicsapódó sókristályok fenékre süllyedése jellemzi, s a lerakódás folyamatosságát az elpárolgó víz helyébe befolyó, kisebb koncentrációjú, híg sós víz biztosítja. A kiszáradó sóstavakban viszont a koncentráció folytonos növekedésének megfelelő sósorozatok években való kiválását a talajvíz fölfelé szivárgása bonyolítja (II. kötet, 25.33. fejezet). Az időnként sós mocsarakká alakuló tavakban a kicsapódó sók terrigén anyagokkal (pl. szélfújta porral) való keveredése révén gyakran *sósagyagok* keletkeznek. A sókiválás számos tóban megszakítás nélkül, másokban csak nyáron történik; sok helyütt a száraz évszakban leülepedett sók a nedves évszakban ismét föloldódnak. A néhány cm vastag sórétegek váltakozásai sokszor évgyűrűkként értékelhetők. A tavi sótelepek összvastagsága azonban sohasem több néhány dekaméternél.

A sivatagok belül laza kőzetdarabjait néha vékony, Fe–Mn-oxidhidrátokból, opálból és kalcedonból álló kéreggel bevonó és védelmező, fekete vagy sötétbarna színű *sivatagi máz*ról újabban kiderült, hogy neogén sporomorfákon kívül izoprenoid szénhidrogéneket is tartalmaz. Ez a máz Egyiptomban a szél által még nem korrodált állapotban az egykori időszakos tavak üledékeinek száradási repedéseit kitöltő, érdes mész- és gipszkérgekkel együtt található. Ezért keletkezése JUX (1983) szerint agyagos-homokos tavi üledékeknek az alkálikus pórusvizű feküre való rátelepülésével magyarázható. Az alulról fölfelé szivárgó lúgos oldatok által az agyagból kioldott alkotórészek az üledék felszínén új ásványokat alkotva úgy váltak ki, hogy az anorganikus SiO_2-gélek koagulációja megelőzte a biogén opálvázak korrózióját (6.61. fejezet).



8.50 ábra. A $^{18}O/^{16}O$ izotóparány klímaingadozást jelző változása egy svájci tó késő- és posztglaciális üledékeiben, EICHER (1982) nyomán

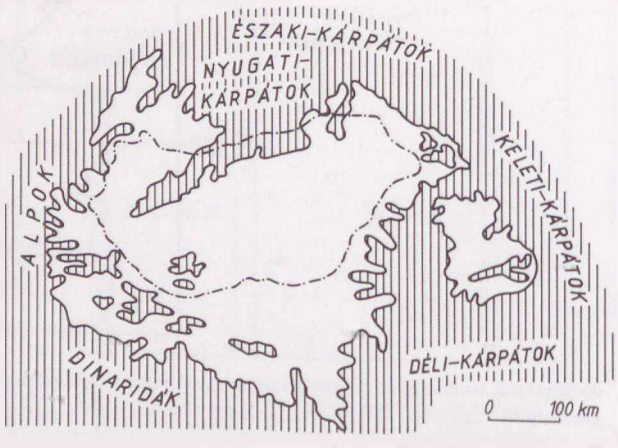
8.6 A FOSSZILIS TAVI ÜLEDÉKEK FELISMERÉSE

Ez az ősmaradvány-tartalom s a kémiai és fizikai sajátságok együttes figyelembevétele alapján lehetséges. Bár a folyóvízi ősmaradványoknak a taviaktól való elkülönítése nem mindig egyértelmű, az édesvízi és tengeri ősmaradvány-társaságok elkülönítése a 8.4 fejezetben foglaltakra támaszkodva mégis keresztülvihető. A tengeri üledékekkel szembeni kémiai különbség specifikus ásványaik és ásványtársaságaik különbözőségében nyilvánul meg. Ez azt jelenti, hogy egész sor evaporitásvány (mirábilit, burkeit, trona, szóda, nitrátok, borátok, magadiit stb.) csak a tenger vizétől lényegesen eltérő összetételű vízben képződhet. Másrészt ezen ásványtársaságoknak a vízösszetétel változásait tükröző, rétegsoron belüli fluktuációja is sokkal mélyrehatóbb, mint a tengeri üledékekben.

Fizikailag a dagályáramok hiánya, a hullámzás jóval gyöngébb volta, a parti üledékek éretlensége, a delták folytonos előnyomulásra utaló, hosszúkás alakja, a kiemelkedést tanúsító üledékjegyek gyakorisága, a deltafrontok előtti, mélyvízi BOUMA-sorozatok csonkasága minősülhet megkülönböztető bélyegnek (COLLINSON 1978).

A tavi üledékeket aránylag könnyű a folyóvíziektől megkülönböztetni. Annál nehezebb az epikontinentális tengerek és a tavak hasonló üledékeinek elkülönítése, mert *e tekintetben csak a fenti ismérvek összessége lehet perdöntő*. A tavi üledékek a földtörténeti okmánytárnak csak néhány százalékát teszik ki. Felismerésük nehézségeinél fogva azonban PICARD és HIGH (1972) szerint még számos képviselőjük vár fölfedezésre.

Hogy egy tó üledékei milyen változatosak lehetnek, azt a kitűnően ismert, eocén korú *Green River Formáció* (USA) sekélyvízi, sőt részben evaporitos üledéksora bizonyítja. Parti fácieseit zöld és vörös agyagkő, meszes agyagos aleurit és homokkő, oopátit, algás mészkövek, intraformációs és tűzkőkonglomerátumok képviselik. A medence belsejét olajpala, szerves anyagban dús meszes és dolomitos pala, homokos vagy agyagos mészkő és dolomit tölti ki. Számos ritka vagy csak itt található ásványon kívül egyes szinteket dús és változatos ősmaradvány-tartalom és a szapropéles varvoktól a nagyobb méretű ciklusokig terjedő üledékképződési ütemesség tüntet ki.

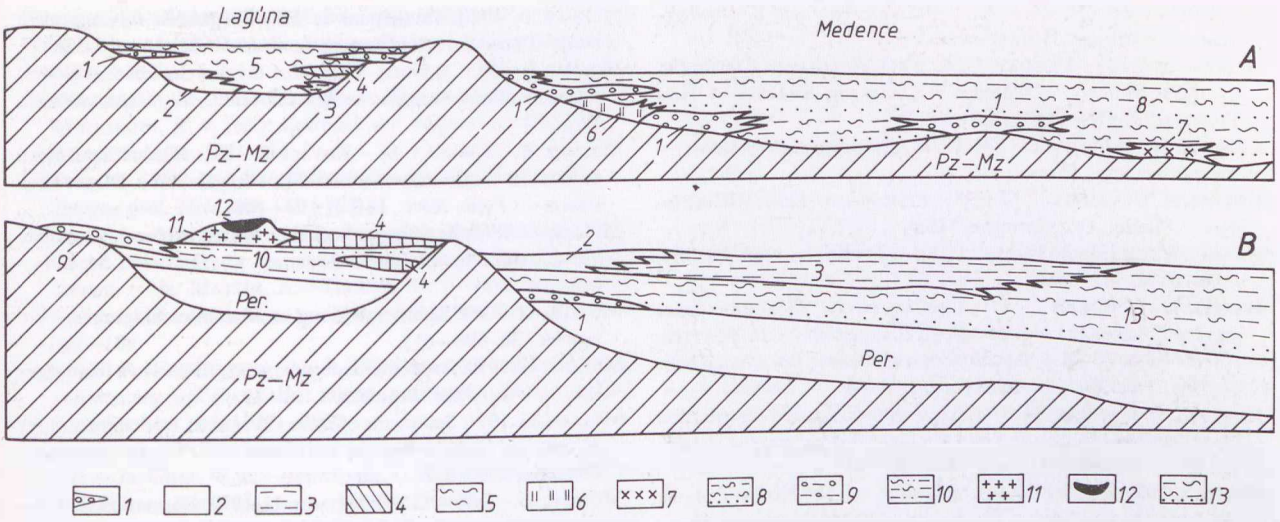


8.51 ábra. A Kárpát-medence pannóniai emeletbeli üledékeinek elterjedése. — JÁMBOR Á. vázlata

A Kárpát-medence mai képének kialakításában különleges jelentősége van a Paratethysről kb. 12 millió évvel ezelőtt lefűződött *Pannóniai-beltenger*nek, amelynek peremei a hazánkkal szomszédos országokba is átnyúlnak *(8.51 ábra)*. Ennek a pleisztocénig számított feltöltődése során a szélein 0,5, a belsejében 2—3, a Makói-árokban pedig 4,5 km vastagságot is elérő, szénhidrogén-tartalmú üledéksor rakódott le. E nagy vonalakban kettős tagolódású, hatalmas üledéktömeg alsó 1/3-a uralkodóan szürke pélitekből (agyagos–márgás aleuritból, márgából, mészmárgából), alárendelten homok- és kavicsrétegekből áll. Ezek többsége a csökkentsós vizű medence belső részének jelentős vízmélysége mellett az ártéri síkságtól a mélyvízi síkságig terjedő delta üledékképződési rendszer keretében alakult ki (*8.6* és *8.52 ábra, A*). A rétegsor felső 2/3-át a homok- és pélitrétegek egyensúlya, a vékonyrétegesség és a mocsári rétegek (szenes agyag, lignit) viszonylagos gyakorisága jellemzi, tehát már a feltöltődés végső fázisában, deltasíksági és tavi–folyóvízi körülmények között ülepedett le.

A medencéből kiemelkedő középhegységek környezetében, a medenceperemeken és a hegyközi lagúnákban viszont az előbbinél jóval vékonyabb (50—300 m-es) és változékonyabb üledékek rakódtak le. E sekélyebb részmedencéket a szürke pélitek és homokok uralma mellett tarka agyag, abráziós kavics, fehér kvarchomok, édesvízi mészkő, mészmárga, diatomit, szerves anyagban dús, lemezes márga, a legfelső szintekben pedig — Szlovénia, a Grazi- és az Erdélyi-medence területén — sárga, viszonylag durva folyóvízi homok, agyag, kavics összletek megjelenése jellemzi *(8.52 ábra, B)*.

A pannóniai üledékösszlet változatosságát egyidejű vulkáni termékek is növelik. A miocén riolitos–andezites vulkanizmusa (SZÉKYNÉ—KOZÁK 1984) a pannon elején a Tokaji-hegység körzetében, Kárpátalján s az Erdélyi-medencében a *legfelső* vagy báznai *riolittufa* szórásával folytatódott. A Duna–Tisza közén az összlet alsó harmadában, a Dunántúlon és Salgótarján környékén pedig annak felső részében *bazaltvulkáni termékek* ismeretesek. A bazaltkitörések nyomán



8.52 ábra. Az alsó-pannóniai Peremartoni Formációcsoport *(A)*, valamint a felső-pannóniai Dunántúli Formációcsoport *(B)*, fácieselrendeződésének elvi vázlata JÁMBOR (1980) szerint

Pz–Mz: Feküképződmények. — *1.* Abráziós parti gyöngykavics és kvarchomok. — *2.* Hegységperemi tarka agyag, homok, kavics. — *3.* Lignit, szenes agyag. — *4.* Édesvízi mészkő. — *5.* Lagúnabeli agyagmárga. — *6.* Lignit, szenes agyag. — *7.* Vulkanoklasztos üledékek. — *8.* Nyíltvízi agyag, agyagmárga, homok. — *9.* Folyóvízi tarka agyag. — *10.* Lagúnabeli agyagmárga, homok. — *11.* Bazalt, bazalttufit. — *12.* Alginit. — *13.* Medencebelseji homok és agyagmárga. — *Per.* = Peremartoni Formációcsoport.

létrejött nyugat-dunántúli krátertavakban szerves anyagban dús, leveles–lemezes *alginitek* (olajpalák) rakódtak le (III. kötet, *31.79/a, 31.79/b, 31.80,* és *31.82. ábra*).

A pannóniai üledékképződést 2,4 millió évvel ezelőtt megszakító töréses mozgások miatt a pleisztocén a medence túlnyomó részén diszkordánsan fedi a pannóniai összletet.

A pannóniai rétegek — fajokban szegény (de nagyon variábilis), kiédesedő-vízi élővilá̈guk endemizmusa miatt — a világtenger üledékeivel őslénytani alapon nem párhuzamosíthatók. *Melanopsis, Limnocardium, Congeria, Ostracoda* és gerinces faunájuk, főleg pedig *diatomás és dinoflagellatás mikro- és nannoplanktonjuk* segítségével azonban sekély- és mélyvízi kifejlődéseik egymással viszonylag jól korrelálhatók.

IRODALOM

ANDERSON, R. Y.—DEAN, W. E.—BRADBURY, J. P.—LOVE, D. 1984: Meromictic lakes and varved lake sediments in North America. — *U. S. Geol. Surv. Bull.*, **160 J.**, 18 p.

BALOGH K. 1946: A szovátai Medve-tó. — *Beszámoló a MÁFI vitaüléseinek munkálatairól.* **7**, 1/2, 5—26.

BEADLE, L. C. 1974: *The Inland Waters of Tropical Africa.* — London: Longman, 365 p.

BLOHM, M. 1974: *Sedimentpetrographische Untersuchungen am Neusiedler See/Österreich.* — Inaugur. Diss. Univ. Heidelberg.

BONYTHON, C. W.—MASON, B. 1953: The filling and drying of Lake Eyre. — *Geogr. J.*, **119**, 321—330.

BRUCKNER S.-NÉ—CSERNY T.—FARKAS L.—IKRÉNYI K.—NAGY T.-NÉ—RIMANÓCZY L.-NÉ 1983: Előzetes jelentés a „Balaton aktuogeológiai kutatása" c. témáról. — Kézirat. — *MÁFI Adattára.*

CHOLNOKY J. 1897: A Balaton limnológiája. — *A Balaton Tud. Tan. Eredm.*, **I, 3**, 1—122.

CHOLNOKY J. 1918: A Balaton hidrográfiája. — *A Balaton Tud. Tan. Eredm.*, **I, 2**, 1—316.

CHOLNOKY J. 1937: *Magyarország földrajza.* — Budapest: Franklin, 529 p.

COLLINSON, J. D. 1978: Lakes. — *In:* READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies.* — Oxford, London, etc.: Blackwell, 61—79.

CSANADY, G. T. 1979: Water Circulation and Dispersal Mechanisms. — *In:* LERMAN, A. (ed.): *Lakes.* — New York, etc.: Springer, 21—64.

EICHER, U. 1982: Isotopenmessungen an Sedimenten als Mittel zur Klimarekonstruktion. — *Mitt. Nat. f. Ges. Bern, N. F.*, **39**, 111—113.

ELEK I. 1984: Fűzfői, Keszthelyi és Szigligeti öböl anyagvizsgálata. — Kézirat. *MÁFI Adattára.*

EUGSTER, H. P.—HARDIE, L. A. 1978: Saline Lakes. — *In:* LERMAN, A. (ed.): *Lakes.* — New York, etc.: Springer, 237—293.

FOREL, F. A. 1887: Le ravin sous-lacustre du Rhône dans le lac Léman. — *Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat.*, **23**, 85—107.

FÖRSTNER, U.—MÜLLER, G.—REINECK, H.-E. 1968: Sedimente und Sedimentgefüge des Rheindeltas im Bodensee. — N. Jb. Miner., Abhandl., **109**, 33—62.

FREMAN, T. 1982: Oncolites from lacustrine sediments in the Cretaceous of north-castern Spain. — *Sedimentology*, **29**, 433—436.

FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970: *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Stuttgart: Schweizerbart.

GALLOWAY, W. E.—HOBDAY, D. K. 1983: *Terrigenous Clastic Depositional Systems.* — Chapter 9: Lacustrine Systems. — New York, etc.: Springer, 185—201.

GRAF, W. H.—MORTIMER, C. H. 1979: *Hydrodynamics of Lakes.* — Amsterdam, etc.: Elsevier, 360 p.

HÅKANSON, L.—JANSSON, M. 1983: *Principles of Lake Sedimentology.* — Berlin, etc.: Springer, 316 p.

HANSEN, K. 1961: Lake types and lake sediments. — *Verh. Int. Ver. Limnol.*, **14,** 285—290.

HARDIE, L. A.—SMOOT, J. P.—EUGSTER, H. P. 1978: Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. — *In:* MATTER, A.—TUCKER, M. E. (eds): *Modern and Ancient Lake Sediments.* — *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **2,** 7—41.

HARRSCH, E. C.—REA, D. K. 1982: Composition and distribution of suspended sediments in Lake Michigan during summer stratification. — *Environment. Geol.*, **4,** 2, 87—98.

HORIE, S. 1978: Lacustrine sedimentation. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 421—427.

HSÜ, K. J.—KELTS, K. 1978: Late Neogene chemical sedimentation in the Black Sea. — *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **2,** 129—145.

HUTCHINSON, G. E. 1957: *A Treatise on Sedimentology. I.* — New York: Wiley, 1015 p.

JÁMBOR Á. 1980: Szigethegységeink és környezetük pannóniai képződményeinek fáciestípusai és ősföldrajzi jelentőségük. — *Földt. Közl.*, **110,** 498—511.

JANKOWSKI, B. 1981: Die Geschichte der Sedimentation im Nördlinger Ries und Randecker Maar. — *Bochumer geol. geotechn. Arb.*, **6,** 1—315.

JUX, U. 1983: Zusammensetzung und Ursprung von Wüstengläsern aus der Grossen Sandsee Ägyptens. — *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, **134,** 521—553.

KELTS, K.—HSÜ, K. J. 1978: Freshwater Carbonate Sedimentation. — *In:* LERMAN, A. (ed.): *Lakes.* — New York, etc.: Springer, 295—323.

KROTOVA, V. A.—MAN'KOVSZKIJ, V. I. 1969: Szhema preobradajnscsih tecsanij v szloe ot 0 do 100 metrov. Ijul'—oktobr. — *In: Atlasz Bajkala.* — Irkutszk-Moszkva: Izd. GUGK iri SZM. AN SzSzSzR, p. 13.

LAST, W. M. 1984: Modern sedimentology and hydrology of Lake Manitoba, Canada. — *Environment. Geol.*, **5,** 4, 177—190.

LEEDER, M. R. 1982: *Sedimentology. Process and Products.* — London: Allen & Unwin, 155—160.

LERMAN, A. (ed.) 1978: *Lakes. — Chemistry, Geology, Physics.* — New York, etc.: Springer, 363 p.

LISTER, G. S.—GIOVANOLI, F.—EBERLI, G.—FINCKH, P.—FINGER, W.—HE, Q.—HEIM, C.—HSÜ, K. J.—KELTS, K.—PENG, C.—SIDLER, C.—ZHAO, X. 1984: Late Quaternary sediments in Lake Zürich, Switzerland. — *Econom. Geol.*, **5,** 4, 191—205.

LÓCZY L., id. 1913: A Balaton környékének geologiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — *A Balaton Tud. Tan. Eredm.*, **I.,** *1,* 1, 617 p.

LOTZE, F. 1957: *Steinsalz und Kalisalze. I.* — 2. Aufl. — Berlin: Springer, 466 p.

MATTER, A.—STURM, M. 1982: Sedimentologische Untersuchungen in den grossen Berner Seen: Brienzer-, Thuner- und Bielersee. — *Mitteil. Nat.f. Gesellsch. Bern. N. F.*, **39,** 59—73.

MATTER, A.—TUCKER, M. E. (eds) 1978: Modern and Ancient Lake Sediments. — *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **2,** 1—290.

MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1976: Az Egyek 1. sz. fúrás palinológiai vizsgálata. — *MÁFI Évi jel. 1973,* 219—231.

MOLNÁR B. 1979: Hiperszalin tavi dolomitképződés a Duna–Tisza közén. — *Földt. Közl.*, **110,** 1, 45—64.

MOLNÁR B. 1980: Geokémiai és üledékképződési folyamatok a Duna–Tisza közi szikes tavakban. — *Hidr. Tájékoztató,* 32—35.

MOLNÁR B. 1983: A Duna–Tisza közi tavak keletkezése, fejlődéstörténete és hasznosítása. — *MTA doktori értek. tézisei. Kézirat,* 12 p.

MOLNÁR B.—SZÓNOKY M.—KOVÁCS S. 1981: Recens hiperszalin dolomitok diagenetikus és litifikációs folyamatai a Duna–Tisza közén. — *Földt. Közl.*, **111,** 1, 119—144.

MÜLLER, G. 1966: Beziehungen zwischen Wasserkörpern, Bodensedimenten und Organismen im Bodensee. — *Naturwiss.*, **54,** 454—466.

MÜLLER, G. 1969: Sedimentbildung im Plattensee/Ungarn. — *Naturwiss.*, **56,** 606—615.

MÜLLER, G. 1970: Aragonite inorganic precipitation in a freshwater lake. — *Nat. Phys. Sci.*, **229,** 1, 18—19.

MÜLLER, G. 1971: Sediments of Lake Constance. — Sedimentology of parts of Central Europe. — *Guidebook VIII. Int. Sediment. Congress,* 237—252.

MÜLLER, G.—IRION, G.—FÖRSTNER, U. 1972: Formation and diagenesis of inorganic Ca–Mg carbonates in the lacustrine environment. — *Naturwiss.*, **59,** 158—164.

MÜLLER, G.—WAGNER, F. 1978: Holocene carbonate evolution in Lake Balaton (Hungary): a response to climate and impact of man. — *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **2,** 57—81.

MÜZANDRONCEV, I. B. 1982: „Gidrodinamicseszkaja koncepcija" N. M. SZTRAHOVA i oszadkoobrazovanie v Bajkale. — *In:* BELOEVA, V. A.—LUT, B. F. (red): *Pozdnekajnozojszkaja isztorija ozer v SzSzSzR.* — XI. Kongr. INQUA, Moszkva. — Novoszibirszk: Izd. Nauka Szibirszkoe Otdel, Limnologicseszkij Inszt. AN SzSzSzR, 11—18.

NYDEGGER, P. 1976: Strömungen in Seen. Untersuchungen in situ und an nachgebildeten Modellseen. — *Beitr. Geol. Schweiz. — Kleinere Mitteil.*, **66.** — Bern: Kümerly & Frey.

NYDEGGER, P. 1979: Water circulation in lakes. — Research in situ, using revolving lake-models (as shown in the film) and comparisons with the latest limnosedimentological results. — *In:* GRAF, W. H.—MORTIMER, C. H. (eds): *Hydrodynamics of Lakes.* — Amsterdam, etc.: Elsevier, 161—170.

NYDEGGER, P. 1982: Bewegungen in Seen. — *Mitteil. Nat.f. Ges. Bern.—N. F.*, **39,** 75—82.

PEARSON JR., F. J.—COPLEN, T. B. 1978: Stable Isotope Studies of Lakes. — *In:* LERMAN, A. (ed.): *Lakes.* — New York, etc.: Springer, 325—339.

PETTIJOHN, F. J. 1975: *Sedimentary Rocks.* — 3rd ed. — New York, etc.: Harper & Row, 628 p.

PICARD, M. D.—HIGH, L. R. 1972: Criteria for recognizing lacustrine rocks. — *SEPM Spec. Publ.*, **16,** 108—145.

PREISINGER, A. 1979: Sediments. — *In:* LÖFFLER, H. (ed.): *Neusiedlersee: the limnology of a shallow lake in Central Europe.*, **12,** 131—138. — The Hague, etc.: Junk.

RAGOTZKIE, R. A. 1978: Heat Budgets of Lakes. — *In:* LERMAN, A. (ed.): *Lakes.* — New York, etc.: Springer, 1—20.

RAMMING, H.-G. 1979: The dynamics of shallow lakes subject to wind. — An application to Lake Neusiedl, Austria. — *In:* GRAF, W. H.—MORTIMER, C. H. (eds): *Hydrodynamics of Lakes.* — Amsterdam, etc.: Elsevier, 65—75.

RÓNAI, A. 1969: The geology of Lake Balaton and surroundings. — *Mitteil. Int. Verein f. allgem. u. angewandte Limnologie,* **17,** 275—281.

RUTTNER, F. 1962: *Grundriss der Limnologie.* — 3. Ausg. — Berlin, 332 p.

SCHÄFER, A.—STAPF, K. R. G. 1978: Permian Saar-Nahe Basin and Recent Lake Constance (Germany): two environments of lacustrine algal carbonates. — *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **2,** 83—107.

SCHROLL, E.—WIEDEN, P. 1971: Eine rezente Bildung von Dolomit im Schlamm des Neusiedlersees. — *Tschermaks min. petr. Mitt.*, **7,** 286—289.

SCHWARZBACH, M. 1974: Geologische Bedeutung der Seen. — *In:* BRINKMANN, R. v. (ed.): *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie.* — Stuttgart: Enke, 185—216.

STURM, M. 1976: Die Oberflächensedimente des Brienzersees. — *Eclogae geol. Helv.*, **69,** 111—123.

STURM, M.—MATTER, A. 1978: Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density current. — *In:* MATTER, A.—TUCKER, M. E. (eds): Modern and Ancient Lake Sediments. — *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, **2,** 147—168.

SURDAM, R. C.—EUGSTER, H. P. 1976: Mineral reactions in the sedimentary deposits of the Lake Magadi region, Kenya. — *Bull. geol. Soc. Am.*, **87,** 1739—1752.

SÜNDERMANN, J. 1979: Numerical Modelling of Circulation in Lakes. — *In:* GRAF, W. H.—MORTIMER, C. H. (eds): *Hydrodynamics of Lakes.* — Amsterdam, etc.: Elsevier, 1—29.

SZÉKYNÉ FUX V.—KOZÁK M. 1984: A Nyírség mélyszinti neogén vulkanizmusa. — *Földtani Közl.*, **114,** 147—158.

TJOMSLAND, T. 1979: Application of a Mathematical Hydrodynamic Model to Lake Mjøsa. *In:* GRAF, W. H.—MORTIMER, C. H. (eds): *Hydrodynamics of Lakes.* — Amsterdam, etc.: Elsevier, 41—50.

VERBOLOV, V. I. 1977: Konvektivno-gradientnüe cirkuljacii po koszvennüm dannüm. — *In: Tecsenija v Bajkale.* — Novoszibirszk: Nauka. — 82—84.

VITUKI Közlemények 1986: *A Fertő tó vizsgálata a geokémia és geofizika segítségével.* — Budapest, 64 p.

WAGNER, G. 1968: Petrographische, mineralogische und chemische Untersuchungen an Sedimenten in den Deltabereichen von Schussen und Argen. Ein Beitrag zur Kenntnis der Bodenseesedimente. — *Schweiz. Z. Hydrol.*, **30,** 75—137.

WEBER, H. 1981: Sedimentologische und geochemische Untersuchungen im Greifensee (Kanton Zuerich, Schweiz). — *Eidgenoss. Techn. Hochsch.: Dissert. ETH,* **Nr. 6811,** 204 p.

WETZEL, R. G. 1975: *Limnology.* — Philadelphia: Saunker, 743 p.

WITNISS, J. 1979: Applications of a Transient Mathematical Model to Lake Kösen. — *In:* GRAF, W. H.—MORTIMER, C. H. (eds): *Hydrodynamics of Lakes.* — Amsterdam, etc.: Elsevier, 31—40.

9. A TENGERI ÜLEDÉKSZÁLLÍTÁS MECHANIZMUSA

BALOGH KÁLMÁN

A folyóvízekből, jégárakból és a légkörből a tengerbe került anyagok durvatörmelékes része a mozgási energia csökkenése, finomtörmelékes és oldott részlege pedig lebegőképességének elvesztése, ill. elektromos töltéseinek lekötése következtében a gravitáció hatására leülepedni törekszik. Mivel ebben a tengernek a tavakéhoz hasonló, de sokkal nagyobb méretű és hatásfokú mozgásai megakadályozzák, különböző mechanizmusok hatására részint gördülve, részint lebegve és minduntalan fölkavarodva, vagy csúszva–suvadva tovább szállítódik, s a körülményektől függő mértékben osztályozódik. Eközben parti és lejtő menti vagy medencebelseji betemetődéséig számos olyan mechanikai, fizikai, kémiai és biokémai hatásnak van kitéve, amelynek módját és jellegét a medencefenék morfológiája, a víz hőmérsékleti, nyomás- és redoxviszonyai, elektrolit- és szervesanyag-tartalma, savas vagy lúgos kémhatása, valamint biológiai aktivitása határozza meg. A mechanikai folyamatoknak a *hullámzás*, az *árapály*, a különböző eredetű és mélységű *áramlások*, továbbá a folyótorkolatokhoz és a víz alatti suvadásokhoz kapcsolódó *szuszpenzió-árak* a fő tényezői.

Ezek — a sziklás partok pusztításában, a lapos partok építésében, a durva törmelék aprózódásában és kopásában, a tengerfenék formakincsének víz alatti kanyonokkal, hordalékkúpokkal, dűnékkel és homokfodrokkal való gazdagításában megnyilvánuló mechanikai hatásuk mellett — a tengervíz fizikai és kémiai sajátságait, valamint élettársaságainak létfeltételeit és összetételét is döntően befolyásolják. Főként a különböző hőmérsékletű, oxigén- és tápanyagtartalmú, különböző irányú és erősségű felszíni és mélységi tengeráramlások azok, amelyek — részint a mélytengeri üledékképződés módját meghatározó planktontenyészet tápanyagigényeinek biztosítása, részint a süllyedésben levő, vagy már le is ülepedett szerves és szervetlen szemcsék áthalmozása, részleges vagy teljes feloldása révén — meghatározzák a törmelékes és kémiai üledékek különböző típusainak elterjedését, szöveti és kőzetszerkezeti jellegeit.

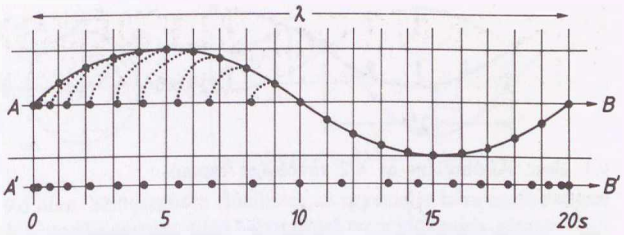
A partmenti üledékképződést elsősorban a partfelépítés, a hullámzás, az árapály s az általuk keltett helyi áramlások befolyásolják. A kontinentális lejtők üledékét viszont gravitációs tömegmozgások, törmelék- és zagyárak továbbítják a mélytengeri medencék felé.

9.1 A HULLÁMMOZGÁS FOGALMA ÉS OSZTÁLYOZÁSA

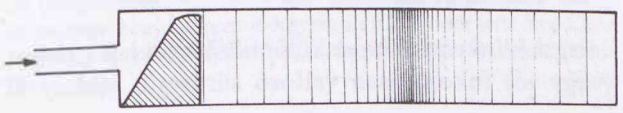
A hullámmozgás valamely fizikai mennyiség csillapítatlan vagy csillapodó alakjában megnyilvánuló zavartsági állapotának tér- és időbeli tovaterjedése. A fizikai mennyiség fajtája szerint a) energiahullámokat és b) anyaghullámokat különböztetünk meg. Az *energiahullámok* az elektromos vagy elektromágneses térerősségnek, ill. az energiakvantumok kibocsátásának a terjedési irányra merőleges változásait továbbítják; ezért ezek (pl. a rádió- vagy a fényhullámok) az anyag nélküli, légüres téren is áthatolnak. Az *anyaghullámokban* viszont anyagi tömegrészecskéknek a tovaterjedés irányával párhuzamos vagy arra merőleges síkban történő (longitudinális vagy transzverzális) rezgései terjednek tova. Minthogy a longitudinális hullámok a térfogatváltozással, a transzverzális hullámok *(9.1 ábra)* pedig az alakváltozással szembeni (rugalmas) ellenállás eredményei, *gázokban és folyadékokban gyakorlatilag csak longitudinális hullámok keletkeznek*, ill. terjednek tova. Szilárd testekben (pl. földrengéskor annak fészkében) viszont egyszerre mindkétféle rezgés létrejön, csupán eltérő sebességgel halad a Föld szilárd kérgében. Különböző halmazállapotú

testek határfelületén a kétféle rezgés egymásba átalakulva folytatja útját *(9.1 ábra)*.

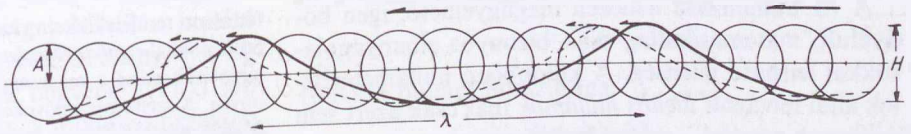
A gázok és a folyadékok longitudinális hullámai között azonban nagy a különbség. A gázok hosszanti hullámait (pl. a levegőn át haladó hanghullámokat) ui. a gázrészecskéknek az egyensúlyi helyzetükhöz képest a tovaterjedés irányában történő, sűrűsödést és ritkulást eredményező ide-oda lendülései idézik elő *(9.2 ábra)*. A folyadékfelületek (pl. a vízfelszín) ritmikus emelkedésben és süllyedésben megnyilvánuló hullámzása ellenben a folyadékrészecskék orbitális mozgásából ered *(9.3 ábra)*. Az orbitálisok síkja egybeesik a hullám terjedési irányával. Bár így a vízrészecskék mozgásának a függőleges mellett horizontális összetevője is van, a vízrészecskék ideális esetben lényegileg helyben maradnak, s *a hullámban csak a vízfelszín mozgásállapota terjed tova.* A hullámzás a Föld nehézségi erőterében megy végbe: ezért a hullámzást kiváltó erővel szembeni legáltalánosabb ellenerő a



9.1 ábra. Az *AB* pontsoron balról jobbra haladó transzverzális rezgések nyomán támadt hullámalak (fent), ill. az ugyanazon pontsor longitudinális rezgései nyomán támadt sűrűsödés és ritkulás (lent)
A pontozott ívek a kétfajta rezgés egymásba való átalakíthatóságát szemléltetik.



9.2 ábra. A nyitott végű síp légoszlopában keletkező longitudinális hullám



9.3 ábra. Vízhullám keletkezése és továbbhaladása jobbról balra fúvó szél hatására a vízrészecskék orbitális mozgása következtében
λ: Hullámhosszúság. — *H*: Hullámmagasság

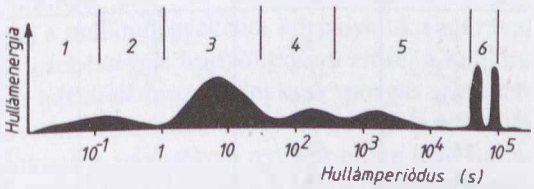
Föld vonzása. Ezenkívül azonban számos más tényező (pl. a felületi feszültség, a viszkozitás, a CORIOLIS-erő, a víz áramlásai, a medence méretei, tagolódása, a part meredeksége stb.) is erősen befolyásolja.

Az álló- és folyóvizek hullámai *keletkezési helyük mélysége* szerint kétfélék: felszíni, ill. belső hullámok.

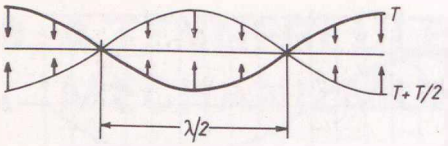
a) *A felszíni vízhullámok* úgy képződnek, hogy a nagy sűrűség- és viszkozitás-különbség miatt egymással nem keveredő levegőnek és álló- vagy folyóvíznek a nehézségi erőre merőleges, éles határfelületét valamilyen erő eltorzítja. A torzulást olyan egyszerű mechanikai erő is kiválthatja, mint egy kődarab vagy esőcsepp vízbe hullása, alulról pedig pl. egy halnak a vízfelszínnel való érintkezése. Erősebb hullámzást azonban mégis csak

(1) a *szélörvények* húzó-nyomó és vonszoló ereje,
(2) nagy *viharok* és a *földrengéshullámok* lökőereje, továbbá
(3) a Hold és a Nap vonzása által okozott *árapály* kelthet.

A sokfajta vízhullám a periódus, a hullámmagasság, ill. hullámenergia, s a kiváltó és gátló erők együttes figyelembevételével a *9.4 ábrán* látható módon csoportosítható. Eszerint a 0,3 m/s szélsebességnél képződő, 1—2 cm hullámhosszúságú, 0,01—0,1 s periódusú, apró hullámokat, amelyek keletkezésénél a felületi feszültség a fő ellenerő, *kapilláris hullámok*nak nevezik. Az ennél nagyobb periódusú, szél keltette hullámokat — közös ellenerejük alapján — *gravitációs hullámok*nak hívják. Ezek periódusa 0,1 s-től 300 s-ig terjedhet (a legerősebbeké 5—20 s között van). A *földrengés és vihar keltette vízhullámok* periódusa 300 s-tól több tízezer s-ig terjed (a leghosszabb periódusúak energiája azonban általában kicsiny). A félnaposnapos periódusú *árapályhullámok* viszont, amelyeknél a nehézségi erőn kívül a földforgás okozta CORIOLIS-erő a lényeges tényező, ismét nagy energiájúak.



9.4 ábra. A vízhullámok periódus és hullámenergia szerinti csoportosítása, MUNK (1950b) nyomán
1. Kapilláris, — *2.* gravitáción túli, — *3.* gravitációs, — *4.* gravitáción inneni, — *5.* hosszú periódusú, — *6.* árapályhullámok.



9.5 ábra. Állóhullám és λ/2 távolságú csomópontjai

Igen fontos a felszíni vízhullámoknak a D vízmélység és a λ hullámhossz hányadosa szerinti osztályozása (ALLEN 1982):

(1) $D/\lambda > 0{,}25$: a nyílt tengerek mélyvízi vagy rövid hullámai:
(2) $0{,}25 > D/\lambda > 0{,}025$: a közepes vízmélységek közepes hullámai;
(3) $D/\lambda < 0{,}025$: a sekélyvízi vagy hosszú hullámok (ide tartoznak az árapályhullámok is).

b) *A belső vízhullámok* különböző okokból a tenger (vagy tó) fokozatosan változó sűrűségű, vékony és egymással nem keveredő, belső vízrétegeinek határfelületein, kizárólag a nehézségi erő ellenében keletkeznek. Periódusuk többnyire percekben vagy órákban, hullámhosszúságuk 100 km-ekben mérhető, és magasságuk 100 m-t is elérhet. Képződésük mechanizmusa még ma sem teljesen tisztázott.

Keletkezési helyüktől teljesen függetlenül a felszíni és a belső hullámok is kétfélék: *haladó*, valamint *állóhullámok*.

a) A haladó hullámok *(9.3 ábra)* hullámhegyei és -völgyei azonos irányban előnyomulni látszanak.

b) Az állóhullámok felszínének váltakozva emelkedő és süllyedő „duzzadóhely"-eit állandóan nyugalomban levő és egyenlő távolságú „csomópont"-ok különítik el *(9.5 ábra)*. Ezek a haladó hullámoknak ellenkező irányból visszaverődő, azonos periódusú és magasságú, de fáziskülönbséggel érkező hullámokkal való találkozásakor alakulnak ki.

9.11 A GRAVITÁCIÓS VÍZHULLÁMOK

A víz hullámzása nehezen megfigyelhető, igen bonyolult, matematikailag csak bizonyos elhanyagolásokkal leírható jelenség. A különböző hullámelméletek által felvázolt *ideális hullámok* már csak azért sem azonosak a valódi *(reális)* hullámokkal, mert a nagyszámú hullámképződési tényező összeműködése és érvényesülési módja maga is tér- és időbeli változásoknak van alávetve. A szél keltette hullámzás a szélenergiának a vízre való átvitelét jelenti. Ennek mechanizmusa azonban még ma sem teljesen tisztázott. Annyi mégis bizonyos, hogy a két fő okot a légmozgás határrétegében fellépő nyomásingadozásban és a létrejött egyes hullámoknak a légárammal szembeni ellenállásában kell keresni. Ezt a következő tapasztalati tények igazolják:

A szél megindulása után az addig sima víztükör tüstént fodrozottá válik, és a fodrok foltokban oszlanak meg. A fodrok a szél irányában haladnak, de sebességük kisebb a szélsebességnél. A fodrozott területek kicsiny kapilláris hullámai más, több cm hosszú hullámokkal *rombos elrendeződést* alakítanak ki. Tartós szél a hullámoknak mind a magasságát, mind a hullámhosszát jelentősen növeli. A szélerősség növekedésekor *egyazon területről a legkülönbözőbb méretű hullámok indulnak ki.* Ennek a szélörvények ingadozása mellett az is oka, hogy a kezdetben $\omega = 2\pi/T$, ill. ennek egész számú többszörösét kitevő körfrekvenciájú rezgések összegeként induló *„hullámcsomag"* összetevői — hullámhosszúságuk különbözősége folytán eltérő sebességgel haladva — hamarosan elválnak egymástól (divergálnak). Ezért a megfigyelő állomások nagyobb időegységek alatt a hullámméreteknek a mm-nél is kisebb magasságú és néhány tizedmásodpercnyi periódusú fodroktól a 20—25 m magasságú és 10—20 s periódusú óriáshullámokig a hullámok széles spektrumát rögzítik. Kétségtelen, hogy a hullámspektrum jellege a szél sebességétől *(9.1 táblázat)*, hatóterületének nagyságától, időtartamától és a víz mélységétől függ. A hullámok annál nagyobbak, minél erősebb és tartósabb a szél és minél nagyobb a hatásterülete. A szél megszűnésével a hullámok gyöngülnek; legtovább a legnagyobb periódusú és hosszúságú hullámok maradnak fenn.

9.1. táblázat. A különböző szélsebességek esetén várható nyílttengeri hullámmagasságok*

Az átlagos szélsebesség 10 m tszf.-i magasságban (m/s = km/h)		A szélerősség BEAUFORT-fokozatai	Valószínű hullámmagasság (m)
1,5	5,4	1	0,1
3,3	11,9	2	0,2
9,6	34,6	5	1,0
11,9	42,8	6	3,0
16,7	60,1	8	5,5
21,7	78,1	10	9,0
24,1	86,8	11	11,5
26,8	96,5	12	≥ 14

* ALLEN (1982) nyomán.

Valószínű tehát, hogy a víz hullámzása olyan részmechanizmusok egymás utáni összekapcsolódásával alakul ki, amelyek hatékonyságának maximuma a hullámsebesség egy-egy tartományához fűződik (ALLEN 1970):

9.2. táblázat. A nyílttengeri hullámmagasságok %-os megoszlása*

%	Hullámmagasság (m)
45	1,2
35	1,2—3,6
10	3,6—6,0
10	> 6,0

* ALLEN (1970) nyomán.

a) A nyugodt vízfelület kicsiny és a széliránra csaknem merőleges kezdeti hullámai a felszínnek a fölötte haladó, folyton változó szélörvényekre való rezonálásaként foghatók fel. Ebben a fázisban, amikor a c hullámsebesség kisebb a szél U nyírósebességének 10-szeresénél ($c < 10\ U$), a szélenergia átvitelét a légáram alsó alrétegének viszkozitás-ingadozása eszközli.

b) A kezdeti hullámok közül azok lineáris méretei növekednek leggyorsabban, amelyek terjedési sebessége a légörvény áramlási sebességével egyenlő ($c \approx 10\ U$). Ekkor az energiaátvitelt a szél turbulenciájának időszakos ingadozásai valósítják meg.

c) A növekvő magasságú hullámok egyre nagyobb ellenállást fejtenek ki a szél nyíróhatásával szemben, amit a hullámlejtővel azonos fázisban levő és arra merőleges nyomáskomponens fejez ki. Ebben a fázisban, amikor a c hullámsebesség értéke 10 és 20 U között van, az energiaátvitel nagysága a szélsebesség-szelvény grádiensétől és görbületétől függ.

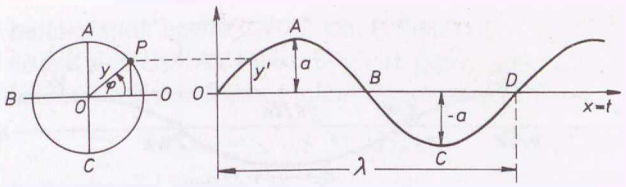
A megfigyelhető hullámspektrumot és annak a vízfenék vagy a part üledékeire kifejtett hatását az alkotó egyes hullámok sokfélesége miatt csak statisztikailag, a jellemző hullámmagasság ($H_{1/3}$) és a jellemző periódus ($T_{1/3}$) megadásával lehet jellemezni. $H_{1/3}$ a műszerekkel megfigyelt összes hullám legmagasabb harmadrészének átlagmagassága, $T_{1/3}$ pedig a legmagasabb harmadrész periódusainak átlaga. Mivel a hullámenergia a hullámmagasság négyzetével arányos, a legmagasabb hullámok átlagának négyzete ($H_{1/3}^2$) jobban kifejezi a hullámzás egészének modális energiáját, mint ha ehelyett az összes hullám átlagmagasságának négyzetét ($\bar{H}^2$) vennők tekintetbe. Minthogy a hullámzás intenzitása a széljárás időtartamától is függ, üledéktani hatásának mérlegelésekor annak klímafüggését is tekintetbe kell venni. Ettől függetlenül a nyíltengeri hullámok magasságának %-os megoszlásáról ALLEN (1970) 40 000-nél több adat alapján a *9.2 táblázaton* látható statisztikát közli, megjegyezve, hogy az észlelt legnagyobb hullámmagasság kb. 34 m volt.

9.111 A gravitációs hullámmozgás alapegyenletei és mérőszámai. A vízhullámok első megközelítését jelentő szinuszgörbe legegyszerűbben úgy állítható elő, ha egy rögzített kör kerületén egyenletes mozgást végző P pontnak a vízszintes átmérőhöz képest időben változó y ordinátáit a vízszintes átmérő meghosszabbításával nyert időtengely x értékeire merőlegesen fölmérjük, s a nyert y-értékek végpontjait folytonos vonallal kötjük össze *(9.6 ábra)*. A kapott hullámvonal az x tengely képviselte pontsoron végigfutó egyszerű harmonikus rezgő mozgás görbéje, amelyen belül az egyes pontok t idő eltelte utáni helyzetét az

$$y = a \sin \omega t = a \sin (2\pi/T)t = a \sin 2\pi\nu t \qquad (9.1)$$

egyenlet határozza meg.

Ebben $a = H/2$ a hullám amplitúdója (vagyis a hullámhegy és a hullámvölgy közötti magasságkülönbség fele); ω a 2π körkerületen mozgó P pont mindenkori y ordinátájához tartozó középponti



9.6 ábra. Szinuszgörbe előállítása az egyenletes körmozgást végző P részecske egymás utáni helyzeteinek az x időtengely mentén való feltüntetésével

szög; t a megfigyelés időtartama; T a hullám periódusa: az az idő, amely alatt a P pont a kör kerületét befutja, tehát amely a hullámvonal azonos fázisba kerüléséhez szükséges; $2\pi/T = \omega$ a körfrekvencia (szögsebesség); $\nu = 1/T$ pedig a frekvencia (rezgésszám), amely azt mutatja, hogy a P pont időegység alatt hányszor tette meg a kör kerületét, ill. időegység alatt az x tengely pontsorán hány hullám futott végig.

A hullám *terjedési* vagy *fázissebessége* a hullám két azonos fázisban levő pontja λ távolságának (vagyis a hullám hosszának) és a T periódusnak a hányadosa, ill. a hullámhossz és a frekvencia szorzata:

$$c = \lambda/T = \lambda\nu. \qquad (9.2)$$

Ebből a hullám hosszúsága:

$$\lambda = cT = c/\nu. \qquad (9.3)$$

A pontsoron előrehaladó hullám bármely pontjának t idő alatt elért y ordinátájú helyzetét annak az x időtengelyhez való viszonya, tehát az határozza meg, hogy a P pont által megtett teljes körkerület (2π) hogyan aránylik az ezen helyzetnek megfelelő hullámhosszúsághoz. Az ezt kifejező $2\pi/\lambda$ mennyiség a kör menti hullámszám (k):

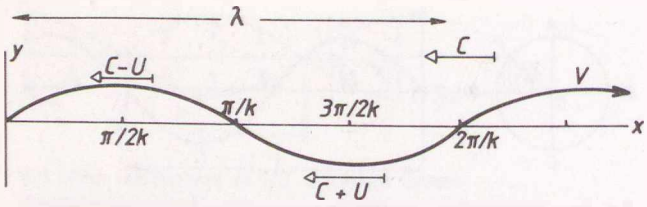
$$\frac{y}{x} = \frac{2\pi}{\lambda} = k. \qquad (9.4)$$

Mivel az ebből adódó $y = kx = 2\pi x/\lambda$ érték tulajdonképpen a körkerület P pontjának ω-nyi szögelfordulásával egyenlő, a (9.1) függvény így is felírható:

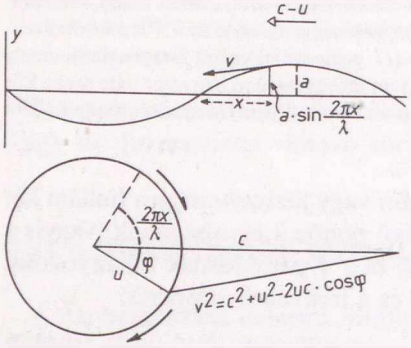
$$y = a \sin (kx) = a \sin (2\pi/\lambda)x. \qquad (9.5)$$

Fentiekből következően a *hullámhosszúság*: $\lambda = 2\pi/k$; a *hullámsebesség*: $c = \lambda T = \omega/k$; a *hullám meredeksége* pedig $\sigma = H/\lambda$.

A mély víztömegek felszínén súrlódás nélkül haladó, kis amplitúdójú hullám *energiaviszonyai* egy olyan stacionárius görbe alapján számíthatók, amelyet egy, a hullámsebességgel azonos c sebességű, de ellentétes irányú áramlás alakít ki. Ellenáram híján a hullám részecskéi a hullámhegyeken a körpályájuk sugarával arányos u sebességgel horizontálisan előre, a hullámvölgyben hátrafelé mozognának. A mozgás szimmetriája következtében ezen előre, ill. hátrafelé irányuló mozgásoknak a sebessége a nyugalomban levő hullámon TRICKER (1964) szerint a c és u sebességek összeadásával, ill. az u sebességeknek a c sebességekből való kivonásával fejezhető ki. A hullámmozgás sebessége tehát a hullámhegyen $(c-u)$, a hullámvölgyben



9.7 ábra. Mély víztömegek kis amplitúdójú felszíni hullámai energiaviszonyainak számítása a hullám haladási irányával ellentétes, de azonos *(c)* sebességű ellenáram feltételezésével, TRICKER (1964) szerint



9.8 ábra. A mély víztömegek felszíni hullámaiban mozgó vízrészecskék kör menti mozgásának bizonyítása TRICKER (1964) szerint

$(c+u)$. Mivel a hullámhegy tetejére érkezett vízrészecskének a tőle $H=2a$ mélységben levő hullámvölggyel szembeni helyzeti energiáját mozgási energiája csökkenésének kell kiegyenlítenie *(9.7 ábra)*:

$$2mga = 1/2\,m[(c+u)^2-(c-u)^2]. \tag{9.6}$$

Ebből:

$$ga = cu. \tag{9.7}$$

Az x tengelyt keresztező vízrészecske horizontális c sebességéhez adódó v vertikális sebesség miatt annak eredő sebessége $\sqrt{c^2+v^2}$, mozgási energiája pedig $1/2\,m(c^2+v^2)$ lesz. A vízrészecskének a hullámhegy tetejétől a hullám felező pontjáig tartó útjára felírható energiaegyenlet tehát:

$$mga = 1/2\,m(c^2+v^2)-1/2\,m(c^2-u^2). \tag{9.8}$$

Ebből:

$$ga = \frac{v^2-u^2}{2} + uc. \tag{9.9}$$

A (9.7) és a (9.9) egyenlősége alapján azonban $v^2=u^2$, ezért:

$$u = ga/c. \tag{9.10}$$

Mivel az x tengely közelében a szinuszgörbe grádiense $2\pi a/\lambda$ és $x:y=u:c$, ezért $u/c=2\pi a/\lambda$. Ebből $u=2\pi ac/\lambda$. A (9.7) egyenletből u-t behelyettesítve:

$$\frac{2\pi ac}{\lambda} = \frac{ga}{c}. \tag{9.11}$$

Így tehát a hullámsebesség:

$$c = \sqrt{\frac{g}{2\pi/\lambda}} = \sqrt{\frac{g}{k}} = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} = 1{,}25\sqrt{\lambda}, \tag{9.12}$$

a hullámhosszúság:

$$\lambda = (g/2\pi)\,T^2 = 156{,}21\,T^2, \tag{9.13}$$

a periódus pedig:

$$T = 0{,}80\sqrt{\lambda}. \tag{9.14}$$

Mivel a sebesség egyenesen arányos a hullámhosszúság négyzetgyökével, *a mélyvízi hullámok közül a nagyobb hullámhosszúak terjedése megelőzi a rövidebbekét*. Ezért az egyszerre keletkező vízhullámcsomag (9.11 fejezet) részhullámai hamarosan elkülönülnek egymástól. Legkorábban a kapilláris hullámok különülnek el, minthogy ezeknek az α felületi feszültségtől és a ρ folyadéksűrűségtől is függő $c=\sqrt{2\pi\alpha/\rho\lambda}$ terjedési sebessége lényegesen kisebb a gravitációs hullámokénál.

Azt, hogy a víz felszínén haladó, kis amplitúdójú hullámban a vízrészecskék *valóban köröket írnak le*, ugyancsak egy a hullámmal szemben azonos c sebességgel terjedő ellenáram föltevésével lehet bizonyítani *(9.8 ábra)*.

Ha a P vízrészecske pályamenti sebessége u, a hullámhegyen mérhető sebesség $(c-u)$, a P pont pillanatnyi pályamenti helyzetének magassága a (9.5) képlet szerint $y=a\sin 2\pi x$, eredő mozgási sebessége pedig v, akkor a P pont energiaviszonyait kifejező egyenlet:

$$mga - mgy = 1/2\,mv^2 - 1/2\,m(c-u)^2. \tag{9.15}$$

Ebből:

$$2ga - 2ga\sin 2\pi x/\lambda = v^2 - c^2 + 2uc - u^2 = 2ga(1-\sin 2\pi x/\lambda). \tag{9.16}$$

De mivel $2ga=2uc$,

$$v^2 - c^2 + 2uc - u^2 = 2uc(1-\sin 2\pi x/\lambda), \tag{9.17}$$

illetve:

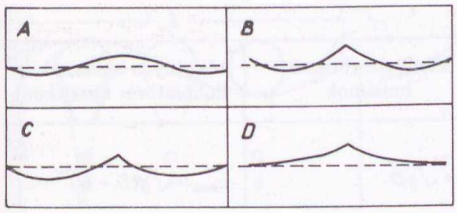
$$v^2 = c^2 + u^2 - 2uc\sin 2\pi x/\lambda. \tag{9.18}$$

A P pontnak a $2\pi x/\lambda$ szög φ kiegészítő szögével a $\pi/2$ negyedhullámig való pályamenti előrehaladása esetén $\sin 2\pi x/\lambda = \cos\varphi$, ezért:

$$v = \sqrt{c^2+u^2-2uc\cos\varphi}. \tag{9.19}$$

Ez pedig azt jelenti, hogy a v eredő sebesség az ellenáramlás c állandó sebességén kívül egy állandó u sebességet is tartalmaz. A hullámzásban résztvevő részecske tehát — a c sebességű ellenáramlás elhagyásával — első megközelítésben a $2\pi x/\lambda$ szög folytonos változása közben egy $u=a$ sugarú kör kerületén (tehát állandó szögsebességgel) mozog *(9.8 ábra)*.

9.112 A gravitációs vízhullámokra vonatkozó elméletek a valóságos hullámalaknak bizonyos alapföltevésekből matematikailag levezethető, két- vagy háromdimenziós megközelítésére törekszenek. A hullámalakok nagy változatossága miatt az idők folyamán sokféle elmélet született, amelyek a maguk szabta föltételek korlátai között a gyakorlatban is eredménnyel alkalmazhatók. Nevezetesebb fajtáik — alapföltevéseik szerint — két főcsoportba sorolhatók.



9.9 ábra. A: Az AIRY-, *B:* a STOKES—GERSTNER-féle, *C:* a knoidális, *D:* a magányos hullámok harántszelvényei, LEEDER (1982) nyomán

a) Az egyes hullám magassága (H), ill. amplitúdója ($H/2$) végtelenül *kicsiny* a viszkozitás nélkülinek képzelt víztömeg mélységéhez képest, szelvénye pedig szinuszgörbe *(9.9 ábra, A)*. Ez a legegyszerűbb, AIRY-féle hullámmodell alkalmas megközelítésekkel a mély- és sekélyvízi hullámok széles D/λ tartományában mindaddig jól használható, amíg a hullámmagasság a vízmélységhez képest elhanyagolhatóan kicsiny. Amellett a hullámcsoportok keletkezését is igen szemléletesen magyarázza.

b) A hullám amplitúdója *nem elhanyagolhatóan kicsiny* a vízmélységhez képest; a hullámszelvény pedig trochoid (cikloid) görbe. Az ebből kiinduló többféle elmélet azonban csak bizonyos D/λ_0 értékek között érvényes. Pl.:

(1) a STOKES-féle elmélet és annak GERSTNER—RANKINS-féle változata a mélyvízi (rövid) hullámokra és a közepesek egy részére, $D/\lambda_0 \geq 0{,}1$ mellett,

(2) a knoidális hullámok elmélete a $D/\lambda_0 = 0{,}1$—$0{,}02$ hányadosú közepes hullámokra,

(3) a magányos (solitary) hullámoké a $D/\lambda_0 \leq 0{,}02$ hányadosú, sekélyvízi (hosszú) hullámokra,

(4) a CRAMER-féle elmélet pedig a kapilláris hullámokra érvényes.

Az AIRY- és STOKES-féle hullámok a felszín alatti vízrészecskék előre-hátra mozgása folytán *oszcilláló*, a magányos hullámok ellenben *(9.9 ábra, D)* — amelyeknél a vízrészecskék a hullám terjedése irányában mozognak — *szállító* jellegűek.

9.1121 Az AIRY-féle kétdimenziós modell szerint a kis amplitúdójú felszíni vízhullám szelvényét az

$$y = a \sin\left(\frac{2\pi}{\lambda}x - \frac{2\pi}{T}t\right), \qquad (9.20)$$

vagy a már ismert rövidítésekkel, az

$$y = a \sin(kx - \omega t) \qquad (9.21)$$

függvény határozza meg, amelyben y a hullámszelvény és a nyugodt vízfelszín magasságkülönbsége. Mivel közepes vízmélységnél a felszíni hullámsebesség

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}\operatorname{tg}\frac{2\pi}{\lambda}D} = \sqrt{\frac{g}{k}\operatorname{tg}(kD)}, \qquad (9.22)$$

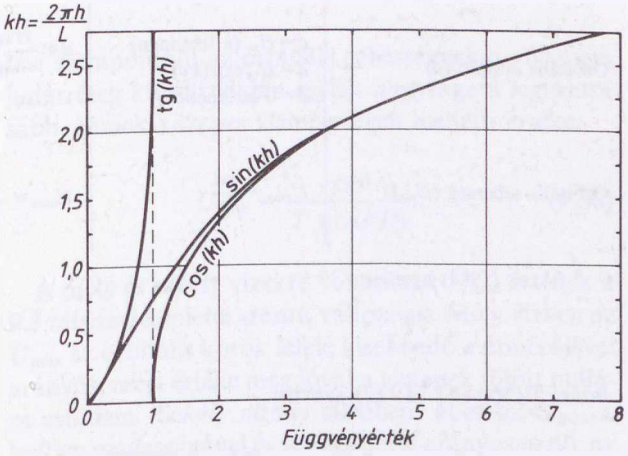
ahol k a kör menti hullámszám, D a vízmélység; a $\operatorname{tg}(kD)$, $\sin(kD)$ és $\cos(kD)$ értékek diagramja *(9.10 ábra)* alapján a különböző vízmélységekhez tartozó hullámfajták egymástól jól elhatárolhatók. A $\operatorname{tg}(kD)$ értéke ui. mélyvizek fölött (tehát ha $D \gg \lambda$) 1-hez közeledik. A mélyvíz feletti hullám fázissebessége tehát:

$$c_m = \sqrt{g/k} = gT/2\pi, \qquad (9.23)$$

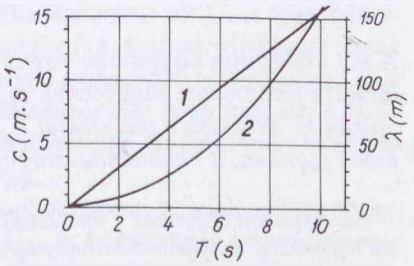
hullámhossza pedig:

$$\lambda_m = gT^2/2\pi = gT/\omega; \qquad (9.24)$$

vagyis *minél hosszabb a mélyvízi hullám periódusa, annál nagyobb annak a fázissebessége és a hullámhossza is.* A hosszú hullámok tehát a rövidebbeknél gyorsabban terjednek *(9.11 ábra)*.



9.10 ábra. A különböző vízmélységek feletti hullámfajták elkülönítésére szolgáló diagram ALLEN (1982) nyomán, módosítva (magyarázat a szövegben)



9.11 ábra. A mélyvíz fölötti hullám sebessége *(c)*, periódusa *(T)* és hosszúsága *(λ)* közötti összefüggés, ENGELHARDT (1973) szerint

1. Hullámsebesség. — *2.* Hullámhosszúság.

A part felé közeledve, a D vízmélység csökkenésével a fázissebesség csökken. De mivel a T hullámperiódus eközben nem változik, a H hullámmagasság növekedésével párosulva, a hullámhossznak is csökkennie kell. Ezért *a közepes vízmélységre számítható hullám-*

9.3. táblázat. Az előrehaladó felszíni vízhullámokat leíró legfontosabb függvények*

Függvény	Mélyvízi (rövid) hullámok	Közepes mélységek feletti hullámok	Sekélyvízi (hosszú) hullámok	Magányos hullámok (a hullámtörés közelében)
Hullámsebesség (c)	$c_m = \sqrt{\frac{g}{k}} = \frac{g}{\omega}$	$c_k = \sqrt{\frac{g}{k}\operatorname{tg}(kD)}$	$c_s = \sqrt{gD}$	$c_{mag} = \sqrt{g(D+H)}$
Hullámhossz (λ)	$\lambda_m = gT/\omega$	$\lambda_k = \frac{gT}{\omega}\sqrt{(\operatorname{tg} k_m D)}$	$\lambda_s \approx T\sqrt{gD}$	$\lambda_{mag} = cT$
Hullámmagasság (H)	$H = H_m$	$H_k = H_m\sqrt{\frac{c_m}{2cn}}$	$H_s = \frac{H_m}{(4k_m D)^{1/4}}$	$H_{mag} \approx 0{,}32 H_m \left[\frac{\lambda_m}{H_m}\right]^{1/3}$
Orbitális átmérő (d)	$d = H_m$ (a felszínen) $d = H_m \exp(ky)$ $d = 0$ (a fenéken)	$d = \frac{H\cos k(D+y)}{\sin(kD)}$	$d = \frac{H}{kD}$	$d_{mag} \approx \frac{3}{2}H$ (a fenéken)
Orbitális sebesség (U_{max})	$U_{max} = \frac{\pi d}{T}$	$U_{max} = \frac{\pi H}{T(\sin kD)}$	$U_{max} = \frac{Hc}{2D} = \frac{a}{D}\sqrt{gD}$	$U_{max} \approx \frac{Hc}{3D}$ (a fenéken)

* ALLEN (1982) nyomán.

hossz ECKHART (1952) szerint:

$$\lambda_k = \lambda_m \sqrt{\operatorname{tg}\frac{2\pi}{\lambda_m} D} = \frac{gT}{\omega}\sqrt{\operatorname{tg} k_m D} \,. \qquad (9.25)$$

Ha a vízmélység nagyon kicsiny (tehát $D \ll \lambda$), a tg (kD) értéke a kD-hez közeledik és így a hullámhosszúság:

$$c_s = \sqrt{gD} \,. \qquad (9.26)$$

A *9.3 táblázat*on különböző vízmélységek felszíni hullámaira feltüntetett függvények szerint *a hullámhosszúság és -sebesség a mélységtől a sekélyvizek felé haladva csökken, a hullámmagasság viszont növekszik.*

Ha a számított értékeknek a valós értékektől való 5%-os eltérését föltételezve, a különböző vízmélységek határait az alábbiak szerint vesszük fel, akkor INMAN (1963) szerint a fenti képletek következő, egyszerűbb alakjait nyerjük:

(1) Mélyvíz $\left\{\begin{matrix} D > 0{,}25\lambda \\ D > 39T \end{matrix}\right\} \ldots c_m = 156T$ és $\lambda_m = 156T^2$. (9.27)

(2) Közepes vízmélység $\left\{\begin{matrix} D = 0{,}25 - 0{,}05\lambda \\ D = 39T^2 - 2{,}5T^2 \end{matrix}\right\} \ldots \lambda_k = \lambda_m\sqrt{\operatorname{tg}\frac{6{,}28D}{\lambda_m}}$. (9.28)

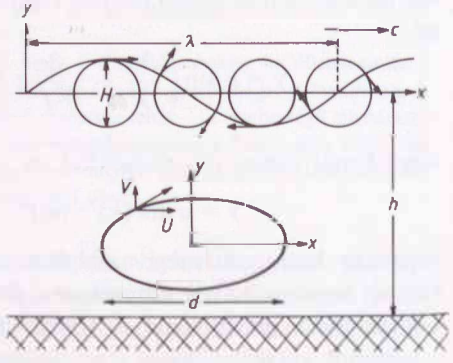
(3) Sekélyvíz $\left\{\begin{matrix} D < 0{,}05 \\ D < 2{,}5T^2 \end{matrix}\right\} \ldots c_s = \sqrt{981D}$ és $\lambda_s = T\sqrt{981D}$. (9.29)

Pontosabb számértékek a WIEGEL (1964)-féle táblázatokból olvashatók le.

Az AIRY-féle kétdimenziós modell a felszín alatti vízrészecskék orbitális pályáit — általában — függőleges síkban fekvő és a következő egyenlettel leírható ellipsziseknek tekinti:

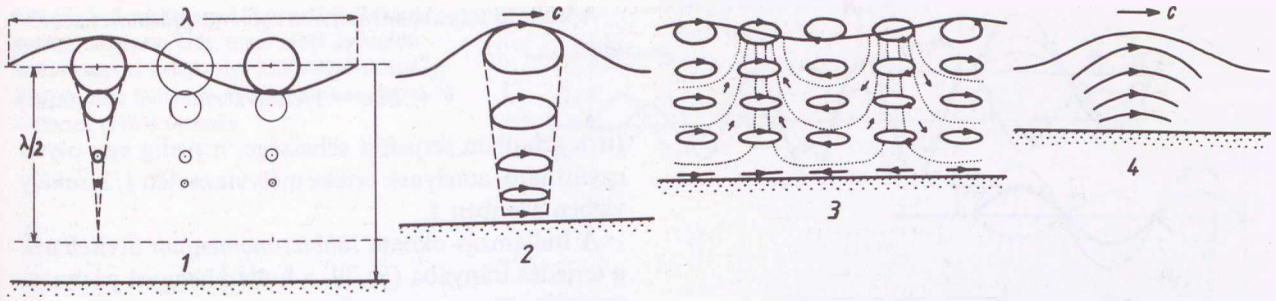
$$\left(\frac{x'}{X}\right)^2 + \left(\frac{y'}{Y}\right)^2 = 1 \,. \qquad (9.30)$$

Itt x' és y' a vízrészecskének a nyugalmi helyzetétől mért vízszintes és függőleges elmozdulása; X és Y pedig az orbitális ellipszis vízszintes, ill. függőleges féltengelyei *(9.12 ábra)*.



9.12 ábra. A vízfelszín alatti vízrészecskék AIRY-féle elliptikus orbitálisai, haladó hullám esetén, ALLEN (1982) nyomán, módosítva

λ: Hullámhosszúság. — H: A hullám magassága. — c: A hullám előrehaladási sebessége. — V: A vízrészecske Y irányú sebessége. — U: Ugyanannak X irányú sebessége. — d: Az orbitális ellipszis nagytengelye. — h: A vízfenéknek a felszíni hullámok középértéke alatti mélysége.



9.13 ábra. A felszíni haladó hullám alatti vízrészecskék orbitálisainak módosulása a vízmélység függvényében, ENGELHARDT (1973), MCLELLAN (1965) és mások nyomán

1. Mély, *2.* közepes mélységű, *3.* sekély vízben, *4.* magányos hullámnál.

Az orbitális pálya közepének a zavartalan vízfelszín alatti $-y$ mélységét feltételezve, kimutatható, hogy a vízrészecske horizontális, ill. vertikális helyzetváltoztatásai:

$$x' = \frac{H \cos k(D+y)}{2 \sin (kD)} \cos (kx - \omega t), \qquad (9.31)$$

$$y' = \frac{H \sin k(D+z)}{2 \sin (kD)} \sin (kx - \omega t). \qquad (9.32)$$

Az orbitális féltengelyek:

$$X = -\frac{H \cos k(y+D) \sin (kx - \omega t)}{\sin (kD)}, \qquad (9.33a)$$

$$Y = \frac{H \sin k(y+D) \cos (kx - \omega t)}{2 \sin (kD)}, \qquad (9.33b)$$

az orbitális sebességnek az X és Y irányba eső összetevői pedig:

$$U = \frac{\pi H \cos k(y+D) \cos (kx - \omega t)}{T \sin (kD)}, \qquad (9.34)$$

$$V = \frac{\pi H \sin k(y+D) \sin (kx - \omega t)}{T \sin (kD)}, \qquad (9.35)$$

ahol t az idő; x és y pedig a vízrészecske nyugalmi helyzetének koordinátái.

E képletekből kitűnően *közepes vízmélységnél a vízrészecskék orbitálisai növekvő excentricitású, de lefelé csökkenő kis- és nagytengelyű ellipszisek (9.13 ábra, 2).* A $\sin (kD)$ és $\cos (kD)$ értékek alakulását is feltüntető *9.10 ábra* világosan mutatja, hogy a *mélyvízi orbitálisok* — a sinus és cosinus értékek vonalának összetartásából ítélve — *lefelé exponenciálisan csökkenő sugarú körök (9.13 ábra, 1). Sekély vízben* viszont *az ellipszisek* — excentricitásuk növekedése folytán — *fokozatosan ellapulnak, de nagytengelyük mérete nem változik (9.13 ábra, 3).*

Az orbitálisok sebesség-összetevői a vízrészecskék elmozdulásának megfelelően alakulnak. Üledékszállítási szempontból az orbitális sebességnek a vízfenéki határréteg külső oldalán észlelt nagysága a legfontosabb. Ennek közepes vízmélységek melletti értéke:

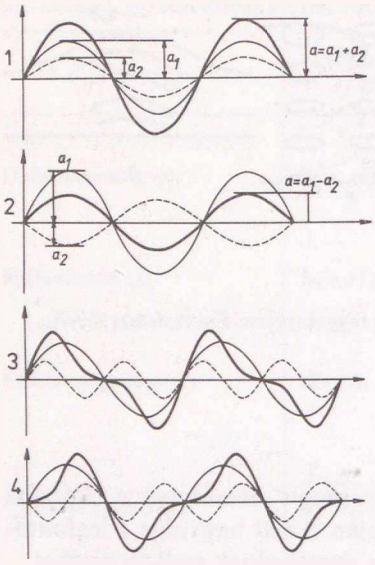
$$U_{max} = \frac{\pi H}{T \sin (kD)}. \qquad (9.36)$$

A mély és sekély vízekre vonatkozó U_{max} értékek a *9.3 táblázat* képletei szerint változnak. Mély vízben az U_{max} az orbitális körök lefelé kisebbedő d átmérőjével arányos, ezért értéke még jóval a vízfenék fölött nullára csökken. *Sekély vízben* ellenben, ahol az U_{max} a hullám magasságával és sebességével arányosan nő, az *a kvarchomok-szemcsék megmozgatásához szükséges értéket is elérheti.* (Pl. a 10 s periódusú, 20 cm amplitúdójú felszíni hullámzás által 5 m mély vízfeneken keltett 28 cm/s max. horizontális sebesség már mozgásba hozza a korábban lerakott üledéket.)

Nagy vízmélységek fölött az orbitálisok sugarának exponenciális csökkenése miatt az U_{max} már félhullámhossznyi mélységben a szabad vízfelszíni érték 4%-ára csökken. *Azt a legnagyobb vízmélységet, amelyen túl a felszíni hullámzás már nincs hatással a vízfenékre, hullámbázisnak nevezik.* Ez tehát mély vízekben $\lambda/2$-nél vonható meg.

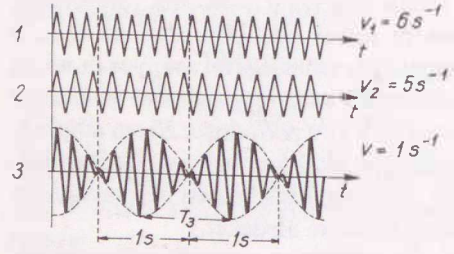
Közepes mélységű vizekben a lefelé növekvő excentricitású, de a kis- és nagytengely irányában egyaránt csökkenő orbitális mozgás a vízfenék fölött előre-hátra irányuló, egyenes vonalú mozgásba megy át; ez azonban gyöngesége miatt képtelen az üledék megmozgatására *(9.13 ábra, 2).*

A sekélyvízi orbitális mozgás a vízfeneken szintén egyenes vonalú mozgássá redukálódik. De mivel a mélység felé ellipsziseinek csak a kistengelye zsugorodik, *a vízfenéki oszcilláló mozgás sebessége a vízfelszíni orbitális nagytengelyére eső maximális sebességgel azonos marad.* Ezért a sekélyvízi hullámok adott esetben oszcillációs homokhullámokat hoznak létre a vízfeneken, a finomabb szemcséket pedig szuszpenzióba emelve, előkészítik azok kimosódását *(9.13 ábra, 3).*



9.14 ábra. A hullámok interferenciája, BUDÓ—PÓCZA (1965) nyomán

1. Azonos hullámhossz, azonos fázis. — *2.* Azonos hullámhossz, ellenkező fázis. — *3.* Kétszeres hullámhossz, induláskor azonos fázis. — *4.* Kétszeres hullámhossz, induláskor ellenkező fázis.



9.15 ábra. Lassú hullámcsomag *(3)* keletkezése két csaknem egyenlő frekvenciájú hullám (*1* és *2*) azonos fázisú találkozásakor, BUDÓ és PÓCZA (1965) szerint

A *vízhullám energiája* a helyzeti és a mozgási energia folytonos ritmikus egymásba alakulásából ered. A helyzeti energiát a vízfelszín deformációja, a mozgási energiát pedig a vízrészecskék orbitális elmozdulásai hozzák létre. Az AIRY-féle modell alapján az átlagos potenciális energiasűrűség az átlagos mozgási energiasűrűséggel egyenlő. A felszín egy területegységére eső teljes hullámenergia tehát

$$E = 1/2\rho g a^2 = 1/8\rho g H^2, \qquad (9.37)$$

ahol ρ víz sűrűsége, a az amplitúdó, $H = 2a$ pedig a hullám magassága. A hullámenergiának az amplitúdó négyzetével arányos növekedése különösen a partok közelében nagy jelentőségű, ahol a víz sekélyebbé válása miatt a hullám magassága jelentékenyen megnő.

A hullám terjedési irányába eső *energiaátvitel sebessége*:

$$V = Ecn = 1/8\rho g H^2 cn. \qquad (9.38)$$

Itt c a hullám terjedési sebessége, n pedig egy olyan együttható, amelynek értéke mélyvíz esetén 1/2, sekély vízben ellenben 1.

A hullámzás okozta *többlet-momentum* átvitelének a terjedés irányába (x), ill. a hullámheggyel párhuzamos (y) komponensei tehát

$$\left.\begin{aligned} &\text{mély vízben: } S_x = E(2n-1/2) = E/2,\\ &\qquad\qquad S_y = E(n-1/2) = 0;\\ &\text{sekély vízben: } S_x = 3/2E,\\ &\qquad\qquad S_y = 1/2E. \end{aligned}\right\} \qquad (9.39)$$

Annak okát, hogy a (9.38) és (9.39) képletben szereplő n értéke mély vízben éppen fele a sekély vízben tapasztalhatónak, az AIRY-elmélet a hullámspektrum egyes hullámainak az interferenciájában látja.

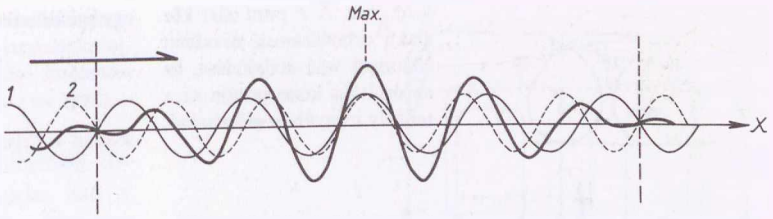
Ez a különböző sebességű (frekvenciájú) és hullámhosszú hullámok találkozásakor az amplitúdók matematikai összegződését feltételező jelenség ui. fázisegyenlőség esetén az eredő hullám magasságának növekedését, fáziskülönbség esetén annak gyengülését, sőt teljes semlegesítődését eredményezi. Az interferencia-maximumok, ill. -minimumok azokon a helyeken vannak, amelyekre nézve az útkülönbség a fél-hullámhossz páros, ill. páratlan számú többszöröse (*9.14* és *9.15 ábra*). Ezért ahol a szél hatására már bizonyos késéssel induló hosszabb hullámok utolérik a korábban keltett, rövidebb hullámokat, olyan hullámcsoport fejlődik ki *(9.16 ábra)*, amelynek a széllel szembeni oldalán — a fáziskülönbség miatt — gyönge, a csoport közepe felé azonban — a fáziskülönbség csökkenése következtében — egyre erősödő, szélirányú oldalán viszont ismét gyöngülő hullámok láthatók. A közömbösülési területekről kilépő hullámok amplitúdóinak megnövekedése azután újabb — a közepükön legerősebb — hullámcsoportokat hoz létre. A hullámcsoportok maximumai és minimumai azonban a bennük foglalt egyes hullámok c terjedési vagy fázissebességétől eltérő c^* sebességgel haladnak előre. Ez könnyen megérthető a *9.17 ábra* alapján, amelynek 2. hulláma Δc-nyi sebességtöbblettel halad az 1. hullámvonalhoz képest. Ugyanis a két hullámhegy $\Delta\lambda$ különbségének megfelelő út megtételére — melynek révén a két hullámhegy úgy fedi egymást, hogy maximális amplitúdó alakuljon ki — $\tau = \Delta\lambda/\Delta c$ időre van szükség. Úgy tűnik, mintha az M pont az 1. görbe λ hullámhosszal balra eső hullámhegyére helyeződnék át; a valóságban pedig az M pont λ-nyival marad el az 1. hullámhoz képest. Más szavakkal: az M pont c^* sebessége λ/τ-val kisebb a c-nél; vagyis:

$$c^* = c - \lambda/\tau = c - \lambda\frac{\Delta c}{\Delta\lambda} = c - \lambda\frac{dc}{d\lambda}. \qquad (9.40)$$

Ezért mélyvízi hullámoknál, ahol $c = \sqrt{g\lambda/2\pi}$ és $\dfrac{dc}{d\lambda} > 0$,

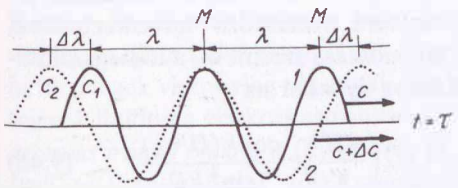
$$c^* = c - \lambda(1/2\sqrt{g/2\pi\lambda}) = c - c/2 = c/2. \qquad (9.41)$$

A mélyvízi hullámcsoportok tehát a bennük foglalt hullámok terjedési sebességének felével haladnak, ezért a (9.38) és (9.39) képletben szereplő n értéke is



9.16 ábra. A széllel *(nyíl)* szemközti oldalon gyönge, középütt erős, majd újból gyöngülő hullámcsoport keletkezése különböző fázisú és periódusú hullámok találkozásakor, BUDÓ—PÓCZA (1965) nyomán

1/2. *A mélyvízi hullámzás energiája* tehát nem az egyes hullámok, hanem *a hullámcsoportok sebességével terjed.* Sekélyvízi hullámoknál viszont hullámcsoportok nem alakulnak ki, ezért itt $n = 1$ értékkel kell számolnunk.



9.17 ábra. A hullámcsoport terjedési sebessége eltér a vízhullámok terjedési sebességétől. — BUDÓ—PÓCZA (1965) nyomán

A vízhullámok *visszaverődése, megtörése, elhajlása* általában a geometriai fénytan SNELL—DESCARTES-féle törvényeit, ill. a HUGHENS-elvet követi. A visszaverődésen alapulnak az egymással szemben haladó, egyenlő frekvenciájú és amplitúdójú hullámok interferenciája révén keletkező, s a csomópontok és duzzadóhelyek állandóságával jellemzett *állóhullámok* is, amelyekben a szomszédos csomópontok közötti pontok ugyanabban a fázisban rezegnek, de minden csomópont ellentétes fázisban rezgő pontokat választ el egymástól *(9.5 ábra)*. Ezek ún. rögzített végű fajtájáról lévén szó, a hullámfüggvény:

$$\psi = 2a \sin 2\pi \frac{L-x}{\lambda} \cos 2\pi \left(\nu t - \frac{L}{k} \right), \qquad (9.42)$$

ahol a az amplitúdó, L a vízfelületen mért távolság, x a hullám egy pontjának abszcisszája, ν a frekvencia, t az idő és k a kör menti hullámszám ($2\pi/\lambda$).

A csomópontok távolságát a $\sin[2\pi(L-x)\lambda] = 0$ egyenletből kapjuk, melynek alapján $2\pi(L-x)/\lambda$ értéke $0, \pi, 2\pi \ldots$ stb. lehet.

A csomópontoknak a „rögzített vég"-től (a parttól) való távolsága $(L-x)$ pedig: $0, \lambda/2, \lambda, 3/2\lambda, 2\lambda$ stb. Két szomszédos csomópont és duzzadóhely tehát az állóhullámmá összetevődő haladó hullámok hullámhosszának a fele ($\lambda/2$).

9.1122 Az AIRY-féle modell háromdimenziós kiterjesztése során, véges hosszúságú hullámhegyekkel rendelkező, haladó hullámokra nézve SILVESTER (1972) és HSÜ *et al.* (1979) is úgy találta, hogy a vízrészecskék igen bonyolult mozgása miatt az orbitális sík elferdül, s a részecskéknek a hullám terjedési irányára merőleges, járulékos sebességkomponense is van.

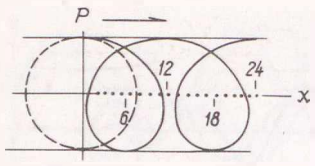
9.1123 Az AIRY-féle modell belső hullámokra való alkalmazása azt a módosítást tette szükségessé, hogy a levegőnek a felszíni vízhullámok vizsgálatakor elhanyagolt és a vízéhez képest valóban nagyon kicsiny sűrűsége helyett most az egymással érintkező vízrétegek sűrűségét (amelyek között csupán néhány ‰-nyi különbség van) vegyék tekintetbe. Ezért a belső hullám hullámhosszához viszonyítva vastag rétegben a hullámsebesség:

$$c = \sqrt{\frac{g}{k} \frac{\rho_1 \pm \rho_2}{\rho_1 + \rho_2}}, \qquad (9.43)$$

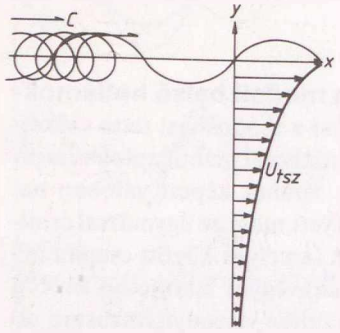
ahol ρ_1 az alsó, ρ_2 a felső réteg sűrűsége. Ez a képlet tulajdonképpen a mély víz felszínén haladó hullám sebességére vonatkozó összefüggés kiterjesztése. A ρ_1 és ρ_2 között a számlálóban együtt szereplő + és − jel azt fejezi ki, hogy az adott határfelületen két ellenkező fázisú hullám keletkezhet. Ha a belső hullám azonos fázisban van a felette levő szabad felszín hullámaival, de amplitúdója a mélységgel csökken, a + jelet kell alkalmazni. A − jelet alkalmazva, a hullámmozgás sokkal hosszabb periódusú és nagyobb amplitúdójú lesz, de π rad-nyi fáziskülönbséggel tér el a felszíni hullámétól (KINSMAN, B. 1965 és NEUMANN, G.—PIERSON, W. J. 1966, *in* ALLEN 1982).

A belső hullámokkal kapcsolatos orbitális mozgások elméletileg lehetségesnek tartott, 1 m/s-ig terjedő sebességkomponenseit ROBERTS (1975)-nek *az óceánokban is sikerült kimutatnia.*

9.1124 A Stokes-féle hullámmodell. Kísérletek sora tanúsítja, hogy az AIRY-féle hipotézis — a vízfenékhez való súrlódás határrétege kivételével — mind haladó, mind álló hullámok esetében kielégítően írja le a felszíni és felszínközeli vízrészecskék orbitális mozgásait. Nehézséget okozott azonban, hogy a valós hullámok alakja igen gyakran eltér az AIRY-féle szinuszgörbétől. Ezen elsőként STOKES (1847) annak föltételezésével igyekezett segíteni, hogy a nem-viszkózus fluidumon haladó, véges amplitúdójú hullámok orbitálisai nem teljesen zártak, hanem ún. rövidített ciklois-görbék *(9.18 ábra)*. A valós hullámok alatti mozgás tehát legalább két mozgás eredője. Ezek egyike szimmetrikusan oszcilláló mozgás, másika pedig egy folyamatos, lassú vízáramlás, amely a részecske-orbitálisok nyitott részén, a hullám terjedési irányában megy vég-



9.18 ábra. A *P* pont zárt kör alakú orbitálisainak rövidített cikloisszá való átalakulása, ha az orbitális középpontja az *x* tengely irányában előrehalad

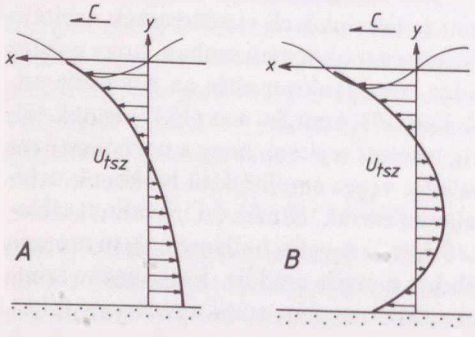


9.19 ábra. Felszíni hullám keletkezése nyílt orbitálisok mentén mozgó vízrészecskék föltételezésével mély vízben, ALLEN (1982) nyomán, módosítva

A nyilak a mély vizen haladó hullám alatti tömegszállítási sebességeket jelzik.

be *(9.19 ábra)*. A STOKES-féle hullámmodell a hullámvölgyi amplitúdó csökkentése, ill. a hullámhegyi amplitúdó jelentős növelése révén nemcsak alakilag áll közelebb a valós hullámhoz *(9.9 ábra, B)*, hanem működését MORISON—CROOKE (1953), WALLET—RUELLAN (1950), újabban pedig TIETZE (1978) kísérletei is igazolták. Sikerült továbbá a STOKES-féle modellnek háromdimenziós, valamint mélyvízi véletlen hullámokra való kiterjesztése is (FUCHS 1952; WANG—LIANG 1975).

Az elmélet továbbfejlesztői csak keveset változtattak STOKESnak azon a megállapításán, hogy a mély vizek felett haladó vízhullám



9.20 ábra. A vízfenéki tömegszállítás iránya a part felé haladó sekélyvízi hullám esetében

A: STOKES szerint. — *B*: LONGUET-HIGGINS, M. S. szerint.

egy periódusára eső átlagos tömegszállítási sebesség (U_{tsz}) lefelé a

$$\left(\frac{\partial U_{tsz}}{\partial y}\right)_{y=0} = \frac{H^2}{2}\omega k^2 \operatorname{cotg}(kD) \qquad (9.44)$$

szabad vízfelszíni grádiensnek megfelelően az

$$U_{tsz} = \frac{H^2}{4}\omega k \exp(ky) \qquad (9.45)$$

képlet szerint exponenciálisan csökken *(9.19 ábra)*. (Itt H az orbitálisoknak a víz mélységével csökkenő átmérője, y az orbitálisok középpontjának a nyugalmi vízfelszíntől mért függőleges távolsága, D pedig a vízmélység.) Ez azt jelenti, hogy *a felszíni hullámzásnak mindaddig nincs hatása a vízfenéki üledék mozgására, míg a hullámbázis magasan a vízfenék fölött van.*

Módosultak viszont a mély vízből a part felé haladó és ezáltal egyre sekélyebb vízbe kerülő hullámok tömegszállítási irányaira vonatkozó következtetések. STOKES eredeti elgondolása szerint ui. a tömegszállítási sebesség szelvénye ilyenkor az

$$U_{tsz} = 1/2\left(\frac{\pi H}{\lambda}\right)c\frac{\cos k(D+y)}{\sin^2 kD} \qquad (9.46)$$

képlet szerint alakul. Ez azt jelentené, hogy a hullámmozgás következtében a part felé irányuló felszínközeli tömegszállítást — a kontinuitás elvének megfelelően — a vízfenék fölött ugyanakkora víztömeg visszafelé (tehát a tenger felé tartó) áramlása egyenlíti ki, és ez a vízfenéken éri el maximumát *(9.20 ábra, A)*. A kísérletek megismétlése azonban éppen ellenkező irányú fenékáramlásokat bizonyított *(9.20 ábra, B)*.

Ezen ellentmondás okát LONGUET—HIGGINS (1953, 1958, 1970) részint a víz viszkozitásának, részint a véges mélységű vízfenéken érvényesülő határréteg-törvények, ill. a tömegszállítást okozó oszcilláló mozgással kapcsolatos REYNOLDS-feszültségek korábbi elhanyagolásában találta meg. A határréteg alkalmazása azt jelenti, hogy LONGUET—HIGGINS és számos követője a tömegszállítást az élesebb határokkal elválasztott belső és külső határrétegek maximális vastagságaira korlátozódónak tekinti. A belső viszkózus réteg vastagságát a $(\nu/\omega)^{1/2}$, a külső rétegét a $d(\nu/\omega)^{1/2}/U$ értékei határozzák meg. [Itt ν a kinematikai viszkozitás (3.26. fejezet), ω a körfrekvencia, d és U pedig a jellemző hosszúság, ill. sebesség.] A viszkozitás figyelembevételével a szabad vízfelszín tömegszállítási sebességgrádiense a STOKES-féle (9.46) függvényben jelzettnek a kétszeresére növekedett. A part felé irányuló átlagos tömegszállítási sebesség ui. az általa eszközölt kiigazítás után:

$$U = 5/4\left(\frac{\pi H}{\lambda}\right)^2 c\frac{1}{\sin^2(kD)}, \qquad (9.47)$$

Kettős, vízfelszíni és vízfenéki határrétegek feltételezésével pedig a vízfenéki határrétegnek éppen a külső oldalára eső tömegszállítási sebessége haladó hullámok alatt az

$$U_{tsz} = \frac{5}{16}\frac{H^2\omega k}{\sin^2(kD)}, \qquad (9.48)$$

álló hullámok alatt pedig az

$$U_{tsz} = -\frac{3}{16}\frac{H^2\omega k \sin(2kx)}{\sin^2(kD)} \qquad (9.49)$$

képlet szerint alakul. A haladó hullámokra így kapott sebességértékek függőleges szelvényben való eloszlása összevág a tapasztalattal, és az elméletnek a knoidális, az interferáló és a belső hullámok irányában való továbbfejlesztését is lehetővé tette (ALLEN 1982).

A (9.49) képlet szerint a felszíni állóhullámok tömegszállítási sebessége a terjedési irányukba eső x távolság szerint periodikus. Ennek az az oka, hogy az állóhullámok alatt — mint azt már LORD RAYLEIGH (1883) nyomán többen kimutatták — 1/4 hullámhossznyi szélességű, de egymással szemben forgó áramlási sejtek helyezkednek el. Ezenkívül minden egyes sejtnek a vízfenékkel érintkező határrétegében újabb, ellentétes irányú áramlási sejt alakul ki *(9.21 ábra)*. A határrétegek vastagsága a tömegszállítási REYNOLDS-számok ($Re=\omega k^2 D^2 H^2/4\nu$) függvénye. Kicsiny *Re*-számok mellett a belső határréteg eléggé vastag, és nincs külső réteg. Nagy *Re*-számok esetén a határrétegek viszonylag vékonyak, úgyhogy a sejt belsejének fluiduma viszkozitásmentesnek tűnik. *A fenékáramlás iránya mindig a szabad felszín „duzzadási helyei"-től* („antinodusai"-tól) *a csomópontok* (a „nodusok") *felé mutat*. A külső határrétegek ütközése folytán az antinodális helyzetekből lökésszerű áramlások indulnak fölfelé, az áramlási sejt belsejébe.

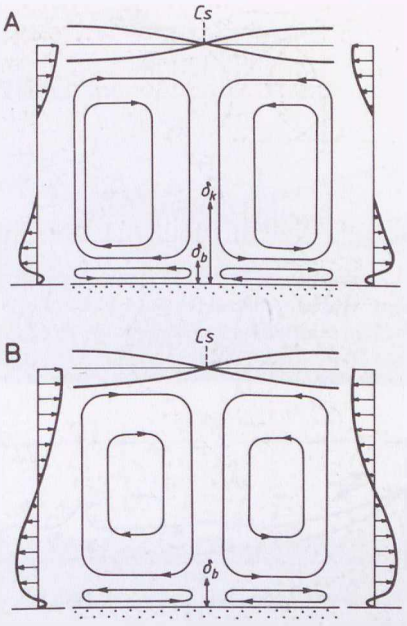
A haladó hullámok tömegszállítási sebességének a lemezes áramlás feltételezésével nyert (9.47) képletét LONGUET—HIGGINS (1958) a turbulens áramlásra is érvényesnek vélte. Bár JOHNS (1977) szerint a turbulens fenék-határrétegnek éppen a külső oldalán működő max. tömegszállítási sebesség lényegesen kisebb a lemezes határréteg esetén várhatónál, a tömegszállítási sebesség szelvénye mégis mindkét esetben hasonló egymáshoz.

A felszíni hullámzást befolyásoló tényezők közül a *felszíni szennyeződés* növelheti vagy csökkentheti ugyan a felszínközeli tömegszállítást, a fenékközeli áramlásra azonban alig van hatással. Ugyanez mondható a levegő által a vízfelszínre gyakorolt (de többnyire figyelmen kívül hagyott) vonszoló hatás eredményéről is.

A CORIOLIS-*erő okozta vízáramlás erősíti a vele azonos irányban haladó hullámok tömegszállító hatását, a szemben haladókét azonban lerontja*. Az egyenetlen vízfenék kiemelkedéseibe ütköző hullámok az állóhullámokéhoz hasonló, de több rétegű áramlási sejtrendszert formálnak *(9.22 ábra)*. E sejtrendszer legalsó részein az áramlás a fenék mélyedései felől annak kiemelkedései felé irányul. Az *áramlási sejtek határvonalai* nagy *Re*-számok esetén *a vízfenéki egyenetlenség fele hullámhosszának megfelelő távolságban vannak*; a följebb következő „sejtek"-ben a forgás az alattuk levőkével ellenkező értelmű; s a mozgás fölfelé fokozatosan gyengül.

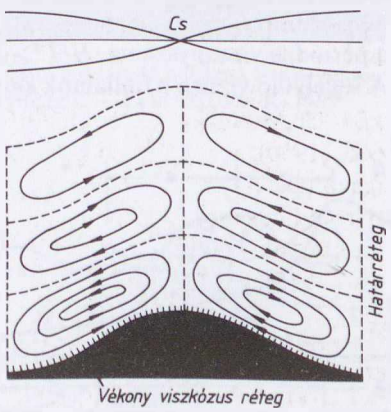
9.1125 A hullámtörés keletkezése. A mély vízből a selfen át a part felé haladó hullámok a vízfenékhez súrlódva jelentősen átalakulnak: csökken a sebességük és a hullámhosszuk, növekszik a magasságuk; lapos parton megtörnek, átbuknak, és előrehaladó vizük ütemesen veri és mossa a partot. Ez a jelenség csak a STOKES-féle elmélettel magyarázható, amely már eleve számol azzal, hogy a vízrészecskék orbitális mozgásuk közben a hullám haladási irányában el is tolódnak.

A mélyvízi hullám meredekségének felső határa kb. $\sigma = H/\lambda \approx 1/7 \approx 0{,}142$; hullámtörés pedig akkor követ-

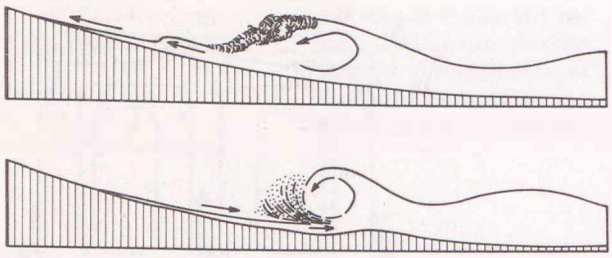


9.21 ábra. Állóhullám alatti tömegszállítás sebességszelvényei nagy (**A**) és kicsiny (**B**) Re-számok esetében, LIU—DAVIS (1977) szerint

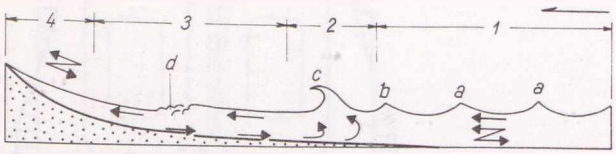
Cs: Csomópont. — δ_k: Külső határréteg. — δ_b: Belső határréteg.



9.22 ábra. Több rétegű áramlási sejtrendszer kialakulása hullámos vízfenék fölött LYNE, W. H. (1971) szerint



9.23 ábra. Fent: Tarajló (spilling) és elárasztó (surging) hullám, *lent:* visszaáramlással (backwash) kombinált áthajló (plunging) hullám kialakulása hullámtörésnél, HOLMES (1965) nyomán

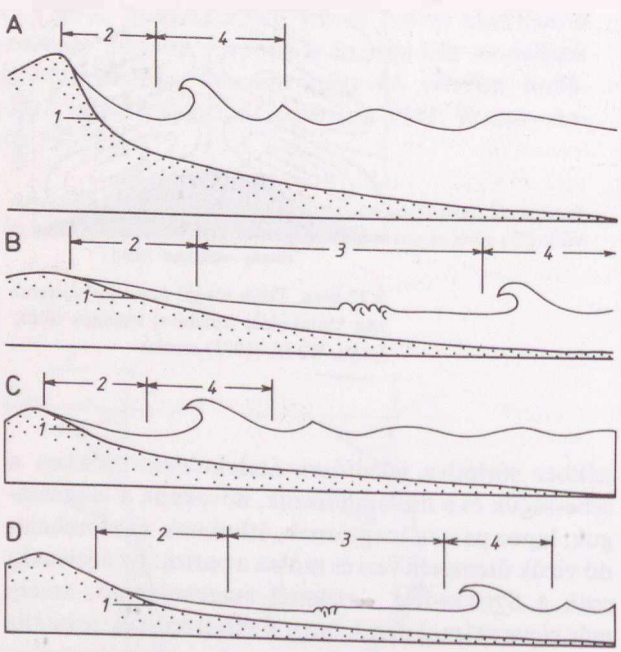


9.24 ábra. A hullámok partközeli átalakulási övei, SHEPARD—INMAN (1950) szerint

1. Sekélyvízi öv a rendes hullámnak *(a)* magányos hullámmá *(b)* való átalakulásával. — *2.* Hullámtörési öv átbukó hullámokkal *(c)*. — *3.* Hullámverési öv a partra kifutó hullámok meredek homlokú részeivel *(d)*. — *4.* Loccsanási öv a kifutó hullámok vízszintemelő részével.

A nyilak a vízáramlás irányát jelzik.

kezik be, amikor a hullámmagasság és a vízmélység hányadosa: $H/D \geq 0{,}78$, vagy ha a hullámmagasság és a periódus viszonyszáma, $H/T^2 \geq 0{,}875$ (ALLEN 1982). A sekélyülő vízben a hullámok egyre csúcsosabbakká,



9.25 ábra. A meredek (**A**) és lapos parton (**B**), ill. közepes lejtésű parton dagálykor (**C**) és apálykor (**D**) kialakuló hullámzás összehasonlítása INGLE (1966) nyomán

1. Átlagos vízszint. — *2.* Loccsanási öv. — *3.* Hullámverési öv. — *4.* Hullámtörési öv.

aszimmetrikusabbakká válnak, tengelysíkjuk a part felé kezd bukni, s a fő hullámhegyek között másodrendű hullámhegyek jelennek meg. *A hullámtörés akkor kezdődik, amikor a hullámhegy csúcsszöge* 120°*-os lesz, s a hullámhegyre jutott vízrészecske előre irányuló orbitális sebessége eléri a hullám terjedési sebességét.* A hullámhegy sebességének további növekedésével a taraj megelőzi a hullámot, és átbukik rajta. Az átbukó hullámból három fő hullámtípus alakul ki (*9.23* és *9.24 ábra*).

(1) *Örvénylő hullám* (plunging bore), amelyben a hullámhegy előre és visszafelé pöndörödő részei levegőrészecskéket ragadnak magukkal, alján pedig *(9.23 ábra)* a víz visszafelé áramlik.

(2) *Tarajló hullám* (spilling bore), amelyben a kavargó víz hullámfrontja áradásszerűen, a hullámhegy magasságát megőrizve nyomul előre.

(3) *Elárasztó* vagy *kifutó hullám* (surging), amelynek vize az első két hullámtípus teljes összeomlása után a partra felfut.

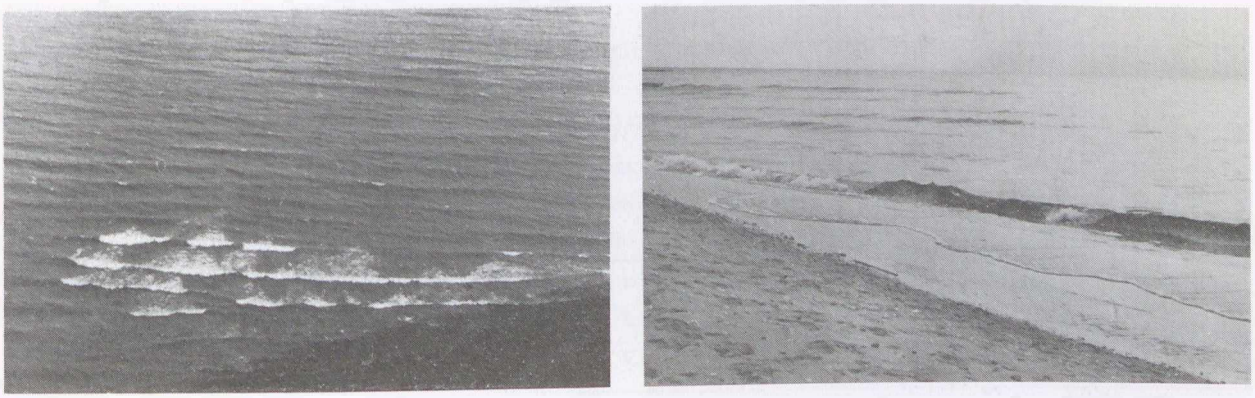
Ennek alapján a part felé irányuló hullámzás területe négy részre osztható *(9.24 ábra):* (1) *Sekélyesedési öv*, szinuszosakból magányosakká váló hullámokkal. — (2) *Hullámtörési öv* áthajló hullámokkal. — (3) *Hullámverési öv* tarajló hullámokkal. — (4) *Loccsanási öv* a partra kifutó hullámokkal.

E hullámtípusok között azonban sokféle átmenet lehetséges, és a hullámzási övek száma is a part meredekségétől vagy lapos voltától *(9.25 ábra,* **A—B***)*, és közepes lejtésű parton is a dagálytól, ill. apálytól függ *(9.25. ábra,* **C—D***)*. — Térbeli formáikat a *9.26* és *9.27 ábra,* a hullámtörés okozta üledékmozgást pedig a *9.28 ábra* szemlélteti.

Üledékmozgató hullámtörést nemcsak felszíni, hanem *belső hullámoknál* is kimutattak. Ez főleg a self külső részén és a kontinentális lejtőn hozhat létre jelentős áramlásokat, ahol a termoklin menti belső hullámok a lejtős tengerfenékbe ütköznek. Sekély vízben pedig akkor jelentkezik, amikor a víz alatti lejtő feletti felső, könnyebb vízréteg a lejtő mentén a nehezebb vízréteg alá kényszerül úgy, hogy a kettő részlegesen keveredik.

9.1126 A hullámverés keletkezése. A megtört hullám part felé lóduló vizének további sorsa és tevékenysége nagymértékben a part lapos vagy meredek voltától függ. A hullámok mozgási energiájuk kimerüléséig mozognak előre a szárazföld ellenében, és ott a nyugalmi állapothoz képest jelentős vízszintemelkedést okozhatnak. A szállított vízmennyiség térbeli eloszlása azonban lapos parton, kisebb vízszintemelkedés mellett, nagyobb felület elborítását, meredek parton ennek fordítottját eredményezi.

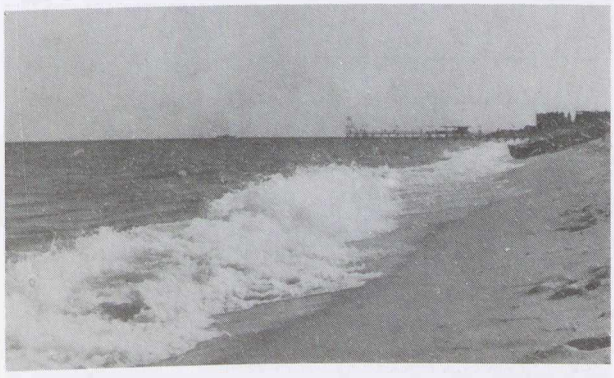
A partra kifutó víz nagyobb része az üledék felszínén, kisebb része pedig az üledéken átszűrődve s annak finom szemcséit magával ragadva visszaáramlik a



9.26 ábra. A Keleti-tenger hullámai Rügen partjai mentén. — Foto: BALOGH K. 1957

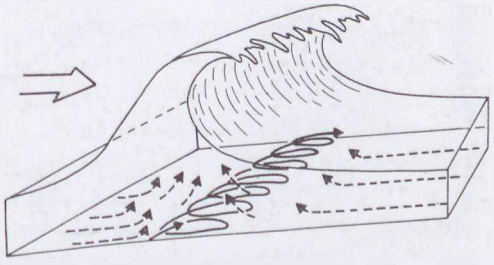
Balról: A nyílt víz viszonylag lapos hullámai a vízmélység csökkenésekor magányos, áthajló és tarajló hullámokká válnak.
Jobbról: Az előtérben tarajló hullám kifutó hullámmá alakulása. A háttérben a hullámtörési öv átbukó hullámai.

tengerbe (tóba). Ennek módja azonban a meredek, ill. a lapos partokon eléggé eltérő. A meredek partok keskeny hullámverési és loccsanási övében ui. a hullámok meredeksége gyorsan nő, az orbitális sebességek nagyok, s a hullámok átbukva omlanak össze. A meredek partnak ütköző sekélyvízi hullámok különböző okokból egyenlőtlenül emelik meg a partmenti vízszintet. A nyomásviszonyok úgy alakulnak, hogy a víz eleinte csak a partmente alacsonyabb vízszintű (tehát kisebb nyomású) részei felé tud kitérni. A két irányból is ezen alacsonyabb vízszintű helyekre érkező part menti áramlások találkozási pontjairól aztán periodikusan ismétlődő, nagy sebességű *tépőáramok* (rip currents) indulnak ki (*9.29* és *9.32 ábra*). *A víz visszaáramlását tehát a partmenti és a tépőáramlások együttes rendszere biztosítja.*



9.27 ábra. Közvetlenül partot érő tarajló hullám a Fekete-tenger partján. — Várna: Aranyhomok. — Foto: BALOGH K. 1965

Ezeknek a keskeny, felszínközeli tépőáramlásoknak az időtartama néhány perc és 1–2 óra között változik, max. sebességük 2 m/s-ot is elérhet. A part közelébe eső, kezdő szakaszuk a part menti áramlások találkozási helyéről kiinduló *töltőáram* (feeder current). Középső részük a *nyak*nak (neck) nevezett, s a hullámtörő övet is átszelő, keskeny, kavargó (s emiatt ágyát erodáló) vízáram, amely a mélyvízben lefékeződve, a kiszélesedő *fej*ben (rip head) hal el (*9.29 ábra*), és ott üledéket rak le.



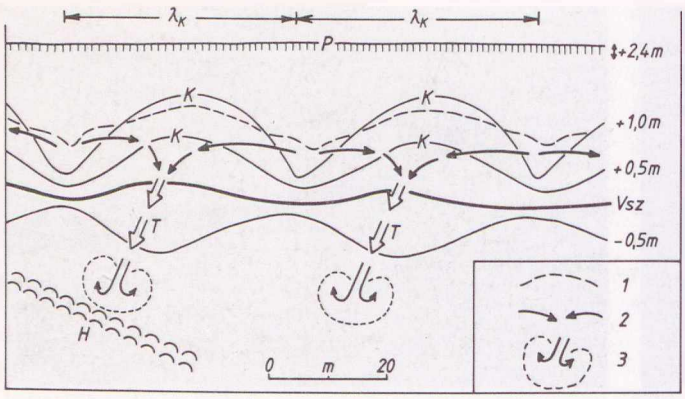
9.28 ábra. Az áthajló hullámmal kapcsolatos üledékszállítás, INGLE (1966) nyomán

A durva szemű üledék a parttal párhuzamos ellipszisek mentén fenékhordalékként mozog előre. A finom törmelék viszont szuszpendálódik.

A meredek partok tépőáramait a közepes vízszintnek a nyugalmi vízszint fölé való, viszonylag kicsiny (cm–dm nagyságrendű) fölemelkedései okozzák (*9.30 ábra*). A tépőáramlás keletkezéséhez szükséges impulzusátvitelt (9.39. egyenlet) a partmenti lejtős vízfelület nyomásgrádiense biztosítja. Ez utóbbi már akkor is létrejöhet, ha a megtörő hullámok némelyikének a part felé irányuló fölemelkedése nagyobb, mint a többié (BOWEN 1969; BOWEN—INMAN 1969). Az ennek folytán létrejött partmenti áramlások aztán ott fordulnak a tenger felé, ahol (a legkisebb vízemelkedés helyén) egymással szembetalálkoznak.

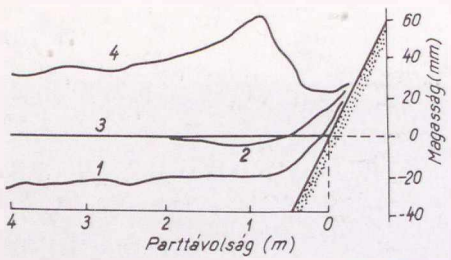
Lapos partokon viszont, amelyek széles hullámverési övében a hullámok meredeksége csak lassan nő, az orbitális sebességek és a víz visszaáramlásának nyomai kicsinyek. Ezért itt *csak partmenti áramlások figyelhetők meg, ezekre merőleges harántáramok nem alakulnak ki.*

A hullámzás, ill. a part menti és a partra merőleges áramlások között bonyolult kölcsönhatások léphetnek föl. A hullámzással megegyező irányú visszaáram-



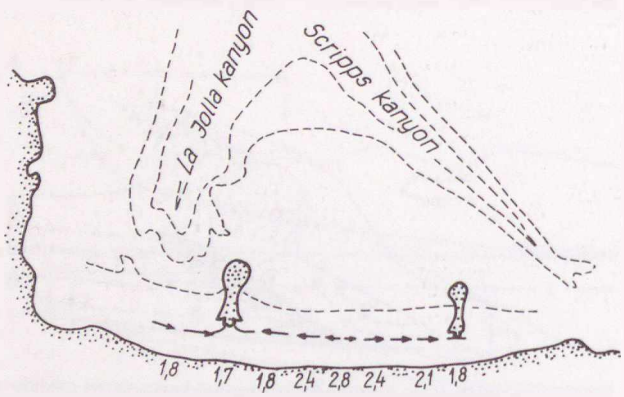
9.29 ábra. A kaliforniai Balboa Beach tépőáramlásainak *(T)* és λ_k hullámhosszúságú parti üledékkaréjainak *(K)* kialakulása a mögöttes parti padkához *(P)* képest ferde hullámfront *(H)* esetén, *Vsz* átlagos vízszint mellett, INMAN—GUZA (1982) nyomán

1. A loccsanási öv határa. — *2.* Part menti áramlás iránya. — *3.* A tépőáramlás turbulens feje.



9.30 ábra. A meredek partra kifutó kísérleti hullámhegyek és hullámvölgyek vízszintjének a nyugalmi vízszinttől való eltérése, BOWEN *et al.* (1968) nyomán

1. Hullámvölgy. — *2.* Közbülső állapot. — *3.* Nyugalmi vízszint. — *4.* Hullámhegy.



9.31 ábra. A kaliforniai part menti visszaáramlási sejteket SHEPARD—INMAN (1950) szerint a víz alatti kanyonok fölötti parti visszaverődésből származó hullámmagasság-különbségek hozzák létre

A partvonal menti számok a hullámmagasság m-ben kifejezett értékei.

lások ui. csökkentik, a szembehaladók viszont növelik a közeledő hullám magasságát. Ezért, ha a visszaáramlás sebessége eléri a hullámsebesség 1/4-ét, a hullám átbukik. A hullámzás és áramlás irányának kereszteződése esetén a hullámzás iránya megváltozik. A kettőnek a vízfenékre gyakorolt együttes nyírófeszültsége mindig nagyobb, mint a hullámé (ALLEN 1982).

9.1127 Partmenti hullámok. A hullámmagasságnak meredek partszakaszok mentén bekövetkező változásai s az ezek nyomán támadt tépőáramlási sejtek többnyire a vízhullámok visszaverődésével, vagy a medencefenék egyenetlenségeivel hozhatók kapcsolatba. Az utóbbiak gyorsan, de egyenlőtlenül csökkentik a part felé tartó hullámok sebességét *(9.31 ábra)*. Tépőáramlások és hullámmagasság-változások azonban olyan hosszú és egyenes partszakaszokon is megfigyelhetők, ahol a vízfenék eléggé sima. Ez azoknak a kis periódusú *szegélyhullámok*nak a segítségével magyarázható, amelyeket a viszonylag meredek partokon megtörő hullámok és a visszaáramlások kölcsönhatása alakít ki (HUNTLEY—BOWEN 1975). Ezeknek a sokáig figyelmen kívül hagyott, szél keltette, haladó vagy álló hullámoknak a gerincei merőlegesek a partra, magasságuk azonban a parttól távolodva exponenciálisan csökken. Ha a part α lejtőszöge kisebb a viszkozitásmentesnek vett vízrészecskék orbitálisainak 1/4-énél (90°-nál), vagyis $\alpha < \pi/2$, akkor a hullámmagasság a $\lambda \cos \alpha$-nál nagyobb parttávolságban már elhanyagolható. Terjedési sebessége:

$$c = \sqrt{\frac{g}{k} \sin (2n+1)\alpha} \,, \qquad (9.50)$$

ahol $k = 2\pi/\lambda = 360°/\lambda$, n pedig egy a gerjedő hullám alakját meghatározó egész szám. Az $n=0$ érték a nagyon kis magasságú, ún. STOKES-féle szegélyhullámokat jellemzi. A legmagasabb hullámalakhoz az $(1/2 + 180°/4\alpha)$ kifejezésből nyerhető legnagyobb egész szám tartozik. 10° lejtésű nyílt homokparton elvileg a három legalacsonyabb fokozatú hullámalak bármelyike létrejöhet (ALLEN 1982).

A beérkező hullámok és a szegélyhullámok összegződése feltűnő hosszirányú változásokat okoz a hullámtörés magasságában; az összegzett magasság LEEDER (1982) szerint ott a legnagyobb, ahol a két rendszer egy fázisban van.

Korábban úgy vélték, hogy a *homokos partok karéjossága* (*9.29* és *9.32 ábra*) is a szegélyhullámok part menti hullámhosszától függ. INMAN—GUZA (1982) szerint azonban a szegélyhullámok egy eredetileg egységes homokparton csak kis periódusú zavarokat képesek létrehozni, s a további karéjnövekedést már a *véletlen hullámok* idézik elő. A legnagyobb karéjmagasságok a loccsanások jelentős vertikális kilengéseivel, a karéjmagasság és a part menti karéjhullámhossz viszonyszámának maximumai pedig a homokpart átlagos tenger felé lejtésével arányosak. A tépőáramlások a karéjok öbleiből indulnak ki *(9.32 ábra)*.

A partközeli áramlások egy másik csoportját a partra *ferdén kifutó hullámok* hozzák létre. Ekkor a hullám partra merőleges (x irányú) impulzusának a parttal párhuzamos (y irányba) való átviteléről van szó. A jelenség a part mentén elnyúló lagúnák (*Haff*ok) zárógátjainak (a *Nehrung*oknak) a képződését eredményezi. Az átviteli érték:

$$S_{xy} = En \sin\beta \cos\beta, \tag{9.51}$$

ahol β a hullám gerince és a partvonal bezárta szög, E az energia; n értéke sekély vízben 1, mély vízben 1/2.

KOMAR—INMAN (1970) — LONGUET-HIGGINS-szel (1970) ellentétben — nem talált összefüggést a part menti sebességkomponens (U_p) és a part α lejtőszöge között, s ezért azt föltételezi, hogy átlagos hullámverés esetében a part menti tömegszállítás sebessége:

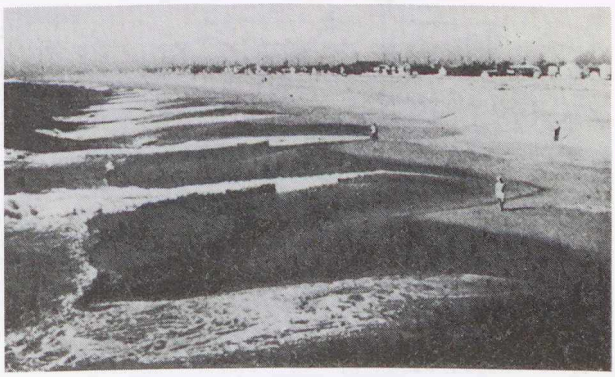
$$\bar{U}_p = 2{,}7\, U_{max} \sin\beta \cos\beta, \tag{9.52}$$

és ez jól is egyezik a helyszíni mérések eredményeivel.

Ami mármost a partközeli övben történő homokmozgatást illeti, BAGNOLD (1963) annak megindulását a homok i_b bemerülési súlyát kiegyenlítő hullámenergia-átvitel (ω) nagyságával jellemezte:

$$i_b = k\omega \approx 0{,}28\omega = kEcn. \tag{9.53}$$

Amíg a hullámzás a vízfenéken csak előre-hátra mozgást idéz elő, addig az üledék lényegileg helyben marad, s legföljebb finomabb részei szuszpendálódnak. A szemcsék tovaszállítására csak olyan, a part felé irányuló U' maradékáramlás nyújt lehetőséget, amelyet a



9.32 ábra. A Balboa Beach (Kalifornia) tépőáramlásainak és parti üledékkaréjainak képe. — Foto: INMAN—GUZA (1982)

partra kifutó hullám vagy egy part menti áramlás (vagy a kettő együttese) hoz létre. Ilyenkor a teljes üledékszállítási sebesség:

$$i' = k\omega \frac{U'}{U_{max}}. \tag{9.54}$$

Ebből a partmenti üledékszállítás sebessége (a természeti megfigyelésekkel jól megegyezően):

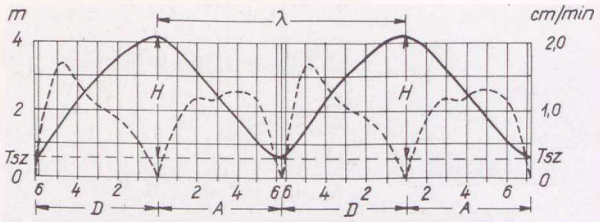
$$i_p = kEcn \cos\beta \frac{\bar{U}_p}{U_{max}}. \tag{9.55}$$

A hosszú időn át megfigyelhető partmenti üledékszállítás természetesen a partnak ütköző valamennyi hullámrendszer összegzett, gyakran évszakosan változó hatásaitól függ. Ezek az üledéknek a hullámtörő gátak előtti felhalmozódásait és a parti leszakadások vándorlását idézik elő.

Az oszcilláló és az áramló–oszcilláló vízáramok formái mintegy rátevődnek a laza szemcsékből álló üledékre. A partközeli és parti környezetekben a két mozgásforma között minden átmenet lehetséges, de a mélység csökkenésekor — az áramlások aszimmetriájának növekedése miatt — e vízfenéki formák is egyre részaránytalanabbakká válnak. A szimmetriaviszonyok azonban az áramlások évszakos ingadozásai miatt is megváltozhatnak.

9.12 AZ ÁRAPÁLY ÉS AZ ÁRAPÁLYÁRAMOK

Az árapály a tenger felszínének a Hold és Nap gravitációs vonzása által okozott, s a Föld tengelykörüli forgása, valamint a Föld–Hold–Nap egymáshoz viszonyított helyzete folytán többféle ritmusban ismétlődő emelkedése és süllyedése, amit helyenként nagyon erős, másutt gyönge vízáramlások kísérnek. A jelenség a partok mentén a legszembeötlőbb. A nyílt óccánon a dagály és az apály (tehát az egy oszcilláció alatt elért legmagasabb és legkisebb vízállás) szintkülönbsége általában 0,5—1,0 m. Sekélyebb és félig zárt tengerrészekben azonban már néhány méternyi (pl. a Szajna torkolatánál 6—8 m); tengerszorosokban, szűk öblökben és tölcsértorkolatokban pedig 15 m-t is meghalad. A kontinentális talapzat sekély tengereinek ár-

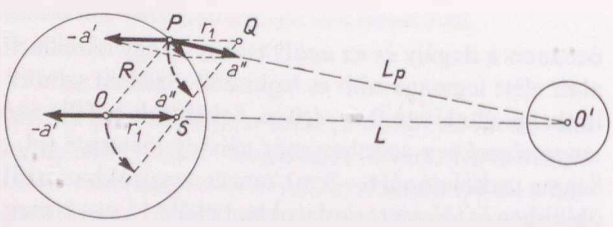


9.33 ábra. A wilhelmshaveni (NSzK) kikötő napi kétszeri dagályának *(D)* és apályának *(A)* átlagos görbéje, SEIBOLD (1974) nyomán, módosítva

A víz dagály alatti emelkedése $6^h12'$-et vesz igénybe. Az árapályhullám periódusa: $T = 12^h25'$.

A szaggatott vonal a dagály *(D)*, ill. az apály *(A)* sebességgörbéje. A sebességkülönbség következtében a dagályáram általában durvább szemcséket szállít és rak le, mint az apályáram.

apályáramai a mély óceáni medencék árapályhullámainak tovaterjedése révén keletkeznek. A teljesen körülzárt állóvizekben vagy az óceánhoz csak szűk tengerszorosokon át kapcsolódó tengerekben viszont vagy egyáltalán nincs, vagy csak nagyon gyönge az árapály (pl. a Földközi-tengeren 0,3—0,5 m). A dagály és apály az alacsony és közepes földrajzi szélességeken félnaponként (kb. $12^h25'$-es periódusokban), a magasabb szélességi helyzetű tengerekben naponként követi egymást; pl. Wilhelmshavenben $6^h12'$-en át emelkedik, és $6^h13'$-en át süllyed a víz szintje *(9.33 ábra)*. Szintkülönbségük nagysága kb. 13,66 naponként változik: legkisebb az első és utolsó holdnegyed idején *(vakár)*, mikor a Hold vonzóereje a Nap vonzásirányára merőlegesen hat; legnagyobb újhold és telihold idején *(szökőár)*, midőn a Hold és a Nap egy vonalban állanak. A szökőár magassága általában 50—100%-kal nagyobb a vakárénál. Azonban a szökőár magassága is változik: legnagyobb újhold idején, mikor a Hold a Föld és a Nap között tartózkodik; legkisebb teliholdkor, midőn a Föld a Hold és a Nap között helyezkedik el; e ciklus hosszúsága tehát éppen egy holdhónap (kb. 27,32 nap). Mivel a Föld forgástengelye 76,5°-kal hajlik pályasíkjához, az árapály magassága kb. féléves periódusokban is változik: legkisebbek a szökőárak a téli és a nyári napforduló közelében; legnagyobbak az őszi és a tavaszi napéjegyenlőség idején, mikor a Nap vonzása az egyenlítőre merőleges. E legfontosabb ingadozásokon kívül azonban



9.34 ábra. Az árapálykeltő erők vázlatos ábrázolása, BUDÓ—PÓCZA (1965) nyomán

az árapály erősségének még más, hosszabb periódusú és gyöngébb ingadozásait is kimutatták. Ezek oka a Nap tengely körüli forgásában, a Föld- és a Holdpálya elliptikus voltában, a pályasíkok eltérő helyzetében, a Nap és a Hold deklinációjának különbségeiben és a többi égitest zavaró hatásában keresendő.

Az árapály keletkezése NEWTON tömegvonzási törvényéből következik, miszerint az F vonzóerő egyenesen arányos a Föld M_F és az árapálykeltő égitest M tömegével, és fordítva arányos a középpontjuk közötti L távolság négyzetével; az arányossági tényező pedig az egyetemes gravitációs állandó ($\gamma = 6{,}67 \times 10^{-8}$):

$$F = \frac{\gamma M_F M}{L^2}. \tag{9.56}$$

Az árapály-jelenség első megközelítését az *egyensúlyi elmélet* jelenti. Ez a Földet egyenletes vastagságú és súrlódásmentesnek tekintett óceáni vízréteggel fedett gömbként fogja föl. A továbbiakban pedig azt vizsgálja, hogy e vízréteg a reá ható összes erő hatására milyen alakot ölt. Ez esetben az árapály egy-egy szélességi kör minden pontjára nézve azonos, a különböző szélességi helyzetű pontokon azonban — azoknak az árapálykeltő M tömegtől való távolsága szerint — változik *(9.34 ábra)*. Tekintsük most a Hold keltette árapályt!

Mivel a Hold a Földdel együtt kering az űrben, egyetlen tehetetlenségi rendszert alkotnak, amelyben középpontjaik közös S súlypontjuk körül jó közelítéssel a földi egyenlítő síkjában egy holdhónap (27,32 nap) alatt egy-egy kört írnak le. A Föld O középpontja által a' gyorsulással leírt kör sugara ($\overline{OS} = r_1$) kb. 3/4-e a Föld R sugarának ($r_1 = 3R/4$). Ha a Föld forgásától egyelőre eltekintünk, akkor ezen idő alatt a Föld bármely más P pontja is ugyanezzel az a' gyorsulással szintén $\overline{PQ} = r_1$ sugarú kört ír le. Mivel az M_F tömegű Föld O középpontjának a' gyorsulását az M_H tömegű és az O-tól L távolságban levő Hold vonzása okozza, a NEWTON-törvény szerint:

$$a' = \gamma \frac{M_H}{L^2} = \omega^2 r_1, \tag{9.57}$$

ahol $\omega = 2\pi/27{,}32$ nap. Ezzel szemben a földfelszín P pontjában levő m tömegű víztestre ható erő nyilván a $-ma'$ tehetetlenségi erő és a Hold vonzása miatt fellépő ma'' gravitációs erő eredője lesz. Ennek a P pontban ható gravitációs erőnek a gyorsulása:

$$a'' = \gamma \frac{M_H}{L_p}, \tag{9.58}$$

ahol $L_p = \overline{PO'}$, tehát a P pontnak a Hold középpontjától való távolsága. Míg a Föld középpontjában ható tehetetlenségi, ill. gravitációs erő eredője $L_p = L$ miatt zérus, a Föld felszínén ez már észrevehető értékű lesz. Ezeket a földfelszín különböző pontjaira megszerkesztett többleterőket, ill. -gyorsulásokat érintő irányú (F_t) és erre merőleges (F_n) komponensekre felbontva, azoknak a *9.35 ábrán* látható elrendeződését kapjuk. Az $(a'' - a')$-vel arányos erő F_t összetevője a vizet az egyenlítő felé hajtja, F_n komponense pedig a súlynak, ill. a nehézségi gyorsulásnak ugyanezen irányban való csökkentésével segíti ezt a folyamatot. Az F_t erők a tengervizet a Hold felőli félgömbön a Hold felé mozgatják, a másik félgömbön a Holdtól távolítják. Ezért a víz tükre az A és B helyeken a legmagasabb, a C és D helyeken a legalacsonyabb (TRICKER 1964; BUDÓ—

PÓCZA 1965). Ez azt jelenti, hogy ha a Föld nem végezne tengely körüli forgást, akkor a 27,32 napos holdhónap alatt a földfelszín egy pontján kétszer lenne dagály, valamint apály. A tengely körüli forgás következtében azonban a felszín egy holdközeli pontja — a Hold továbbmozdulása miatt kb. 50 perc késéssel — 24 óra 50 perc alatt kerül vissza ebbe a helyzetbe. Ezért a Föld egy adott helyén a Hold keltette dagály és apály 24 óra 50 perc alatt kétszer ismétlődik.

A *9.57 és 9.58* összefüggésekből levezethetően a forgó Földön az árapályt létesítő F_t erőnek megfelelő a_t gyorsulás nagysága a φ szöggel jelölt földrajzi szélességen:

$$a_t = \frac{3}{2} g \frac{M_H}{M_F} \left(\frac{R}{L}\right)^3 \sin 2\varphi = 8{,}5 \times 10^{-8}\, g \sin 2\varphi, \qquad (9.59)$$

ahol $g = 981$, R a földsugár, M_H a Hold, M_F a Föld tömege, L pedig a Hold és a Föld középpontjainak távolsága. A Hold árapálykeltő erői tehát tulajdonképpen igen kicsinyek, a súlyerő tízmilliomodrészét sem érik el. A Hold hatásához járul azonban a Napnak a nagy távolság miatt kb. feleakkora és kb. 12 órás periódusú hatása, ami újhold és holdtölte alkalmával *szökőár*at, első és utolsó negyedkor pedig *vakár*at eredményez.

Föltéve, hogy az óceán felszíne merőleges a helyi eredő erőre, az árapály nélküli vízfelszíntől való h eltérés ALLEN (1970) szerint a következő (megnyúlt szferoidot jelentő) képlettel számítható:

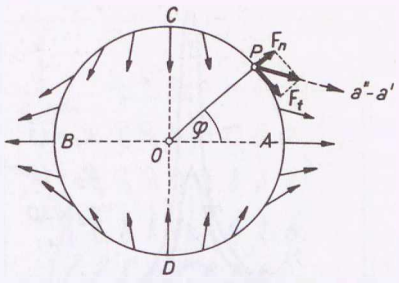
$$h = \frac{r}{4} \frac{M}{M_F} \left(\frac{R}{L}\right)^3 3\cos\varphi + 1. \qquad (9.60)$$

Ennek megfelelően a Hold okozta maximális eltérés az egyensúlyi elmélet feltételei között az egyenlítő táján kb. +36, a minimális eltérés pedig a sarkoknál −18 cm lenne. Ezen értékek a Nap hatására kb. felényivel növekednek.

Az egyensúlyi elmélet számos tapasztalati tényt képes megmagyarázni. Az egyenlítő környéki területek félnapos, a magasabb szélességek egésznapos dagályát a Hold-tengely deklinációjával magyarázza. Érthetővé teszi az alacsony szélességek kissé nagyobb dagályait, a vakáraknál kb. kétszer magasabb szökőárak keletkezését.

A természetben azonban az árapályt a szárazföldek és a tengerek megoszlása, a tengermedencék alakjának szabálytalansága, mélységük változásai, a földforgás okozta CORIOLIS-erő, a víztömeg tehetetlensége, súrlódása, a légnyomás, a hőmérséklet és a szél irányának, valamint erősségének változásai módosítják.

A tengermedencék alakja és mélységváltozásai a rezgésre képes rendszereket jellemző *rezonancia* révén *(1)* az árapály tényleges periódusára és *(2)* szintkülönbségeire, a minden földfelszíni áramlást (9.2 fejezet) az északi féltekén jobb kéz, a déli félgömbön a bal kéz irányába kitéríteni igyekvő CORIOLIS-erő *(3)* az árapályhullámok irányváltozásaira, a víz tehetetlenségéből fakadó súrlódási erők pedig *(4)* azok sebességére vannak döntő hatással. A mindezek összhatásaként jelentkező árapályáramlások viszont a tengerfenéki üledék tömörödését, eloszlását, felhalmozódási formáit és azok belső szerkezetét is jelentékenyen befolyásolják.



9.35 ábra. Az árapály egyensúlyi elmélet szerinti lefolyása forgásmentes Földön, BUDÓ—PÓCZA (1965) nyomán
Magyarázat a szövegben.

(1) Az árapály tényleges periódusát az árapály-keltő erők periódusának a tengermedence sajátrezgéseinek periódusához való viszonya alakítja ki; az utóbbit pedig a medence fiziografiája és átlagos vízmélysége határozza meg. (*Sajátrezgés* alatt azt a mozgást értjük, amit a medence víztömegének minden pontja, egyszeri, lökésszerű erőhatás után magára hagyva, azonos frekvenciával végez.) E sajátrezgések periódusának a 12 órás árapályt keltő erők periódusával való összeesésekor keletkező kényszermozgás pl. az Atlanti-óceánban napi kétszeri dagályt idéz elő. A Mexikói-öböl sajátrezgései ellenben a 24 órás dagályt keltő erőkkel esnek össze; ezért az ottani árapály egész napos periódusú. A Csendes-óceánban viszont — amelynek sajátrezgései változatosabbak — az árapály periódusai sem ennyire szabályosak (LEEDER 1982).

Az *árapály* ui. olyan igen nagy hullámhosszúságú sekélyvízi hullám, amelynek fázissebessége a 4000 m-es mélységek felől a sekély self felé haladva 200 m/s-ről 20 m/s-re csökken, s a CORIOLIS-erő következtében folytonos irányváltoztatásra kényszerül. Az árapályban részt vevő vízrészecskék olyan, a horizontális síkban fekvő elliptikus mozgásra kényszerülnek, amelynek átmérői a félig zárt sekély tengerekben 10 km nagyságrendűek. *Az árapályhullám* tehát *tekintélyes vízáramlással párosul.* A nyílt tenger felől egy x irányú és z szélességű, igen hosszú és amellett súrlódásmentesnek tekintett csatornába

$$c = \omega/k = \sqrt{gD} \qquad (9.61)$$

sebességgel érkező árapályhullámnak a CORIOLIS-erő hatására keletkező harántáramlás okozta magasságát a

$$h = A\cos(\omega t - kx), \qquad (9.62)$$

az áramlásnak a hullám terjedési irányába eső U, ill. erre merőleges V sebességkomponensét pedig az

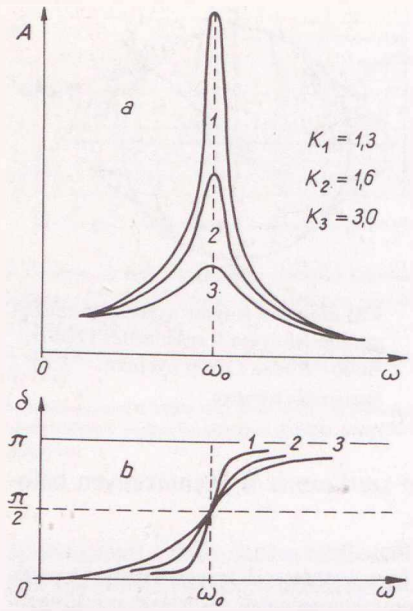
$$U = U_{max}\cos(\omega t - kx) = \frac{A}{D} c\cos(\omega t - kx), \qquad (9.63)$$

ill. a

$$V = V_{max}\sin(\omega t - kx) \qquad (9.64)$$

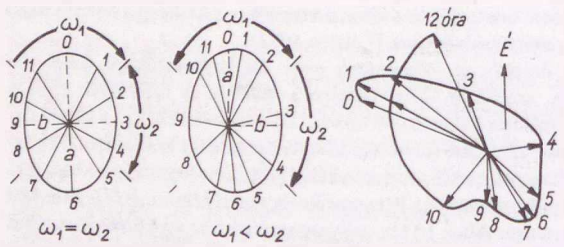
függvények határozzák meg, ahol D a csatorna átlagos mélysége, A az árapálynak a z-től függő magassága, ω a körfrekvencia, k a hullámszám, t az idő, x pedig a terjedési irányban mért távolság (ALLEN 1970). E képletek az árapály nagyságának és irányának az időtől való függését fejezik ki. Keskeny tengerszorosokban tehát az árapálynak nemcsak a magasságkülönbsége nagy, hanem az érkezési iránya is módosul, terjedési sebessége pedig a vízmélységgel csökken.

(2) A medence-rezonancia árapálynövelő hatása a következők alapján érthető meg. Ha egy rezgésképes rendszer (esetünkben egy



9.36 ábra. a) A kényszerrezgés (rezonancia) amplitúdójának *(A)* a gerjesztési (ω) és a sajátfrekvencia (ω_0) összeesésétől, továbbá *b)* a δ fáziskülönbségtől való függése, BUDÓ—PÓCZA (1965) nyomán

K_{1-3} = Csillapítási viszonyszámok.



9.37 ábra. Az apály két különböző megfigyelési ponton mért sebességvektorainak EULER-féle ellipszisei, MCCAVE (1971) és ALLEN (1982) szerint

Balról: szabályos alak, szimmetrikus szögsebesség ($\omega_1 = \omega_2$). — Középen: torzult alak ($\omega_1 < \omega_2$). — Jobbról: erősen torzult alak.

tengermedence) sajátfrekvenciája

$$\nu_0 = \omega_0/2\pi = \frac{\sqrt{D/m}}{2\pi}, \qquad (9.65)$$

a rendszer kényszermozgását (az árapályt) gerjesztő erő pedig

$$F_x = F_0 \sin \omega t, \qquad (9.66)$$

akkor a gerjesztő erő keltette δ fáziskülönbségű kényszerrezgés menetét az

$$x = A \sin(\omega t - \delta) \qquad (9.67)$$

függvény határozza meg. Ezért a kényszerrezgés A amplitúdója és δ fáziskülönbsége a gerjesztési frekvenciától függ: $A = A(\omega)$ és $\delta = \delta(\omega)$. Az amplitúdók alakulását feltüntető *9.36 ábra a* része szerint a kényszerrezgés amplitúdója akkor a legnagyobb, ha az ω gerjesztési frekvencia közel egyenlő a medence ω_0 sajátfrekvenciájával, s az ebből származó rezonancia annál nagyobb, minél kisebb a rendszer csillapodása. A δ-nak a frekvenciától való függését jelző *9.36 ábra b* része viszont azt mutatja, hogy az $\omega = \omega_0$ egyenlőségnek megfelelő legnagyobb amplitúdó a félhullámhossznyi ($\pi/2$) fáziskülönbséghez esik (BUDÓ—PÓCZA 1965).

Ez tehát az oka annak, hogy az árapály szintkülönbségének az egyensúlyi elmélet alapján számított legnagyobb értéke már a nyílt óceánon is megkétszereződik, és maximumát kb. 12 órás periódusokban éri el.

(3) A dagálymagasság tengerszorosokban, félig zárt selfeken és hosszú, mély öblökben észlelt, több m-es értékeinek keletkezése annyival bonyolultabb, hogy azokat a CORIOLIS-*erő*, *az árapálynak súrlódás* és *visszaverődés következtében állóhullámmá való átalakulása* és ennek az állóhullámnak a medenceésszel való rezonanciája együttesen alakítja ki.

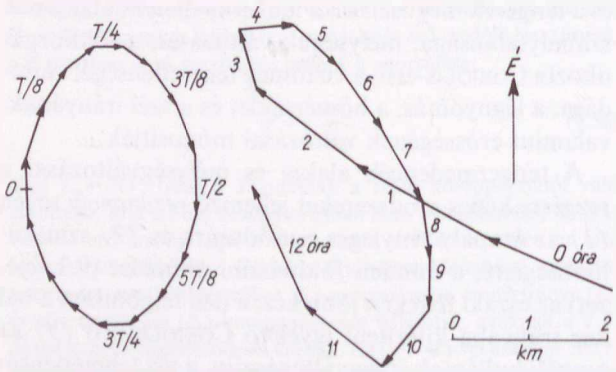
Valós körülmények között természetesen sem a viszkozitásból származó veszteségek, sem a tengercsatornák és tölcsértorkolatok összeszűkülései, kimélyülései és elsekélyesedései nem hanyagolhatók el. A nagy folyók tölcsértorkolataiba érkező édesvíz is megemeli a dagály szintjét, bár ugyanakkor csökkenti is annak sebességét. Súrlódásmentes viszonyokat föltételezve, az állandó keresztmetszetű és igen hosszú csatorna árapályára felírt (9.61—9.64) képletek alapján mégis az alábbi következtetések vonhatók le:

(a) a túlsó végén zárt csatornába nyomuló árapály állóhullámmá alakul át;

(b) ha az árapályhullám maximális A amplitúdója a csatorna bejáratához esik, akkor a zárt végű csatorna hosszában a félhullámhossz egész számú többszörösének megfelelő távolságokban a rezonancia eredményeként e maximális amplitúdó megkétszereződik;

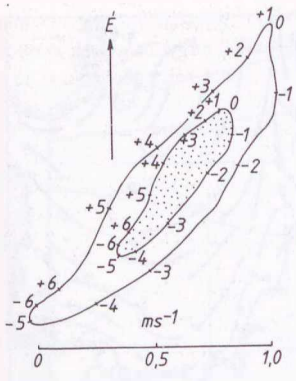
(c) a zéró amplitúdójú, de maximális horizontális sebességű helyek az 1/4 hullámhossz egész számú többszöröseihez esnek.

Az árapályt aszerint nevezik *makro-*, *mezo-* vagy *mikrotidális*nak, hogy magassága >4 m, 2—4 m, ill. <2 m. A legnagyobb dagályok hosszú tölcsértorkolatokban észlelhetők. A kanadai *Fundy-öböl* rezonáló állóhullámának amplitúdója pl. (amelynek egyik csomópontja az öböl bejáratánál van) az öböl hosszában 3 m körüli értékről 15,6 m-re növekszik. Ez a nagy érték s a hozzá kapcsolódó 1—2 m/s szállítási sebesség az öböl 12,58 órányi saját periódusának a 12,42 órányi lunáris periódussal való csaknem teljes összeesésével magyarázható. A csomópontok azonban az árapályhullám nagy hullámhosszúsága miatt csak az ilyen nagyon hosszú öblökben és tölcsértorkolatokban mutathatók ki. *Az öböl rezonálásra képes hosszúsága a vízmélységgel arányosan nő.* Ha a súrlódást továbbra



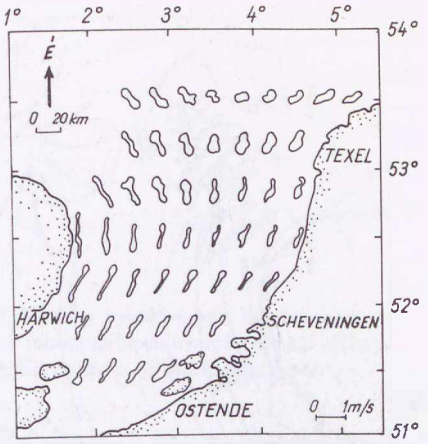
9.38 ábra. Egy vízrészecske egy árapályperiódus alatti pályájának LAGRANGE-féle ábrázolása, LE LACHEUR (1924) *in Geogr. Rev.*, **14,** 282–286 nyomán

Az ideális ellipszis (balról) a vízfenék fölött (jobbról) — az üledékmozgatást is befolyásolva — erősen eltorzulhat.



9.39 ábra. A 12 órás árapály EULER-féle ellipszisének mérete a felszínen és a vízfenék fölött (az utóbbi pontozva) az Északi-tenger déli részén

A mérce a sebességvektorokra vonatkozik. — MCCAVE (1979) nyomán.



9.40 ábra. Az Északi-tengeri árapály EULER-féle ellipsziseinek alakja és megoszlása 1 m-re a vízfenék fölött, MCCAVE (1971) nyomán

is elhanyagoljuk, akkor a dagálymagasság és az áramlási sebesség növekedése tisztán a torkolatok keresztmetszet-csökkenésének tulajdonítható. Valójában azonban ez a növekedés csak a gátló tényezők megszabta határig terjed (ALLEN 1970).

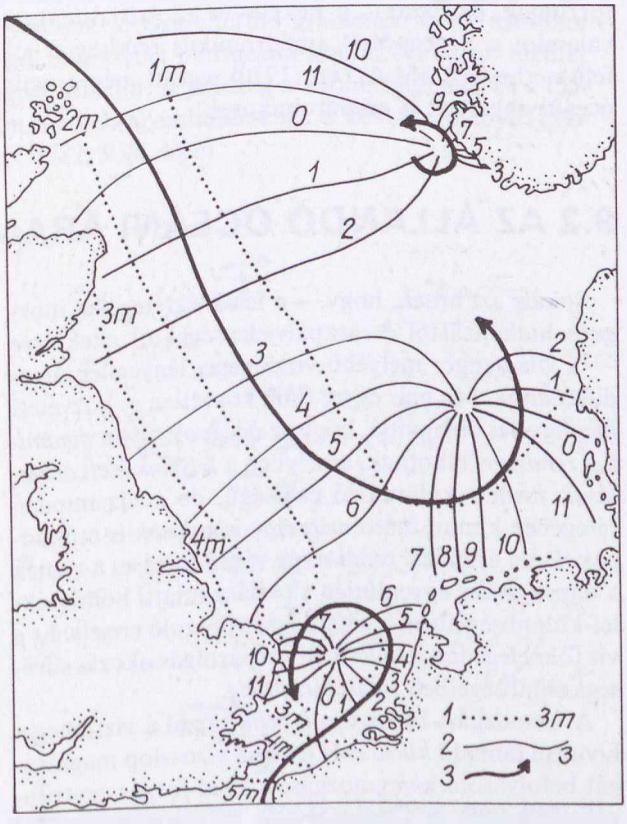
(4) Az árapály sebessége. A (9.63) és (9.64) egyenletek egy horizontális (xz) síkban fekvő ellipszist határoznak meg, s az analitikai geometria szabályai szerint az

$$\left(\frac{U}{U_{max}}\right)^2+\left(\frac{V}{V_{max}}\right)^2=1 \qquad (9.68)$$

alakban is felírhatók. Ez az ellipszis az árapályáram egy adott pontra vonatkozó s a (9.63) és (9.64) képletek alapján kiszámított sebességvektorai időben változó értékeinek összekötésével állítható elő. Az ellipszis hosszabb féltengelye U_{max}, a rövidebb féltengelye pedig V_{max} *(9.37 ábra)*.

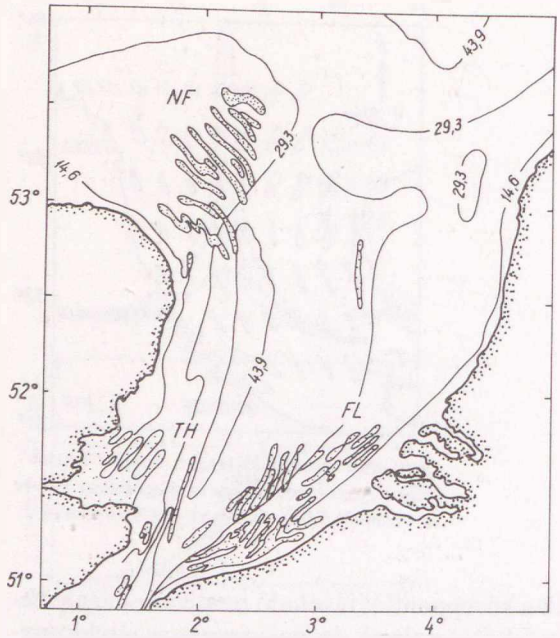
Az árapály azonban az egy pontra vonatkozó sebességek ezen EULER-féle ábrázolásán kívül LAGRANGE módszerével (tehát *egy vízrészecske* egy árapály-periódus alatti *elliptikus pályájának* rögzítésével) is jellemezhető *(9.38 ábra)*. Mindkét ábrázolásban a dagály- és apályáram horizontális elkülönülése, valamint mozgásának és irányának időbeli változása tükröződik. [A vízrészecskék LAGRANGE-féle ellipszisei egyébként a víz felszínére szórt s a vízzel nem elegyedő, könnyű (pl. zselatin-) szemcsék mozgásának a megfigyelésével kísérletileg is igazolhatók.] A tölcsértorkolatokban, tengerszorosokban és selfeken mért legnagyobb mozgássebesség általában 1 m/s nagyságrendű, az óceáni mélységekben viszont csak 0,01—0,1 m/s. Az EULER-ellipszisek mérete a vízfenék irányában csökken, sőt annak egyenetlenségei következtében erősen el is torzul *(9.39 ábra)*; a V_{max} teljes redukciójával pedig olyan egyenesbe megy át, amelynek mentén a víz csak ide-oda himbálódzik. Az árapályáramok turbulenciájának e változásait az örvényviszkozitás mélységfüggése okozza. A határeffektusoknak a tömegszállítást serkentő vagy gátló hatása különösen az esztuáriumokban tapasztalható *(9.40 ábra)*.

A nyílt óceánból a nagyjából izometrikus selftengerekbe nyomuló árapály iránya a CORIOLIS-erő és a visszaverődés együttes hatása alatt úgy változik meg, hogy azonos fázisú és érkezési idejű hullámai egy olyan — *amfidromikus*nak nevezett — központi *csomópont* körül haladnak előre, amelyen semmiféle árapály okozta oszcilláció nincs. Más szavakkal: az árapály egyidejű bekövetkezését jelző, sugárszerű *kotidális vonalak* ideális esetben 24 óra alatt egy olyan kör területét futják be, amelynek középpontját az árapálymentes amfidromikus pont jelenti. A kotidális vonalaknak a középponttól távolodó pontjain a dagálymagasság fokozatosan nő, és maximumát az amfidromikus ponttól legmesszebb levő partokon éri el *(9.41 ábra)*. A kotidális vonalak azonos dagálymagasságú pontjai tehát koncentrikus vonalakkal köthetők össze. Bár a természetben mind a kotidális vonalak,

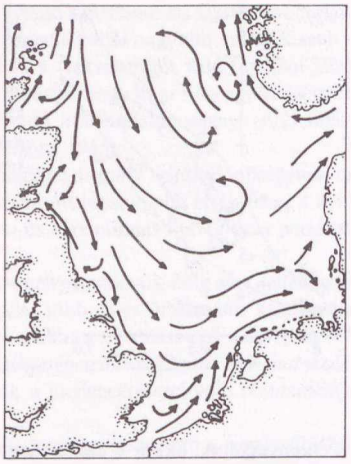


9.41 ábra. Az Északi-tenger árapályának amfidromikus rendszere HARVEY (1976) szerint

1. Az egyenlő átlagos dagálymagasságok vonalai. — *2.* Az árapály azonos idejű érkezését jelző kotidális vonalak. — *3.* Az árapály előnyomulásának iránya.



9.42 ábra. Az Északi-tenger víz alatti homokgerinceinek megoszlása HOUBOLT (1968) szerint
TH = Temze-torkolati, *NF* = norfolki, *FL* = flamand homokgerincek.



9.43 ábra. Az Északi-tenger átlagos felszíni áramlásai HARVEY (1976) szerint

mind az egyenlő dagálymagasságok görbéi erősen eltorzulnak, az Északi-, a Fekete- és az Adriai-tenger, valamint a Perzsa-öböl amfidromikus rendszerei jól felismerhetőek, sőt ALLEN (1970) szerint még a nyílt óceáni dagályok is amfidromikusak.

Az É felől benyomuló árapályhullámok az Északi-tenger selfjének domborzatára jelentős hatással vannak. A 10—40 m magas, 1—2 km széles, max. 60 km hosszú és egymástól 30—50 m mély vízzel elválasztott, ferdén rétegzett Temze-torkolati, norfolki és flamand vízalatti homokgerincek *(9.42 ábra)* kialakulásáért pl. elsősorban az árapállyal kapcsolatos tömegszállítás tehető felelőssé. Ezek figyelembevételével az Északi-tenger felszínének átlagos áramlásrendszere a *9.43 ábra* szerint körvonalazható.

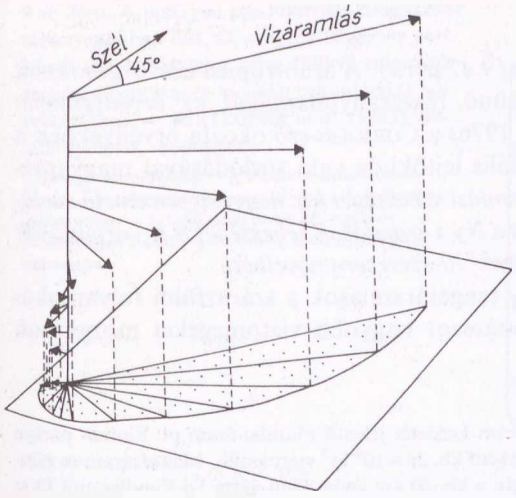
9.2 AZ ÁLLANDÓ ÓCEÁNI ÁRAMLÁSOK

Sokáig azt hitték, hogy — a felső vízrétegeket mozgató hullámzástól és árapályjelenségektől eltekintve — a világtenger mélyebb víztömegei lényegileg mozdulatlanok. Ma már egyre több közvetlen és közvetett megfigyelés bizonyítja, hogy az óceánok olyan *dinamikai rendszert* alkotnak, amelyben a *felszínközeli áramlások* mellett különböző erősségű, de a víz minden rétegében kimutatható *mélységi áramlások* is működnek. Ezen áramlási rendszerek végső forrásai a víznek a napsugárzás egyenlőtlen eloszlása miatti hőmérséklet-különbségeiben, a légmozgás vonszoló erejében s a víz fölmelegedés, lehűlés vagy bepárolgás okozta sűrűségkülönbségeiben találhatók meg.

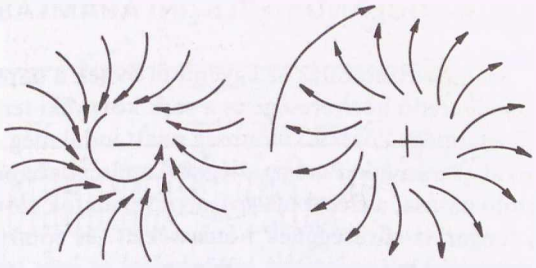
A vízmozgást befolyásoló erők közül a víztömeget kívülről támadó *külső erőt* jelent a vízoszlop magasságát befolyásoló kéregmozgás, a Föld-forgás centrifugális ereje és a CORIOLIS-erő. A *centrifugális erő* ($F_{cf} = mr\omega^2$) nagysága a Föld forgástengelyére merőleges r távolságban $\omega = 7{,}3 \times 10^{-5}$ rad/s szögsebességgel forgó test m tömegétől függ. Értéke a sarkokon nulla; az egyenlítőn a legnagyobb. Hatása azonban a vele szemben fellépő, azonos nagyságú *centripetális erő* miatt mindaddig nem érvényesül, míg a test a földfelszínhez képest nyugalomban van. Ha azonban az m tömegű test a Föld felszínén v sebességgel elmozdul, akkor az a — fölfedezője után elnevezett — CORIOLIS-*erő* lép fel, amelynek iránya mind a Föld forgástengelyére, mind a mozgó test haladási irányára merőleges. Ezért a Ny–K-i irányban forgó Föld felszínéhez képest az egyenes vonalú egyenletes mozgásba kezdő test pályája is elgörbül. Mivel a CORIOLIS-erő horizontális komponensének képlete

$$F_{Cor} = 2mv\omega \sin\varphi \qquad (9.69)$$

(itt φ a földfelszín földrajzi szélessége, ω annak szögsebessége), értéke az egyenlítőn, ahol $\sin\varphi = 0$, maga is nulla; innen távolodva gyorsan nő, majd a sarkok felé (ω csökkenése miatt) ismét csökken. Iránya az É-i félgömbön a mozgás irányának jobb oldalára, a D-i félgömbön annak bal oldalára merőleges. Ezért min-



9.44 ábra. A szél és az általa keltett felszíni vízáramlás közötti szög mélység felé való növekedése folytán kialakult EKMAN-féle spirális, LEEDER (1982) nyomán



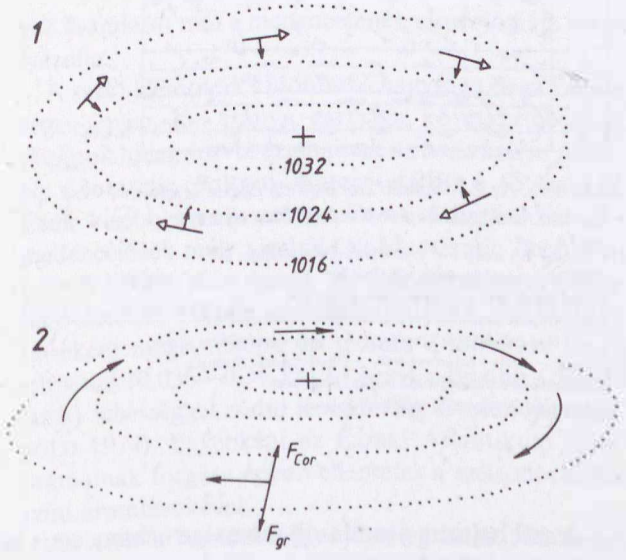
9.45 ábra. Kis, ill. nagy nyomású hely felé irányuló víz- (és lég-) áramok jobbra térülései nyomán támadt ciklonális és anticiklonális rendszer az északi félgömbön

den mozgó testet az É-i féltekén jobbra, a D-in balra térít ki.

A vízmozgást a víztömegen belüli serkentő vagy gátló *belső erők* az óceánfelszín magasságkülönbségeiből, vagy a vízrétegek hőmérséklet- és sűrűségkülönbözeteiből adódó *nyomásgrádiensek*, valamint azok a *súrlódási erők*, amelyek a különböző víztestek egymás közti vagy a medencealjzattól elválasztó határfelületei mentén lépnek föl.

Mivel sem a CORIOLIS-erő, sem a víztestek közötti súrlódás nem oka, hanem csak következménye, és egyben befolyásolója a felszíni vízáramoknak, az utóbbiak genetikai főcsoportjai így alakulnak: (1) szél hajtotta *vonszoló áramok*, (2) a víz horizontális nyomáskülönbségeiből származó *grádiens áramok*.

A CORIOLIS-erő mellett a levegő és a víz nagy sűrűségkülönbsége az oka annak, hogy a légmozgásnak a vízfelületre való áttevődése — a szélirány és az arktikus jéghegyek úszási iránya közötti jelentős, 20—40°-os, jobbra forduló szögeltérések tanúsága szerint — bonyolult módon valósul meg. A viszkózus és a CORIOLIS-gyorsulás együttes figyelembevételével végzett számítások és kísérletek szerint ui. a *szél és az általa keltett felszíni vízáramlás iránya közötti* 45°-os *szögeltérés* a vízmélység növekedésével — az áramlás erősségének logaritmikus csökkenése mellett — *addig nő, hogy a mélységben végül is egy gyönge, de az eredetivel ellentétes irányú áramlás keletkezik (9.44 ábra)*. A sebességvektorok végpontjait összekötő vonal horizontális — tehát a Föld egy pontjának érintősíkjára írt — vetülete egy olyan logaritmikus spirális, amit a szél hajtotta áramlások ezen mozgástípusának fölfedezőjéről (EKMAN 1905) neveztek el. Az EKMAN-*spirálisok* jelezte függőleges örvénylés hatómélysége a szélerősség és a földrajzi szélesség függvénye (közepes szélességeken kb. 100 m). Az EKMAN-féle örvények miatt a vízsűrűség különbségei, ill. a nagy légörvények (ciklonok és anticiklonok: *9.45 ábra*) által megindított felszíni vízáramlás nem egyszerűen a nagyobb nyomású helyről a kisebb nyomásúak felé fog tartani, hanem — a légáramokhoz hasonlóan — az egyenlő nyomású (izobár) vonalakkal párhuzamosan fog haladni *(9.46 ábra)*. A vízmozgásnak a széliránytól jobbra való térülései az É-i félgömb óramutatóval egyező irányban forgó anticiklonjai esetében pl. azok központjai felé fognak konvergálni, és ott a vízfelszín emelkedését okozzák. Az ezen emelkedések lejtőin támadt, ellenkező irányú nyomásgrádiensek hatására megindult és ugyancsak jobbra eltérülő grádiensáramok azonban végül is a széllel párhuzamosan, az izobárok mentét fogják követni. A jelenség a nyomásgrádiens és a CORIOLIS-erő kiegyenlítődésének a következménye (LEEDER 1982; *9.46 ábra*).



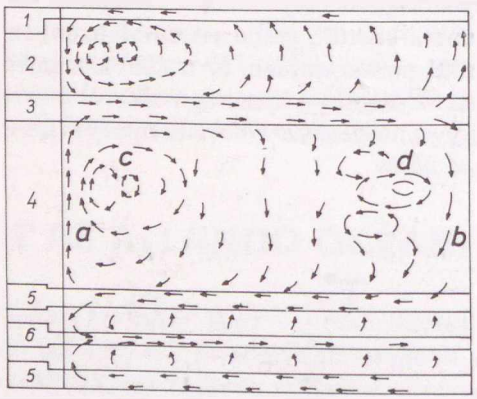
9.46 ábra. Az északi félgömb anticiklonjai keltette izobár menti vízáramok két fázisa, HARVEY (1976) szerint

1. A szélirány jobbra fordulása miatt a vízfelület középütt feldomborodik. (Pontozva: millibárban kifejezett izobárok.)

2. A CORIOLIS-erő (F_{Cor}) hatását a nyomásgrádiens erők (F_{gr}) egyenlítik ki.

9.21 AZ ÓCEÁNOK FELSZÍNI ÁRAMLÁSRENDSZEREI

Számos vízáramlás az egyenlítői övnek a napsugárzásból eredő hőnyeresége és a sark környéki területek hővesztesége közötti különbség miatt indul meg. Alakjukat és irányukat mégis a légköri szélrendszerek vonszoló hatása, a CORIOLIS-*erő*, a szárazulatok eloszlása, a tengervíz sűrűségének hőmérséklet- és sótartalom-változásokból származó különbségei és más helyi tényezők szabják meg. Az É-i félgömb uralkodó szélrendszerei (lásd *6.6 ábra*) által vezérelt vízáramlások kialakulásának ideális vázlata *(9.47 ábra)* szerint az északi szélesség 10—30°-a között ÉK-ről, a déli szélesség 0—25°-a között DK felől csaknem állandóan fúvó passzátszelek övét elválasztó *szélcsend-öv*ben a szélirányok egymás felé fordulása miatt egy K-i irányú, gyönge *egyenlítői ellenáramlás* fejlődik ki. Az ennek É-i és D-i oldalán fellépő bonyolult kölcsönhatások erős örvényléseket hoznak létre, és *az óceánvíz nagymérvű kavarodását* eredményezik. A másik nevezetes áramlási határ a D-i szélesség 50—60°-a között, *az Antarktisz körüli áramlási konvergencia következtében* alakul ki, ahol *a hideg és sűrű dél-sarki víz az óceán felszíne alá süllyed.*



9.47 ábra. Az É-i félgömb szél hajtotta óceáni áramlásainak idealizált képe MUNK (1950a) nyomán

1. Gyönge K-i szelek öve: a sark környéki vízáramlás öve
2. Ciklon-öv: a szubpoláris vízkörzés öve
3. Ny-i szelek öve: a nyugati vízáramlások öve
4. Szubtrópusi anticiklon öv: a szubtrópusi vízkörzések öve: *a:* a Ny-i óceánperem áramlásai; — *b.* a K-i óceánperem áramlásai; — *c:* Ny-i határörvények; — *d:* szél okozta örvények
5. Passzátszelek öve: egyenlítő melléki áramlások
6. Szélcsend öv: egyenlítő melléki áramlások.

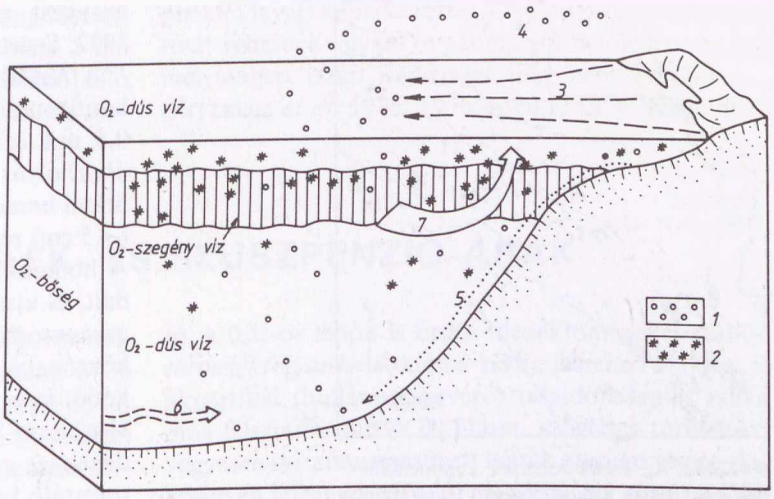
A szél hajtotta áramlások sebessége néhány cm/s és >2 m/s között van; a leggyorsabbak és legkeskenyebbek az óceánok Ny-i szélén haladnak (Golf-áram, Kuro Shio, Agulhas). A nagy óceáni vízkörzések áramvonalai tehát az óceánok Ny-i szegélyén (a self külső peremén) sűrűsödnek; innen K-ebbre viszont ritkulnak *(9.47 ábra)*. A szubtrópusi körforgásoknak ezt a feltűnő részaránytalanságát az *örvényelmélet* (HARVEY 1976) a CORIOLIS-*erő* okozta örvényeknek a kontinentális lejtőkhöz való súrlódásával magyarázza. *Az áramlási sebességet kb. négyzetesen emelő súrlódási hatás a Ny-i áramlások sebességét a K-i áramlások sebességének 10-szeresére növelheti.*

A nagy tengeráramlások a szárazföldi folyamokénál sok százszor nagyobb víztömegeket mozgatnak meg.

A *Golf-áram* kezdetét jelentő Floridai-áram pl. Florida partjai mentén s-onként kb. 26×10^6 m^3 vizet szállít. Más vízáramok csatlakozása után a kb. 50 km széles Golf-áram Új-Fundlandtól D-re már 55×16^6 m^3/s vizet mozgat. Innen kezdve K-nek fordul, de két ágra szakadva is még 10×10^6 m^3/s-nyi vízmennyiséggel melegíti az európai partokat. E hatalmas áramlás a 36° É-i szélességen még 1 km mélységben is érezhető: a 100 m mélységben mért kb. 2 m/s, az 500 m-ben mért 1 m/s, és a 700 m-ben megállapított 0,5 m/s sebességgel szemben 1000 m-ben még mindig 0,1 m/s sebességet mutattak ki.

A gyöngébb áramok nyilván csak finom szemű szuszpenziókat szállítanak, a nagyobb energiájúak viszont már a felszíni vízfolyásokhoz hasonlóan erodálnak; hordalékukat pedig a self külső részein (geofizikai eszközökkel, fényképezés vagy mélységmérés útján kimutatható) víz alatti halmokban rakják le. A finom szemű üledékeknek a Florida és Georgia partjai előtt 750—1000 m mélységben levő Blake-platóról való hiányzását KANEPS (1979) a Golf-áram jégkorszaki, a mainál is nagyobb hatásával magyarázza. Hogy a szél hajtotta áramlások ennek ellenére is csak kevés lebegő anyagot juttatnak a mély tengerbe, annak oka — legalább részben — a self belső részére került agyagrészecskéknek a tengervízben oldott ionok hatására bekövetkező összetapadásában (agglutinációjában) és az így létrejött durvább szemcsék lesüllyedésében keresendő (JOHNSON 1978).

A szél általi vonszolódás általában csak a termoklin fölötti vízrétegeket érinti. A termoklin a melegebb, ennélfogva viszonylag könnyű felső, ill. a hidegebb és viszonylag sűrű mélységi víztömegek közötti gyors hőmérséklet- és sűrűségváltozások — általában 50—200 m vízmélységben mutatkozó — öve (l. *10.6* és *10.7 ábra*). A nagy vízáramlások határán azonban a termoklin korántsem éles. A Golf-áram esetében pl. a főáramról lefűződött nagy örvények, ill. az áramlás meanderezésével kapcsolatos, oldalirányú vízmozgás és az áramlások egyéb irányváltozásai a hideg és meleg víz szélesebb sávban való keveredésére nyújtanak lehetőséget. Nyáron a self, télen a tenger felé irányuló Floridai-áram pl. az év egyik felében a self vizének fölmelegedését mérsékli, másik felében viszont a self



9.48 ábra. A biológiai produktivitás növekedése tápanyagokban dús, O_2-szegény tengervíz part közeli feláramlása és a szárazföldről származó szerves anyag légi és fluviális behordódása következtében. — RULLKÖTTER *et al.* (1983) vázlata nyomán, módosítva

1. Terrigén szerves anyag. — *2.* Planktoni eredetű szerves anyag. — *3.* A folyóvízi beáramlás iránya. — *4.* Szélhordta szerves anyag. — *5.* Lejtő menti suvadás és zagyáram. — *6.* Mélytengeri áramlás. — *7.* A hideg és O_2-szegény víz feláramlása.

jobban lehűlő és sűrűbb vizének az óceán irányába tartó lesüllyedését okozza (JOHNSON 1978).

Nagyon fontos *a parttal párhuzamosan fúvó szél*nek az *óceáni víztömegre gyakorolt hatása.* A kontinensek Ny-i oldalán fúvó É-i szél keltette áramlás ui. az EKMAN-hatás következtében jobbra térülve, a part felőli oldalon *a vízszint süllyedését* idézi elő. A szintkülönbséget az alulról (a kb. 300 m-ig terjedő mélységekből) származó, *hideg tengervíz feláramlása* egyenlíti ki; ez pedig tápanyagokban (C, N, P, S, Fe stb.) való gazdagságánál fogva szokatlanul gazdag *planktontenyészet* forrásává válik *(9.48 ábra)*. A feláramlás helyét a diatoma- és radiolaria-társaságok, halmaradványok, a foszfátszemcsék és -gumók elszaporodása megbízhatóan jelzi. A feláramlás kicsiny (1—2 m/nap-nyi) sebessége áramlási szerkezetek kialakulását nem teszi ugyan lehetővé, de annál nagyobb szerepet játszik a sekélytengeri kovaföld-, tűzkő- és foszforittelepek kialakulásában. A jelenkori feláramlások zöme (néhány kivétellel) valóban a szárazulatok Ny-i oldalán, Peru, Észak- és DNy-Afrika, valamint Kalifornia partjai mentén van (III. kötet, *29.19 ábra*).

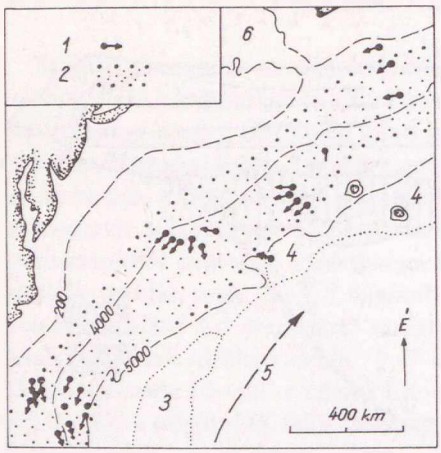
9.22 MÉLYTENGERI ÁRAMLÁSOK

Létüket és a tengerfenékre gyakorolt hatásukat részletes és pontos hőmérséklet- és sűrűségmérések, izotóp-tanulmányok, fényképfelvételek alapján csak az utolsó évtizedekben sikerült kétségtelenül megállapítani. A hőmérséklet- és sótartalom-különbségeket kiegyenlítő, kb. 0,05 m/s sebességű termohalin áramlásoknak az óceánok Ny-i oldalán vagy a tengerfenéki völgyületekben 1,8 km/óra = 0,5 m/s-ig való felgyorsulása már jól felismerhető ferde- vagy keresztrétegzésű hullámfodrokat, áramlási barázdákat, kimosási alakzatokat képes létrehozni akár 4—6 km mélységben is. Közvetett bizonyítékul szolgálhat negyedidőszaki rétegeknek a tengerfenék széles területeiről való teljes hiánya vagy vékonysága, harmadidőszaki mikrofossziliáknak a beágyazó üledék felszínére való kerülése, a mélytengeri homokok szemcseeloszlása.

Ezen áramlásokat a poláris és szubpoláris vidékek hideg és emiatt — némileg kisebb sótartalma ellenére is — sűrű vizének a termoklin alá süllyedése indítja meg. A felszíni hideg víz a vele egyenlő sűrűségű vízréteg mélységéig süllyed le, és abban terjed tovább az egyenlítő irányába. A legmélyebbre süllyedő víztömegek áramlását már a medencefenék morfológiája befolyásolja.

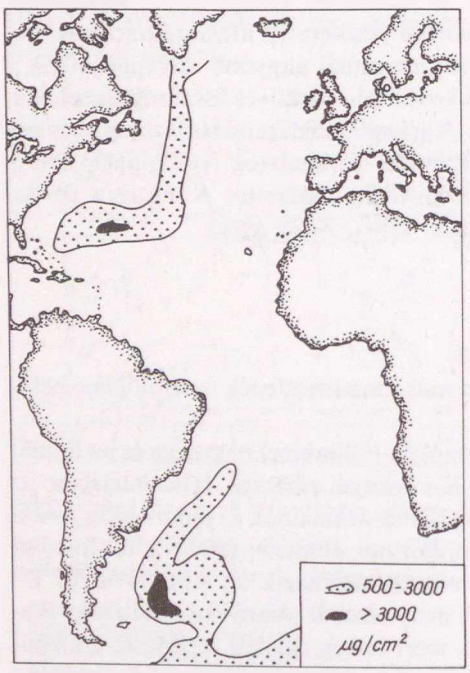
A sarki jégsapkák különböző nagysága és az Északi Jeges-tenger K-i irányú zártsága következtében az óceánok hideg sósvíz-áramainak az *antarktikus fenékvíz* (*A*ntarctic *B*ottom *W*ater = *ABW*) a fő forrása. Csak kisebb részük származik az Atlanti-óceán É-i medencéjének mély vizéből (*N*ord-*A*tlantic *D*eep *W*ater = *NADW*), mert ennek dél felé terjedését a Grönland–Skóciai Hátság erősen korlátozza. Az utóbbin időnként mégis túllépő víz azután a szokásos 1—10 cm/s-nál (0,036—0,36 km/h) jóval nagyobb (10—30 cm/s) sebességgel zúdul le a Hátság D-i lejtőjén (SEIBOLD 1974). Egyébként az Északi Atlantikum mélyáramainak forgása éppen ellentétes a szélsodorta felszíni áramlásokéval.

Az *ABW* a Weddel-tenger jégréteg alatti, 34,6‰-nyi sót tartalmazó és télen −1,9 °C-ig lehűlő vízének É-i irányú mélybe süllyedése után az Antarktisz körüli hideg vízgyűrűben Ny-ról K felé áramlik, *s az üledék teljes mésztartalmát kioldja.* Az ezen főáramból kiágazó mellékáramokat a vízfenék kiemelkedései terelik az



9.49 ábra. Az Észak-Amerika kontinentális lejtőjének lábán haladó Nyugati Határáramlás. — HEEZEN—HOLLISTER (1971) nyomán

1. Nagyon erős áramlás. — *2.* A Nyugati Határáramlás területe. — *3.* A Hatterasi abisszikus síkság. — *4.* A Sohm abisszikus síkság. — *5.* Antarktikus fenékáram. — *6.* Maine-öböl.



9.50 ábra. A termohalin áramlások létrehozta *zavaros vízréteg* 1 cm^2-re eső szuszpendált anyagának μg-ban kifejezett súlya az Atlanti-óceán mélységeiben. — BISCAYE—EITTREIM (1977) nyomán

Egyenlítő irányába. Ezek az Atlanti-, az Indiai- és a Csendes-óceánba behatoló ágak — a felszíni áramlásokhoz hasonlóan — a tengermedencék Ny-i peremén nyomulnak előre. Majd e medencék K-i oldalára kerülve, a hideg víz a felszínre szökik, és a széláramok útján visszasodródik a pólus környékére. Ez biztosítja az egész rendszer dinamikus egyensúlyát (LEEDER 1982; SEIBOLD 1974; *10.10 ábra*).

A *NADW*-nek az Atlanti-óceán Ny-i szegélyén, a kontinentális lejtő lábán és azzal párhuzamosan max. 0,5 m/s sebességgel haladó áramlásrendszere *(9.49 ábra)* olyan km-vastagságú üledéket rak le, amely igen finom homok, kőzetliszt és agyagos kőzetliszt vékony (< 5 cm) rétegeinek és lemezeinek váltakozásából áll. A homokkő és kőzetliszt jól osztályozott, nem gradált, és kisméretű keresztrétegekkel jellemzett nehézásványtorlatokat tartalmaz. Ezeknek a szárazulat körvonalait követő termohalin fenékáramokból lerakódó, és emiatt HEEZEN *et al.* (1966), majd BOUMA—HOLLISTER (1973) által is *konturit*oknak nevezett üledékeknek a képződésmódja erősen különbözik a kontinentális lejtőre harántos, időszakos zagyárak üledékeitől. Mások a felhalmozódási formáik is. A *jelenkori konturitok* pl. nagyméretű, 3—7 km széles, 50—100 m magas, 1:120 és 1:180 grádiensű *iszapos antidűné*ket alkotnak a tenger fenekén. Egyik lejtőjüket lehajló (offlap) rétegzés, a másikat erózió jellemzi. Ennek ellenére felismerésük — különösen fosszilis állapotban — a turbiditekkel való váltakozás gyakorisága következtében nagy figyelmet kíván. A megkülönböztető bélyegeket felsoroló HEEZEN—HOLLISTER (1971)-féle táblázattal szemben főleg azért merültek fel kételyek, mert ennek alapján a konturitok agyagos fajtáit nem lehet a zagyárak legvégének „disztális turbidit"-jaitól biztosan megkülönböztetni (STOW—LOVELL 1979; MCCAVE *et al.* 1981). Ehelyett STOW—LOVELL (1979) a két fő konturitfajta jellemző bélyegeinek a következőket tartja.

(a) *A homokos konturitok* vékony, szabálytalan alakú, bioturbált üledéktestek, amelyek vagy elsődlegesen, vagy homokos turbiditek tetőrészeinek a feldolgozásával, másodlagosan keletkeznek. Az utóbbi esetben igen tiszták, jól osztályozottak, párhuzamosan vagy ferdén lemezesek, de sem a turbiditeket jellemző gradációnak és ritmicitásnak, sem azok mélység felé irányuló kőzetszerkezeti változásainak nyomát nem mutatják. Szemcséiknek a fenékáram irányába való illeszkedése gyakran keresztezi az eredeti turbiditét.

(b) *Az agyagos* („iszapos") *konturitok* általában bioturbáltak vagy finoman rétegzettek. Biogén homoktartalmuk gyakran szabálytalanul koncentrálódik. Szövetük és ásványtani összetételük a közbetelepült turbiditekétől eléggé elüt; $CaCO_3$- és szerves C-tartalmuk viszonylag nagy.

Egyes üledéksorok rétegtani hézagai hideg termohalin mélyáramok eróziós tevékenységével magyarázhatók. A szélsodorta, meleg vizű Golf-áram eróziós hatásának példája azonban arra int, hogy az üledékhiányok végső okait csak szélesebb területekre kiterjedően, valamennyi földtani–őslénytani adat együttes őskörnyezeti és őséghajlati mérlegelése után lehet megnevezni.

A termohalin áramlások okozta eróziónak másik igen fontos következménye a szuszpendált anyag

mennyiségének a fenékközeli vízben való megnövekedése. Az így keletkezett 100—300 m, de néha 2 km vastagságot is elérő, max. 12 μm-os szemcsékből álló és 0,01—0,3 mg/l koncentrációjú *zavaros vízréteg* (nepheloid layer) képződésében a híg disztális zagyárak is részt vehetnek ugyan, ez azonban a belőle keletkezett mélytengeri iszap minőségét már nem befolyásolja (EITTREIM *et al.* 1975, 1976; SWIFT, 1976; *9.50 ábra*).

9.3 IDŐSZAKOS TÖRMELÉK- ÉS SZUSZPENZIÓ-ÁRAK

Ezekkel a víz alatti gravitációs tömegmozgások működése kapcsán már részletesen foglalkoztunk (4.36 fejezet). A terrigén anyagnak a kontinentális lejtő lábához, sőt az abisszikus síkságra való juttatásában játszott döntő szerepüknél fogva mégis szükséges összefüggéseik rövid áttekintése.

Ahhoz, hogy a külső selfen és a kontinentális lejtő felső részén, 3—10°-os lejtés mellett lerakódott üledék mozgásba jöhessen, finom kőzetlisztben, agyagban és szerves anyagban gazdagnak kell lennie. Felhalmozódása ugyan lerakódáskor gravitációsan stabilisnak tűnik, nagy víztartalma következtében földrengések, belső hullámok, a még 60 m vízmélységben is 300 km hosszú és 70 kN/m^2 ($=70\,000$ $kgms^{-2}m^{-2}$) max. erősségű (amplitúdójú) viharhullámok rázó- és nyomóerőinek hatására mégis könnyen megsuvad, törmelékfolyásba és zagyárba megy át. A suvadás hátsó fala a mélységmérés mai eszközeivel könnyen kimutatható; a 0,1°-os lejtőn is óriási üledéktömegeket szállító *törmelékfolyás-lerakódások* pedig jellemző alakjuk és akusztikai (hullámvisszaverő) tulajdonságaik, hullámos felszínük, durva és finom, szögletes törmeléket vegyesen tartalmazó szöveti képük alapján viszonylag könnyen felismerhetők. A *zagyárak* egy részét a földrengés lökőhullámai váltják ki. Más részüket azonban a nagy folyók medrének folytatásába illeszkedő víz alatti kanyonokban a folyók árvizei indítják meg. Üledékeik zömét azok ritmikus felépítése általában jól felismerhetővé teszi. Csak a zagyár legvégének agyagos üledékeit nehéz az agyagos konturitoktól megkülönböztetni. STOW—LOVELL (1979) szerint egyébként is folytonosság állhat fenn a híg zagyárak, a termohalin fenékáramok és a hemipelágikus leülepedés között, hiszen termékeik (a turbiditek, konturitok és hemipelágitok) gyakran váltakoznak egymással, sőt a konturit anyaga sokszor a turbiditekből származik.

IRODALOM

ALLEN, J. R. L. 1970: *Physical Processes of Sedimentation.* — London: Allen & Unwin, 248 p.

ALLEN, J. R. L. 1982: *Sedimentary Structures. Their Character and Physical Basis.* **I—II.** — Amsterdam, etc.: Elsevier, 593 + 663 p.

BAGNOLD, R. A. 1963: Mechanics of marine sedimentation. — *In:* HILL, M. N. (ed.): *The Sea.* — New York: Wiley, 507—523.

BISCAYE, P. E.—EITTREIM, S. L. 1977: Suspended particulate loads and transports in the nepheloid layer of the abyssal Atlantic Ocean. — *Mar. Geol.*, **23,** 155—172.

BOUMA, A. H.—HOLLISTER, C. D. 1973: Deep ocean basin sedimentation. — *In:* MIDDLETON, G. V.—BOUMA, A. H. (eds): *Turbidites and Deep Water Sedimentation.* — *SEPM Short Course, Anaheim,* 79—118.

BOWEN, A. J. 1969: Rip currents 1: Theoretical investigations. — *J. Geophys. Res.*, **74,** 5467—5478.

BOWEN, A. J.—INMAN, D. L. 1969: Rip currents 2: Laboratory and field observations. — *J. Geophys. Res.*, **74,** 5479—5490.

BOWEN, A. J.—INMAN, D. L.—SIMMON, V. P. 1968: Wave „set down" and „set up". — *J. Geophys. Res.*, **73,** 2569—2577.

BUDÓ Á.—PÓCZA J. 1965: *Kísérleti fizika.* — Budapest: Tankönyvkiadó, 519 p.

ECKART, C. 1952: The propagation of waves from deep to shallow water. — *Gravity waves.* — *Nat. Bur. Standards Circ.*, **521,** 165—173.

EITTREIM, S.—BISCAYE, P. E.—AMOS, A. F. 1975: Benthic nepheloid layers and the Ekman thermal pump. — *J. Geophys. Res.*, **80,** 5061—5067.

EITTREIM, S. L.—THORNDIKE, E. M.—SULLIVAN, L. 1976: Turbidity distribution in the Atlantic Ocean. — *Deep-Sea Res.*, **23,** 1115—1127.

EKMAN, V. W. 1905: *Ark. Mat., Astron. Fys.*, **2,** 11, 1—53.

ENGELHARDT, W. V. 1973: *Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen.* — Stuttgart: Enke, 378 p.

FUCHS, R. A. 1952: *Circ. Natl. Bur. Stand.*, **521,** 187—200.

HARVEY, J. G. 1976: *Atmosphere and Ocean: Our Fluid Environments.* — Sussex: Artemis Press, 143 p.

HEEZEN, B. C.—HOLLISTER, C. D. 1971: *The Face of the Deep.* — New York: Oxford Univ. Press, 659 p.

HEEZEN, B. C.—HOLLISTER, C. D.—RUDDIMAN, W. F. 1966: Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. — *Science*, **152,** 502—508.

HOLMES, A. 1965: *Principles of Physical Geology.* — London: Th. Nelson & Sons, 795 p.

HOUBOLT, J. J. H. C. 1968: Recent sediments in the southern bight of the North Sea. — *Geol. Mijnb.*, **47,** 245—273.

HSÜ, J. R. C.—TSUCHIYA, Y.—SILVESTER, R. 1979: *J. Fluid Mechan.*, **90,** 179—196.

HUNTLEY, D. A.—BOWEN, A. J. 1975: Comparison of the Hydrodynamics of Steep and Shallow Beaches. — *In:* HAILS, J.—CARR, A. (eds): *Nearshore Sediment Dynamics and Sedimentation.* — New York: Wiley, 69—109.

INGLE, J. C. 1966: *The Movement of Beach Sand. — Development in Sedimentology,* **5.** — Amsterdam: Elsevier, 221 p.

INMAN, D. L. 1963: Ocean Waves and Associated Currents. *In:* SHEPARD, F. P. (ed.): *Submarine Geology.* — New York, etc.: Harper & Row, 49—81.

INMAN, D. L.—GUZA, R. T. 1982: The origin of the swash cusps on beaches. — *Marine Geol.,* **49,** 133—148.

JOHNS, B. 1977: *J. Phys. Oceanogr.,* **7,** 733—738.

JOHNSON, H. D. 1978: Shallow Siliciclastic Seas. — *In:* READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies.* — Oxford, etc.: Blackwell, 207—258.

KANEPS, A. G. 1979: Gulf Stream: velocity fluctuations during the late Cenozoic. — *Science,* **204,** 297—301.

KINSMAN, B. 1965: *Wind Waves.* — Englewood Cliffs, Wy.: Prentice Hall.

KOMAR, P. D.—INMAN, D. L. 1970: Longshore sand transport on beaches. — *J. Geophys. Res.,* **75,** 5914—5927.

LEEDER, M. R. 1982: *Sedimentology. Process and Product.* — London: Allen & Unwin, 344 p.

LIU, A. K.—DAVIS, S. A. 1977: *J. Fluid Mech.,* **81,** 63—84.

LONGUET-HIGGINS, M. S. 1953: Mass transport in water waves. — *Phil. Transact. R. Soc. London* (A), **245,** 535—581.

LONGUET-HIGGINS, M. S. 1958: *Proc. 6th Conf. Coastal Eng.* — 184—193.

LONGUET-HIGGINS, M. S. 1960: *J. Fluid Mech.,* **8,** 293—306.

LONGUET-HIGGINS, M. S. 1970: Longshore currents generated by obliquely incident sea waves. — *J. Geophys. Res.,* **75,** 6778—6801.

LYNE, W. H. 1971: *Jour. Fluid. Mech.,* **50,** 33—48.

MCCAVE, I. N. 1971: Sand waves in the North Sea off the coast of Holland. — *Mar. Geol.,* **10,** 199—225.

MCCAVE, I. N. 1979: Tidal currents at the North Hinder lightship, southern North Sea: flow directions turbulence in relation to maintenance of sand bar. — *Mar. Geol.,* **31,** 101—114.

MCCAVE, I. N.—LONSDALE, P. F.—HOLLISTER, C. D.—GARDNER, W. D. 1981: Sediment transport over the Halton and Gardar contourite drifts. — *J. Sed. Petrol.,* **50,** 1049—1062.

MORRISON, J. R.—CROOKE, R. C. 1953: *Techn. Mem. U. S. Beach Erosion Board,* **40.**

MUNK, W. H. 1950a: On the wind driven ocean circulation. — *J. Meteorol.,* **7,** 79—93.

MUNK, W. H. 1950b: Origin and generation of waves. — *Proc. 1st Conf. Coast Engng.,* **1—4.** — Council on Wave Research. — Berkeley, Ca.

NEUMANN, G.—PIERSON, W. J. 1966: *Principles of Physical Oceanography.* — Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall.

RAYLEIGH, LORD 1883: Investigation of the character of the equilibrium of an incompressible heavy fluid of variable density. — *Proc. Math. Soc. London,* **14,** 170—177.

READING, H. G. 1978: *Sedimentary Environments and Facies.* — Oxford etc.: Blackwell, 557 p.

ROBERTS, J. 1975: *Internal Gravity Waves in the Ocean.* — New York: Dekker.

RULLKÖTTER, J. *et al.* 1983: Potencial Deep-sea Petroleum Source Bed, Related to Coastal Upwelling. — *In:* THIEDE, J.—SUESS, E. (eds): *Coastal Upwelling. Its Sediment Record. — Part B: Sedimentary Records of Ancient Coastal Upwelling.* — New York–London: Plenum Press, 467—483.

SEIBOLD, E. 1974: Das Meer. — *In:* BRINKMANNS *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. I.* (2. Aufl.) — Stuttgart: Enke, 291—517.

SHEPARD, F. P.—INMAN, D. L. 1950: Nearshore water circulation related to bottom topography and wave refraction. — *Trans. Am. Geophys. Union,* **31,** 196—212.

SILVESTER, R. 1972: *Proc. Inst. Civ. Engin.,* **51,** 123—131.

STOKES, G. G. 1847: *Trans. Cambridge Philos. Soc.; Earth Phys. Sci.,* **8,** 441—473.

STOW, D. A. V.—LOVELL, J. P. B. 1979: Contourites: their recognition in modern and ancient sediments. — *Earth Sci. Rev.,* **14,** 251—291.

SWIFT, D. J. P. 1976: Continental Shelf Sedimentation. *In:* STANLEY, D. J.—SWIFT, D. J. P. (eds) 1976: *Marine Sediment Transport and Environmental Management.* — New York: Wiley, 311—350.

TIETZE, K.-W. 1978: Zur Geometrie von Wellenrippeln in Sanden unterschiedlicher Korngröße. — *Geol. Rdschau,* **67,** 3, 1016—1033.

TRICKER, R. A. R. 1964: *Bores, breakers, waves and wakes.* — London: Mills & Boon (New York: Elsevier).

WALLET, A.—RUELLAN, F. 1950: *Huille Blanche,* **5,** 483—489.

WANG, H.—LIANG, S. S. 1975: *J. Geophys. Res.,* **80,** 3488—3494.

WIEGEL, R. L. 1964: *Engineering.* — Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall.

10. A TENGERI ÜLEDÉKKÉPZŐDÉS

BALOGH KÁLMÁN ÉS HAAS JÁNOS

A külső geoszférák dinamikai rendszerei által továbbszállított törmelékes és oldott mállástermékek végül is a földfelszín száraz, többnyire azonban tó- vagy tengervízzel borított mélyedéseiben leülepedve vagy kicsapódva válnak újból rövidebb-hosszabb időre a földkéreg szilárd alkotórészeivé. Mivel ezen „állóvizek" soha sincsenek teljes nyugalomban, partjaikat maguk is hatékonyan pusztítják (esetleg építik). Az itt termelődött s a kívülről beszállított anyagokat a sokszor egyenetlen vízfenéken a természetes vízmedencék gyakran igen bonyolult áramlásrendszerei teregetik el. Ez az üledékrészecskék s az állóvíz fizikai és kémiai kölcsönhatásával, a víz alatti mállással és vulkanizmussal s igen nagy mértékben a lebegő, szabadon úszó és fenéklakó szervezetek életműködésével, szerves anyagainak elbomlásával, vázrészeik tömeges felhalmozódásával összeszövődő folyamat végül is az üledékek olyan eloszlását eredményezi, amelynek összképe alapján a leülepedés helye és körülményei, sőt gyakran az üledékanyag származása is rekonstruálható.

Bár a tavak és az óceánok mozgásrendszerei között — a hatóerők azonossága erejéig — sok hasonlóság is van, a helyzetük és származásuk, kiterjedésük és mélységük, vizük és élettársaságaik összetétele közötti mélyreható különbség folytán üledéksoraik mégis jelentékenyen eltérnek egymástól. Számos üledéktípus (pl. a flis, a zátonymészkő vagy a radiolarit) kizárólag tengerben képződik, mások viszont (pl. az édesvízi mészkő vagy a sóstavi evaporitok) tavakhoz kötődnek. A tavak, továbbá számos mellék- és beltenger a szárazulatok tartozékai; a nyílt óceánok ellenben a kontinensek „gránitos" aljzatától merőben eltérő, „bazaltos" kéregdarabokat borítanak. Az óceáni üledéksorok megismerése, kontinentális kapcsolataik föltárása, majd a földkéreg nagy egységei fejlődéstörténetének a 70-es évek elején megszületett lemeztektonikai elmélet keretében való összefoglalása a külső és belső geoszférák egymásra hatásának mechanizmusát és belső rugóit is megvilágította.

10.1 A TENGERVÍZ FOGALMA, EREDETE ÉS JELENTŐSÉGE

A Föld vízburkának azt az átlagosan 35‰-nyi sót tartalmazó részét, amely ma a földfelszín 70,8%-át (kereken 361 millió km^2-t) elfoglaló, átlagosan 3790 m mélységű medencéit a nehézségi erő megszabta nívófelületig megtölti, tengernek nevezzük. E kb. 1350 millió km^3-nyi víztömeg átlagos sótartalma mintegy 70-szerese a kontinentális édesvizek legfölj ebb 0,5‰-nyi sótartalmának, és ionjainak megoszlása is teljesen eltérő. Az édesvizek Ca–Mg-karbonátos jellegével szemben a tengervíz Na-, Mg- és K-kloridos, Mg- és Ca-szulfátos, Mg-bromidos, Ca- és Fe-karbonátos; benne a könnyen oldódó, kis ionpotenciálú, „talasszofil" elemek (Cl, Br, J, B, S, C, Na, Mg, Ca, K és Sr) uralkodnak (*10.1* és *10.2 táblázat*).

*A 10.3 táblázat*ból kitűnően az *átlagos* tengervíz ionos koncentrációja kb. 300× nagyobb mint az *átlagos* édesvízé. Az édesvízi ionok csökkenő sorrendjével (HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, Cl^-, So_4^{2-}, K^+) szemben a tengervíz fő ionjai a Cl^-, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, SO_4^{2-}, K^+, HCO_3^- sorrendben követik egymást. A mai tengervíz tehát nem egyszerűen „besűrűsödött folyóvíz". Összetétele csak a párolgás és a kémiai, valamint biológiai differenciáció együttes figyelembevételével vezethető le a folyók vizéből.

Az *ősi tengervíz* mégis egyértelműen a Föld ősi (3,8—3,9 milliárd éves fejlődésre visszatekintő) légkörének csapadéka. Jelenlegi sótartalma pedig részint a különböző kőzetek kémiai mállásának terméke, részint vulkáni gázokon és hévizeken keresztül közvetlenül a még meg nem szilárdult magmából származik. E sótartalom jelentős részének magmás eredetét az indo-

10.1. táblázat. A tengerben, ill. a kemény édesvízben oldott fontosabb alkotók megoszlása*

Alkotók	Tengervíz		Édesvíz	
	‰	A sótartalom %-a	‰	A sótartalom %-a
Cl^-	19,360	55,0600	0,041	13,60
SO_4^{2-}	2,701	7,6700	0,025	8,30
Br^-	0,066	0,1700		
F^-	0,001	0,0028		
CO_2	0,001	0,0028		
H_2CO_3				
HCO_3^-	0,116	0,3300		
CO_3^{2-}	0,012	0,0340	0,119	39,50
H_3BO_3	0,022	0,0600		
$H_2BO_3^-$	0,005	0,0140		
Na^+	10,770	30,6300	0,021	6,98
Mg^{2+}	1,298	3,6900	0,014	4,65
Ca^{2+}	0,408	1,1600	0,065	21,60
K^+	0,387	1,1000	0,016	5,32
Sr^{2+}	0,014	0,0400		
	35,161	99,9636	0,301	99,95

* Wedepohl (1968) szerint, kiegészítve.

10.2. táblázat. A folyók által évente a tengerbe szállított és az óceáni vízben oldott ionok mennyisége*

Ionok	Folyók	Óceánvíz	Ionok	Folyók	Óceánvíz
	g/év	g/t		g/év	g/t
Ag		0,0003	Li^{2+}	12×10^{10}	0,17
Al		1,9	Mg^{2+}	11×10^{13}	1 290
As		0,003	Mn^{2+}	35×10^{10}	0,006
Au		8×10^{-6}	Mo		0,006
BO_3^{3-}	70×10^{10}	4,6	$NH_4^+ - N$	21×10^{13}	0,010
Ba^{2+}	36×10^{10}	0,021	$NO_3^- - N$	36×10^{12}	0,042
Bi		0,0002	Na^+	12×10^{13}	10 760
Br^-	7×10^{11}	67	Ni	11×10^9	0,004
C		28	O_2	22×10^{13}	4,5
Ca^{2+}	45×10^{13}	413	$PO_4^{3-} - H_2PO_4^-$	7×10^{13}	0,075
Ce		0,0004	Pb		3×10^{-5}
Cl^-	22×10^{13}	19 350	Ra		3×10^{-10}
Co^{2+}	7×10^9	0,0001	Rb		0,12
Cr		5×10^{-5}	SO_4^{2-}	42×10^{13}	2 710
Cs		0,0005	Sc		4×10^{-5}
Cu^{2+}	17×10^{10}	0,0009	Se		0,004
F^-	17×10^{11}	1,300	$SiO_4^{2-} - Si$	50×10^{13}	3,5
Fe^{2+}	(24×10^{12})**	0,034	Sn		0,003
Ga		3×10^{-5}	Sr	18×10^{11}	7,6
H^+	3×10^9	0,001	Th		0,0005
$HCO_3^- - CO_3^{2-}$	21×10^{14}	140	$(UO_2)^{4+}$	35×10^9	0,003
Hg		3×10^{-5}	V		0,002
J	7×10^{10}	0,05	Y		0,0004
K	5×10^{13}	387	Zn^{2+}	70×10^{10}	0,005
La		0,0003	Zr		

* Szádeczky-Kardoss (1955), Seibold (1974) és Manheim (1978) nyomán.
** Bizonytalan becslés.

10.3. táblázat. A tenger- és folyóvíz fő ionjainak átlagos koncentrációja*

Ionok	Tengervíz	Folyóvíz	Tengervíz / Folyóvíz
Cl^-	0,55	$2{,}2 \times 10^{-4}$	2500
SO_4^{2-}	$3{,}8 \times 10^{-2}$	$1{,}2 \times 10^{-4}$	317
HCO_3^-	$1{,}8 \times 10^{-3}$	$9{,}5 \times 10^{-4}$	1,9
Na^+	0,47	$2{,}7 \times 10^{-4}$	1740
K^+	$1{,}0 \times 10^{-2}$	$5{,}9 \times 10^{-5}$	170
Ca^{2+}	$1{,}0 \times 10^{-2}$	$3{,}8 \times 10^{-4}$	~26
Mg^{2+}	$5{,}4 \times 10^{-2}$	$1{,}7 \times 10^{-4}$	318
Ionos koncentráció	0,65	0,002	

* mólokban; főleg GARRELS—THOMPSON (1962) nyomán.

kolja, hogy a tengervízben oldott elemek mennyisége azoknak a kőzetek mállásából levezethető mennyiségét jóval felülmúlja. A többlet SZÁDECZKY-KARDOSS (1955) szerint a Cl-nál 10074%, a Br-nál 6687%, a J-nál 28%, a B-nál 256%, a S-nél 283%, a C-nél 15%, a Na-nál 62%, a Mg-nál 10%. A magmás működés és kémiai mállás intenzitásának eltolódásai miatt *a sótartalom* — a tengervíz mennyiségétől, a nagy sótelepek anyagának kicsapódásától és újrafeloldódásától s az élő szervezetek hatásától is befolyásoltan — *a földtörténet folyamán* természetesen *jelentékeny változásokon mehetett át.* A tengeri sótelepek kémiai és ásványtani alkatának azonossága, a sótartalom ingadozásaira érzékeny zátonyépítő korallok elterjedtsége, a foszszilis faunák ökológiai viszonyainak a mai formákéhoz való hasonlósága s a bonyolult képződésű glaukonit gyakorisága mégis amellett szól, hogy az utolsó 5-600 millió év alatt a tengervíz kémiai összetétele már alig tért el a maitól (RONOV 1968). Ez azt jelenti, hogy *a sótermelő és a sókivonó folyamatok között a fanerozóikum folyamán már viszonylagos egyensúly állt be.*

Az ősi tengervíz ionösszetétele mindenesetre közel állhatott a mai folyókéhoz, s az ionarányok eltolódásáért elsősorban a biológiai produktivitásnak az élővilág evolúciójával párhuzamos megnövekedése lehet felelős. A folyók szállította $Ca(HCO_3)_2$-tartalom pl. a tengerbe érkezése után azért csökken le, mert a selfek dús állat- és növényvilága annak legnagyobb részét szilárd vázának felépítésére használja fel. Ez a folyamat a kambrium eleje óta felgyorsult, és valószínűleg a mezozóikum folyamán — a mészvázú pelágikus mikrofaunák és -flórák robbanásszerű megjelenésekor — érte el legnagyobb értékét. Az óceáni Mg:Ca aránynak ebből eredő s a földtörténet folyamán fokozatosan, az édesvízinek megfelelő 0,25-ös értékről a jelenlegi 5 körülire való emelkedése viszont az aragonit kicsapódásának a kalcit rovására való erősödését vonta maga után.

A tengernek a földtörténeti múltban is mindig különös jelentősége volt, mert:

(a) vizének, a napsugárzás okozta körforgalma révén, egyik legfőbb táplálója a földfelszín egyenetlenségeinek elsimítására törekvő mállási és szállítási folyamatoknak;

(b) mozgásainál fogva maga is részt vesz a partok anyagának pusztításában, ill. elegyengetésében; mélyebb helyzete révén pedig nemcsak befogadja és továbbmállasztja, hanem áramlásai révén a parttávolság és a vízmélység szerinti övekben elosztva, le is ülepíti a szárazföldről belekerült vagy a tengeri vulkanizmus termelte, görgetett, lebegtetett és oldott anyagokat; kiterjedésénél fogva tehát a Föld legnagyobb, ennélfogva globális egyidejűségeket és azonosságokat teremtő üledékgyűjtője;

(c) a földtörténet tanúsága szerint bölcsője az élővilágnak; a sótartalmához alkalmazkodott gazdag növény- és állattársaságok maradványainak betemetődése és megőrződése pedig módot nyújt arra, hogy azok evolúciójának nyomon követésével a bezáró rétegsor leülepedési körülményeire és időrendjére vonatkozóan faciológiai–ősföldrajzi következtetéseket vonhassunk le;

(d) éghajlat-kiegyenlítő szerepénél fogva jelentősen befolyásolja a vele szomszédos szárazföld tájképének, növénytakarójának és állatvilágának alakulását.

10.2 A VILÁGTENGER HORIZONTÁLIS ÉS VERTIKÁLIS TAGOZÓDÁSA

A tengerszorosokon át összefüggő világtenger vize — amelyből a kontinensek hatalmas szigetekként emelkednek ki — jelenleg három nagy óceán s azoknak a kontinensekkel érintkező öblei, szegély- és melléktengerei között oszlik meg. Ezek legfontosabb adatait a *10.4 táblázat* szemlélteti.

A világtenger függőleges tagozódását és annak jelentőségét legátfogóbban a hipszográfikus görbe *(10.1 ábra)* világítja meg. Ez a szilárd kéreg tengerszinthez viszonyított magasságainak és mélységeinek kumulatív gyakoriságát föltüntető diagram két fontos — a görbe lapos részeinek megfelelő — maximumot mutat, amelyek a kontinentális és az óceáni kéreg közötti geofizikai különbség tükröződései.

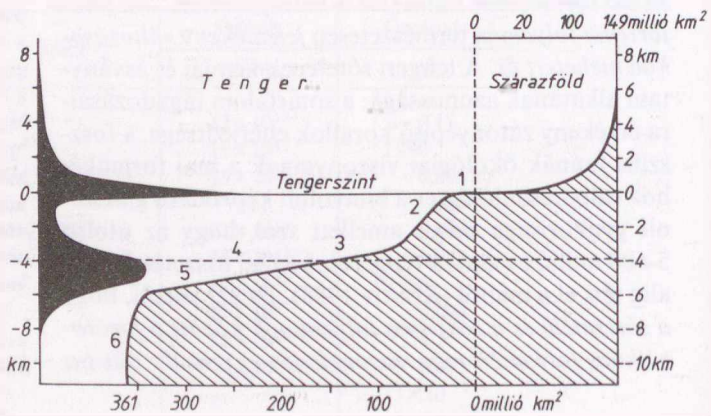
A felső maximum ui. a gránitos kérgű ősi pajzsok zömének magasságát és kiterjedését, a −4,5 km-hez eső alsó maximum pedig a bazaltos kérgű óceáni terület több mint 1/3-át jelöli. A kumulatív görbéről leolvashatóan a tengerek felszínének mintegy 7,5%-át kitevő, max. 200 m mélységű *self*ek még a kontinensek

10.4. táblázat. Az óceánok és melléktengereik fontosabb adatai

Megnevezés	Terület (10^6 km^2)	Átlagos mélység (m)	Legnagyobb mélység (m)	Vízgyűjtő terület (10^6 km^2)
Csendes-óceán	166	4190	11 034	
Melléktengerek	15			
Együtt	181	3940		~18,1
Atlanti-óceán	87	3740	9219	
Melléktengerek	7			
Együtt	94	3580		~62,6
Indiai-óceán	73	3870	7455	
Melléktengerek	1			
Együtt	74	3840		~18,5
Arktikus és Antarktikus tengerek	13		4910	

jelenleg vízzel borított szegélyrészei *(10.2 ábra)*. E szárazulati padkához 200 és 4000 m mélység között a kb. 8%-ot kitevő *kontinentális lejtő* (continental slope) és ennek 5 területszázalékot elfoglaló *kontinentális lábazata* (continental rise) csatlakozik. E három — gyakran *kontinensperem* (continental margin) néven összefoglalt — tengerrész után következik a 4—5,5 km mélységű *mélytengeri síkság* (abyssal plain) 77,5%-kal, majd 5,5—11 034 km között a *mélytengeri árkok* 2%-a.

A tenger fenékdomborzata azonban e fő aljzatmorfológiai egységeken belül is nagyon változatos. Partvidékét a meredek és lapos partok, tölcsér- és deltatorkolatok, öblök és sekély tengerek övezik. A kontinentális lejtőt a betorkolló folyómedrek víz alatti folytatásai és suvadások tagolják, a lejtő lábán víz alatti hordalékkúpokkal *(10.2 ábra)*. A mélytengeri árkok (deep-sea trench) szárazulat felőli oldalát *vulkáni szigetívek* kísérik *(10.3 ábra)*. Víz alatti vulkánok (guyot) vagy tektonikus magaslatok (sea-mount) emelkedhetnek a kontinentális lejtő vagy a mélytengeri síkság fenekéről is; korallok megtelepedése esetén ezek atollokká vagy szegélyzátonyokká alakulhatnak *(10.4 ábra)*. Az óceánok közepe táján vagy szélei felé hatalmas, több km magasságú, szaggatott felszínű hátságok húzódnak, középükön földrengések és bazaltfeltörések jelezte, mély hasadékvölggyel (*10.3* és III. kötet, *28.24 ábra*). Ezeket az *aktív óceáni hátságokat*, amelyek néhol elágaznak s a szárazulatok hasadékvölgyeiben folytatódva, füzérszerűen szelik át a három óceán medencéjét, a hasadékvölgyek egyenlőt-



10.1 ábra. Jobbról: A földfelszín hipszográfikus görbéje. — *Balról:* a magasságok és a mélységek gyakorisági eloszlása KUENEN (1950), SVERDRUP *et al.* (1954) és SEIBOLD (1974) nyomán

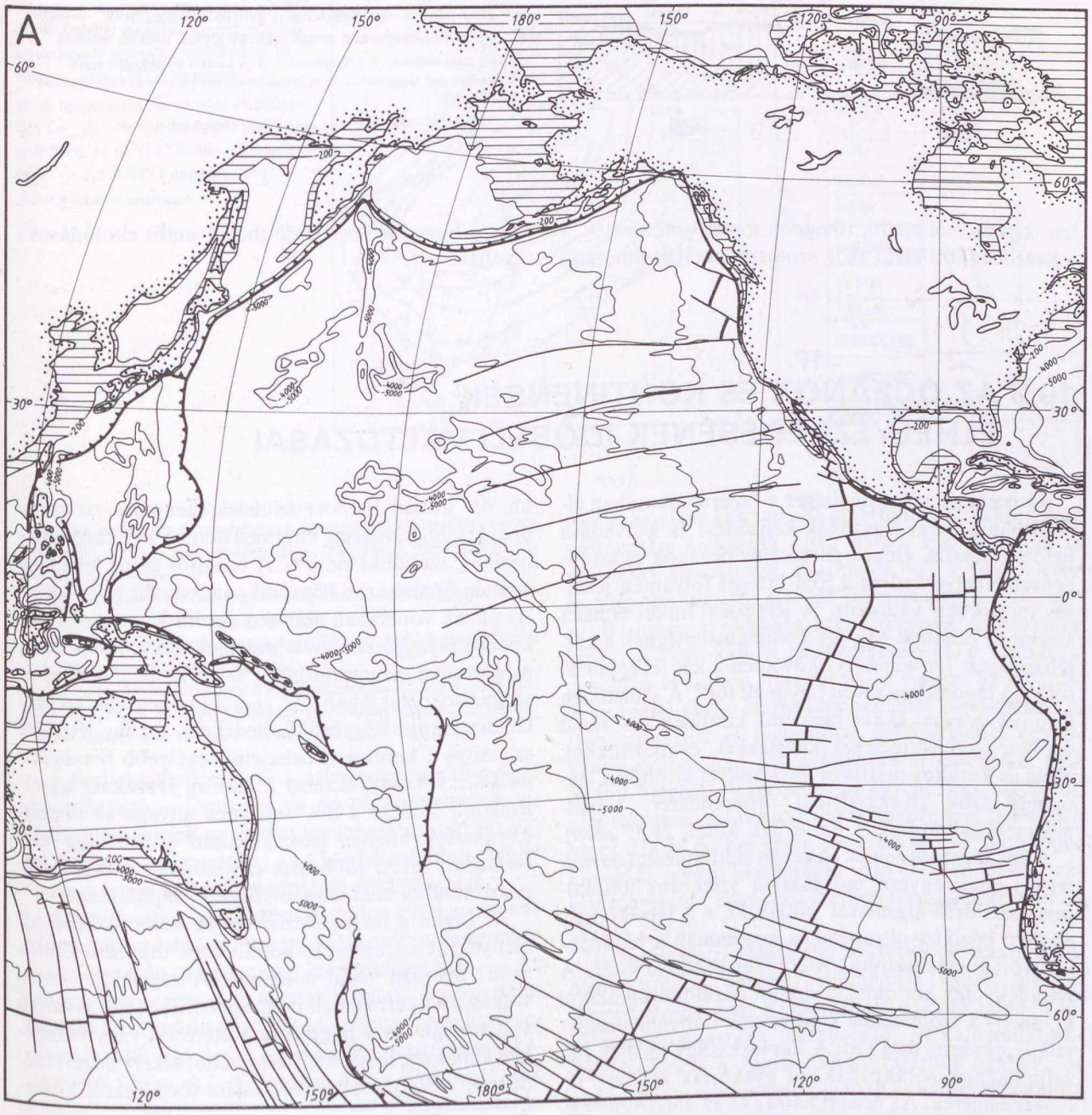
1. Self. — *2.* Kontinentális lejtő. — *3.* A kontinentális lejtő lába. — *4.* Átlagos tengermélység (3790 m). — *5.* Mélytenger. — *6.* Mélytengeri árok.

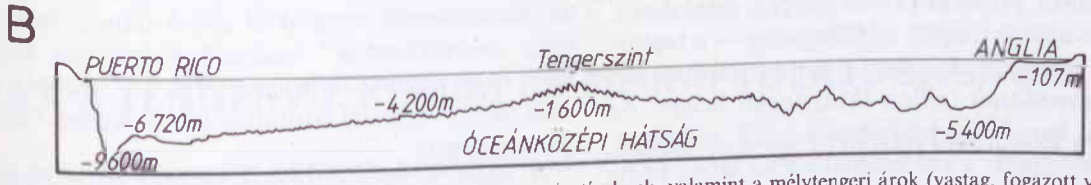
A szárazulatok átlagos magassága 875 m.



10.2 ábra. Az Atlanti-óceán Ny-i peremvidékének vázlata HEEZEN *et al.* (1959) nyomán

1. Az észak-amerikai kontinens. — *2.* Self. — *3.* Kontinentális lejtő. — *4.* A kontinentális lejtő lába. — *5.* A Hudson-völgy víz alatti folytatása víz alatti hordalékkúppal. — *6.* Mélytengeri síkság. — *7.* Tenger alatti hegyek (*guyot*-k).

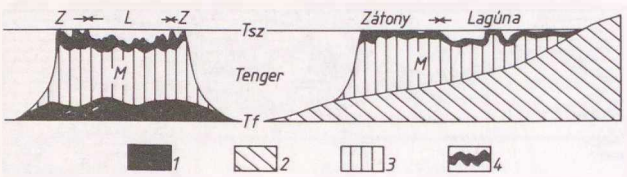




10.3 ábra. **A:** A Csendes-óceán fenékdomborzatának vázlata a szigetíveknek, valamint a mélytengeri árok (vastag, fogazott vonalak) és a tenger alatti hátságok tengelyeinek (vastag vonalak) feltüntetésével, a *National Geographic Society* (USA) engedélye alapján

A vízszintes vonalkázás a selfeket jelzi.

B: Az Atlanti-óceán fenékdomborzatának szelvényvázlata Puerto Rico és Anglia között



10.4 ábra. Balról: egy nyílttengeri gyűrűs zátony (atoll), — *jobbról:* egy kontinensperemi szegélyzátony lépték nélküli vázlata

1. Tenger alatti vulkanit. — *2.* Kontinens. — *3.* A korábbi kiemelkedése során karsztosodott, régi zátonytest. — *4.* A fokozatos süllyedés után leraködott új zátony- és lagúnaüledék.

Z = Zátony. — *L* = Lagúna. — *M* = Mészkő és dolomit.

len tágulásából eredő, rövidebb *transzform törések*, s a hasadékokon kívül azok szomszédságát is elmetsző, hosszú *transzkurrens vetők* (hori ntális eltolódások) tagolják.

10.3 AZ ÓCEÁNOK ÉS KONTINENSEK ELHELYEZKEDÉSÉNEK IDŐBELI VÁLTOZÁSAI

Az óceánok vízmennyiségét a fanerozóikumban elsősorban a sarki jégsapkák képződése és leolvadása befolyásolhatta. Ennek ellenére az óceánok és kontinensek elhelyezkedése a földtörténet folyamán jelentős mértékben változott. A lemeztektonikai elmélet szerint az óceánok egy-egy kontinenstömegnek a kettéhasadását *(riftesedését)* követően a két fél egymástól való távolodása révén „nyílnak föl". A születőben levő óceán tehát ekkor még csak kontinentális, majd sekélytengeri törmelékes kőzetekkel, evaporitokkal, algás és korallos platform üledékekkel kitöltődő, hatalmas árok (Kelet-afrikai árokrendszer, Vörös-tenger, Akabai-öböl: l. *8.5* és III. kötet, *28.37 ábra*).

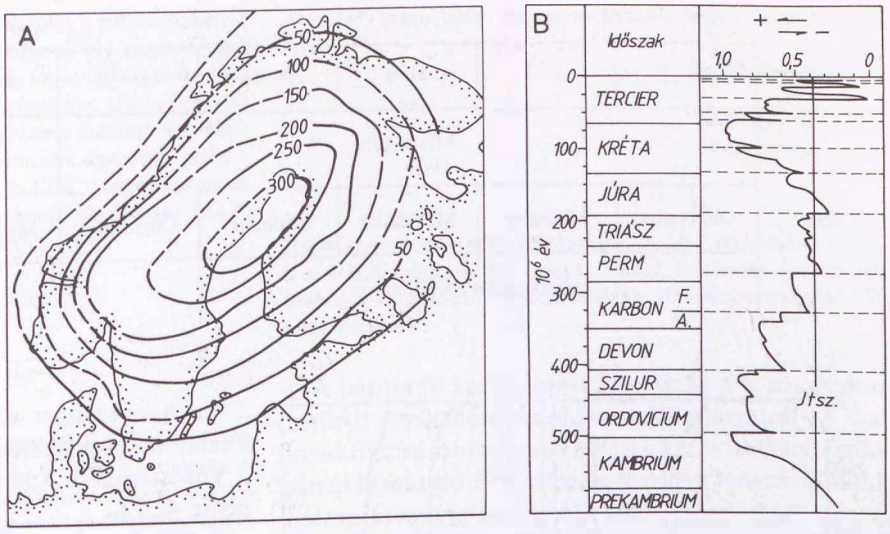
A két kontinensfélnek az óceán szétterülését (*spreading*jét) eredményező mozgását a viszkózus felsőköpeny széttartó áramlásai váltják ki, s a felsőköpeny eredetű bázikus–ultrabázikus magmának a hasadékvölgyön át szakaszosan történt felnyomulása kíséri. A hasadékvölgy két oldalán óceáni bazalthátság alakul ki, amely a szomszédos kontinensek irányában *abisszikus síkság*ba megy át. A hasadékvölgy mentén bazaltvulkánok sorakoznak, és gyakoriak a föld-, ill. tengerrengések. Az óceáni hátság és az abisszikus síkságok kéreganyagát a felsőköpeny anyagából létrejött és *ofiolit*nak nevezett, különleges kőzettársulás alkotja. Ebben a gyakran szerpentinné átalakult ultrabázitokra (peridotit, piroxenit) előbb gabbró, majd diorit, még följebb dolerit települ; legfölül pedig — a tengervízzel való érintkezés közben történt hirtelen lehűlés miatt — *párnabazalt* (pillow-láva) foglal helyet. Az óceánfenéki bazaltokra pelágikus mészkő, radiolarit, kova- és agyagpala, a kontinentális lejtő lábán pedig zagyüledék (*flis* és *grauvakke*) rakódik le (ilyen üledékek alkotják pl. a Dinaridák ofiolit- és flisöveit).

Az óceánfejlődés harmadik, záró szakasza azzal kezdődik, hogy a bazaltos lemez ún. *aktív szegélye* a kb. 45° dőlésű BENIOFF-felületek mentén a szomszédos, kisebb sűrűségű kontinenstömeg alá kezd süllyedni („szubdukálódni"). A bazaltos kéreg lehajlása mentén óceáni árok képződik, amiben flis rakódik le. Az ennek vonalában alábukó óceáni lemez egy része köpenyanyaggá alakulva „fölemésztődik", más része megolvadva gránitplútonok, savanyú és intermedier vulkanitok alakjában tör át a kontinentális szegély lánchegységgé felgyűrődő üledékein. Az így létrejött szigetívet a kontinens belsejétől sekélyebb *ív mögötti medence* választja el (lásd *1.2 ábra*). E szakasz legjellemzőbb üledéke a flis, amelynek anyaga az orogén folyamatok közben izosztatikusan átmenetileg kiemelkedett (majd többnyire elnyelődött) hátságok lepusztulásából ered (Japán-szigetek, Japán-tenger).

Az óceán a tektogenezist okozó szubdukció eredményeként a szegélyező kontinensek ütközése *(kollíziója)* nyomán végül is eltűnik. A negyedik, *orogén* szakaszt a gyűrt láncok magasra emelkedése, savanyú vulkanizmus és a hegységek előterében vagy belsejében kialakult, lassanként kiédesedő, sekélytengeri medencék *molassz típusú*, többnyire törmelékes, kőszenes, evaporitos üledékei jellemzik (ezek legközelebbi példái a Külső-Kárpátok és a Kárpát-medence neogén üledékei).

A kezdetihez hasonló állapot kialakulását a korábbi hegységszerkezeti vonalaktól eltérő irányú, mély és nagy *„neotektonikus" medencék* kialakulása hozza meg. Ezek részint szárazulatiak (pl. a Kisalföld), részint sekély tengerrel borítottak (pl. az Adriai- vagy a Tirrén-tenger).

A bazaltos kérgű óceánok mellett számos olyan jelenkori és fosszilis sekélytengert ismerünk, amelyek a világtenger vizének a kontinensek mélyedéseibe történt behatolásával keletkeztek. Ezen *epikontinentális transzgressziókat* okozhatja (BÁLDI 1978):



10.5 ábra. **A:** Fennoskandiának a 9700 évvel ezelőtti Yoldia-korszak óta bekövetkezett epirogén emelkedése mben. — ZEIL (1975) nyomán

B: A tengerszint-emelkedés és süllyedés (+, ill. −) viszonylagos értékeinek VAIL *et al.* (1977)-féle ciklusgörbéje. — Az AAPG engedélyével

Jtsz. = A jelenkori tengerszint.

(a) az óceáni víz mennyiségének lényegileg felsőköpeny eredetű „juvenilis víz"-zel való gyarapodása (bár ennek mennyisége ma aligha számottevő);

(b) a viszkózus felsőköpenyen úszó kontinenstömegek izosztatikus egyensúlyát biztosító süllyedés;

(c) a tenger szintjének a sarki jégsapkák leolvadása révén történt *(glacioeusztatikus)* megemelkedése;

(d) az óceánok vízbefogadó képességének csökkenése az óceánközépi hátságok megnövekedésének (ill. a spreadingnek) az időszakában *(tektonoeusztatikus transzgresszió)*.

A fentiekkel ellentétes — a tengerszint süllyedését eredményező — epirogén és orogén folyamatok viszont a tengernek az óceáni medencékbe való visszahúzódását *(regresszióját)* s az így felszabadult területeken a lepusztulás megindulását eredményezik.

Juvenilis vizek hozzáadódása csak a Föld archaikus időszakában lehetett igazán hatékony; a fanerozóikum folyamán azonban már jelentéktelen volt. — Az *izosztatikus egyensúly* helyreállásának legismertebb példája Fennoskandiának a pleisztocén jégtakaró leolvadását követő, lassú regresszióra vezető kiemelkedése *(10.5 ábra,* **A***)*. A jégtakarókban lekötött víznek a tengerbe való visszajutása ellenben a vízszintnek kb. 130 m-es megemelésével a holocénben azt a nagyszabású *flandriai transzgressziót* indította meg, amely a pleisztocénben kidolgozott amerikai parti síkságokat selftengerré alakította *(10.2 ábra)*, s az angol és ír szigeteket elszakította Európától. — *A földtörténet* legnagyobb méretű, *globális transzgressziói (10.5 ábra,* **B***)* mégis az óceánok szétterülésének időszakaira esnek. A bath-kallovi transzgresszió pl. a Tethys, a cenomán és szenon transzgresszió viszont az Atlanti- és az Indiai-óceán szétterülésével lehet kapcsolatos. A transzgressziók és regressziók bekövetkezése egyébként a szubdukció és a szétterülés sebességének arányától függhet. A két sebesség egyenlősége esetén ui. sem tektonoeusztatikus transzgresszió, sem regresszió nincs. Ha az óceáni kéreg elnyelődése gyorsabb, mint annak az óceáni hátságokon való „termelődése", akkor regresszió, ellenkező esetben transzgresszió áll be (RONA 1973).

A természeti jelenségek sokrétűsége miatt a lemeztektonikai elmélet valamennyi vázolt állítása természetesen nem alkalmazható a Föld minden területén dogmaszerű merevséggel. Alkalmazhatóságuk részleteit a földtudomány számos ágában, de elsősorban a szedimentológiában és az összehasonlító faciológiában — éppen ezen elmélet hatása alatt — megújult további kutatásoknak kell tisztázniuk.

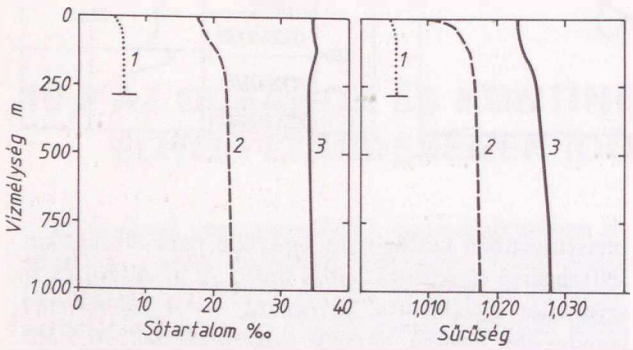
10.4 A TENGERVÍZ KÉMIAI ÉS FIZIKAI TULAJDONSÁGAI

10.41 A TENGERVÍZ OLDOTT ALKOTÓINAK VÍZSZINTES ÉS FÜGGŐLEGES IRÁNYÚ VÁLTOZÁSAI

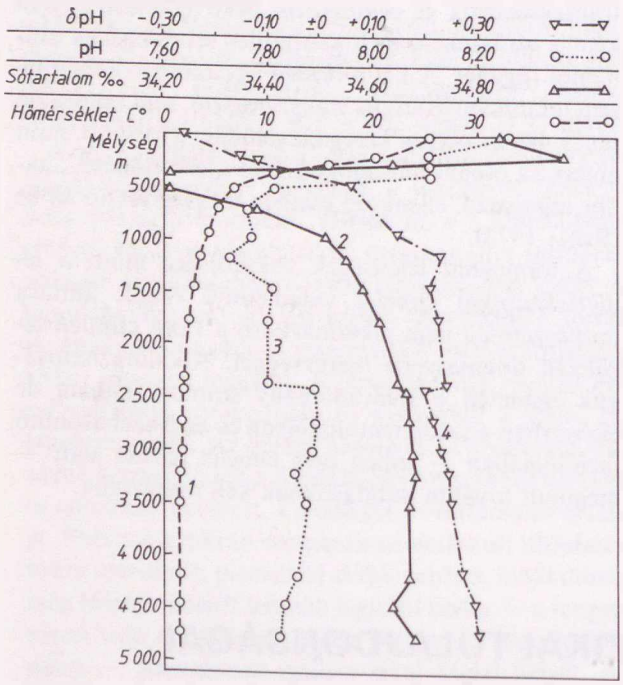
Bár a nyílt óceán sótartalma meglehetősen állandó, az, a zártabb tengerrészekben az éghajlat száraz vagy csapadékos voltától s a beömlő édesvizek mennyiségétől függően, a 40‰ feletti túlsós (hiperhalin) és a 0,0—0,5‰-es édesvíz között a *10.5 táblázaton* feltüntetett módon ingadozhat.

10.5. táblázat. A vizek sótartalom szerinti osztályozása (‰)

0,0—0,5	0,5—3	3—5	5—9	9—16	16—30	30—34	34—40	>40
	Mixohalin					Euhalin		Hiperhalin
Édesvíz	Oligohalin	Miohalin	Mezohalin	Pliohalin	Oligohalin	Mezohalin	Polihalin	
	csökkentsós (brak) víz				tengervíz			



10.6 ábra. A sótartalom (balról) és a vízsűrűség (jobbról) mélységi változása *1.* a Keleti-, *2.* a Fekete-tengerben, *3.* a Csendes-óceán trópusi részében, SEIBOLD (1974) nyomán



10.7 ábra. A Csendes-óceán É-i medencéjében mért *1.* hőmérséklet, *2.* sótartalom-, *3.* pH és *4.* δpH-értékek változása a mélység függvényében (*in* HAAS 1976)

Az Azovi-tenger sótartalma a felszínen 10,6‰, a Fekete-tengeré 18,3‰, az Északi Jeges-tengeré 25,5‰, a Vörös-tengeré Adennél 36,5‰, az Akabai-öbölben pedig 42,2‰.

A világóceánban oldott sók mennyiségét 5×10^{16} t-ra, az évente beszállított oldott anyagokét pedig $2{,}3 \times 10^{9}$ t-ra becsülik (SEIBOLD 1974). Az óceánvíz erős átkeveredését bizonyítja, hogy össz-sótartalma és sűrűsége a mélység felé csak kissé változik, s a főionoknak ezen belüli megoszlása a klímaövektől függetlenül is állandó marad *(10.6 ábra)*. A Csendes-óceánban megfigyelt, 0,6‰-et kitevő sótartalomváltozáson belül *(10.7 ábra)* a legnagyobb csökkenés 500 m-ig mutatkozik; innen 2500 m-ig ismét növekvést, még lejjebb csak némi ingadozást tapasztaltak.

A tengervíz sokkal több $CaCO_3$-ot képes feloldani, mint a tiszta víz. Ennek az a magyarázata, hogy a tengervíz más ionjai — a poláris H_2O molekulákkal együtt — az ellenkező töltésű Ca^{2+} és CO_3^{2-} ionok körül csoportosulnak, és megakadályozzák, hogy azok egyesülve kicsapódjanak. Ez a hatás annál nagyobb, minél több az „idegen" ionok száma. A tengervíz nagy ionerősségét (ionos koncentrációját) tehát *(10.3 táblázat)* komplex ionok és ionpárok keletkezése idézi elő (KRAUSKOPF 1979).

A 35‰-es tengervíz kationjainak kg-onkénti milliegyenérték%-ai 2,38-cal nagyobbak az erősebb anionok (Cl^-, Br^-, F^-, SO_4^{2-}) összegénél. Ezen *alkalinitás*nak nevezett többlet következtében a tengervíz jelentősen képes mérsékelni a hozzákeveredő savak és bázisok hatását.

Kationjainak egyenérték-többletéből következően a *tengervíz lúgos kémhatású.* Nagy ionerősségénél fogva ezt a jellegét tartósan meg is őrzi. Felszínének 7,8—8,3 közötti pH-ja 500 m-ig gyorsan, 1200 m-ig lassan csökken; innen lefelé 7,8 körül ingadozik *(10.7 ábra)*. További visszaesése csak a fenékiszap pórusvizében (a szerves anyag bomlása folytán) következik be.

A szárazföldi vizeknél lúgosabb tengervíznek a pH-változásokat kiegyenlítő *pufferhatását* a 2.325. fejezetrész alábbi kiegészítésével érthetjük meg. A karbonátok oldódását és kicsapódását alapvetően meghatározó CO_2-nak a vízben való elnyelődése alkalmával első lépcsőben H_2CO_3 képződik. Ennek egy része a második lépcsőben H^+ és HCO_3^- ionokra disszociál. A harmadik lépcsőben pedig a HCO_3^- egy részének bomlása révén H^+ és CO_3^{2-} ionok képződnek *(10.8 ábra)*. E megfordítható reakciók ionizációs állandói (K_1 és K_2) természetesen különböznek egymástól:

$$K_1 = \frac{[H^+][HCO_3^-]}{[H_2CO_3]} = 10^{-6,4}. \qquad (10.1)$$

$$K_2 = \frac{[H^+][CO_3^{2-}]}{[HCO_3^-]} = 10^{-10,3}. \qquad (10.2)$$

A 8,1—8,3 pH-jú tengervíz tehát a nem-ionizált H_2CO_3 mellett sok HCO_3^- iont és (ezeknél jóval kevesebb) CO_3^{2-} iont is tartalmaz. A pufferhatás főleg az első két alkotórész disszociációjának megfordíthatóságán alapul. pH-csökkentő folyamat bekövetkezése esetén ui. mind a

$$HCO_3^- \rightleftharpoons H^+ + CO_3^{2-}, \qquad (10.3)$$

mind a

$$H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^- \qquad (10.4)$$

reakció jobbról balra tolódik el, és ez ellensúlyozza a pH-csökkenést. Pufferhatást fejt ki azonban a fölös H^+ ionok lekötése révén a tengervízzel érintkező szilárd $CaCO_3$ oldódása is:

$$CaCO_3 + H^+ \rightleftharpoons Ca^{2+} + HCO_3^-. \qquad (10.5)$$

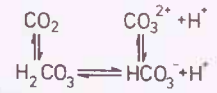
A tengervíz lúgosabbá válását viszont az OH^- ionok lekötése révén a $CaCO_3$ kicsapódása ellensúlyozza:

$$Ca^{2+} + HCO_3^- + OH^- \rightleftharpoons CaCO_3 + H_2O. \qquad (10.6)$$

A tengervízben CO_2, HCO_3^-, H_2CO_3 és CO_3^{2-} alakban jelen levő CO_2-nek REVELLE—FAIRBRIDGE (1957) által $129,7 \times 10^{12}$ t-ra becsült mennyiségét a folyók évi $1(\pm 0,5) \times 10^9$ t-val gyarapítják. Mennyiségének tehát kb. 130 000 év alatt meg kellene kétszereződnie, ha azt a szárazföldről érkező Ca^{2+} és Mg^{2+} ionok hasonló felszaporodásával együtt a tengeri élőlények karbonátváz-építő tevékenysége meg nem akadályozná. Más ionok koncentrációját azoknak az agyagásványokon történő adszorpciója és kicserélődése befolyásolja. Különösen az SO_4^{2-} ionok mennyisége csökkenhet ily módon.

A plankton zöld növényeinek asszimilációja következtében a CO_2 mennyisége lefelé kb. 50 m mélységig csökken a tenger vizében. Innen 500—1000 m-ig azonban a lesüllyedő szervezetek bomlásának hatására ismét nő, azon túl pedig újra csökken. Sekély tengerekben azonban a bomlás és a CO_2-tartalom növekedése egészen a fenékig tart.

Egy l tiszta víz 20 °C-on kereken 12 mg kalcitot vagy 14 mg aragonitot képes oldani. Ha azonban a víz a légköri CO_2-vel egyensúlyban levő mennyiségű (kb. 2 g-nyi) CO_2-ot tartalmaz, akkor ennek ötszöröse (kereken 59 mg $CaCO_3$) oldódik fel benne. A 35‰ sótartalmú, 0 °C-ú, 8,0 pH-jú és 2,40 alkalinitású tengervíz SEIBOLD



10.8 ábra. A CO_2–H_2O rendszer vázlata

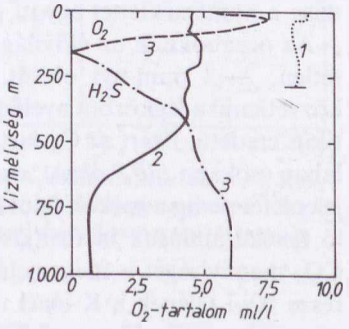
(1974) szerint 0,026 millimol szabad CO_2-ot, 2,00 millimol HCO_3^- iont és 0,20 millimol CO_3^{2-} iont tartalmaz. Karbonát- és hidrogénkarbonát-ionjainak mennyisége tehát kb. 100-szorosa a szabad CO_2 mennyiségének.

A három fő karbonátásványnak 34,5‰ sótartalom melletti viselkedését az oldhatósági szorzaton *(K)*, az ionaktivitási szorzaton *(IAP)* s a két utóbbi hányadosán át bemutató *10.6 táblázat* szerint a tengervíz mindhárom ásványra nézve túltelített. Hogy ennek ellenére is csak ritkán válik ki belőle tisztán kémiai úton $CaCO_3$, azt SEIBOLD (1974) azzal magyarázza, hogy:

10.6. táblázat. A tengervíz három fő karbonátásványának oldódása*

Ásvány	*K*	*IAP*	*IAP*:*K*
Kalcit	$4,0 \times 10^{-9}$	$1,35 \times 10^{-8}$	~3,4
Aragonit	$6,3 \times 10^{-9}$		~2,1
Dolomit	$1,0 \times 10^{-17}$	$1,00 \times 10^{-15}$	100

* 34,5% sótartalom mellett, az oldhatósági szorzat *(K)*, az ionaktivitási szorzat *(IAP)*, valamint a két utóbbi hányadosa tükrében. — BERNER (1971) és HSÜ (1966) adatai *in* LEEDER (1982).



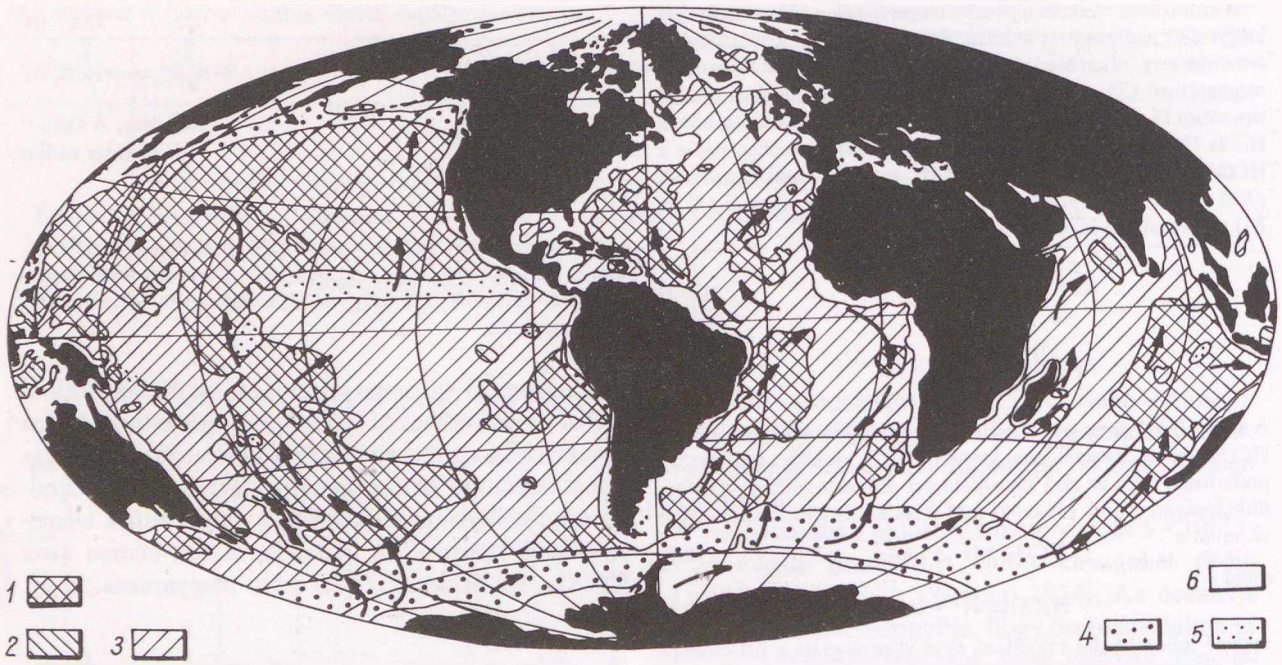
10.9 ábra. A tengervíz O_2-tartalmának mélységi változása a Keleti-tengerben *(1)*, a Csendes-óceán trópusi részén *(2)* és a Fekete-tengerben *(3)*, SEIBOLD (1974) szerint

H_2S: A kénhidrogén-tartalom növekedése a Fekete-tengerben.

(a) a túltelítettség csak a legfelső néhány száz m-re szorítkozik;

(b) a Mg-mal alkotott komplexek képződése növeli az oldhatóságot;

(c) a kicsapódáshoz szükséges karbonátcsírákat az általuk adszorbeált szerves anyagok hatástalanítják (CHAVE—SUESS 1970). Ahol azonban az áramlás vagy hullámzás mésziszapot kavar fel a fenékről, vagy a zátonyok és partok törmelékszemcséit viszi be a (meleg) tengervízbe, ott ezek — mint kristályosodási gócok — körül a $CaCO_3$ kicsapódása is megindulhat, s a túltelítettség megszűnik.



10.10 ábra. Az óceáni üledékek elterjedése SEIBOLD (1974) nyomán

1. Vörösbarna agyag. — *2.* Vulkáni iszap. — *3.* Globigerinás iszap. — *4.* Diatomás iszap. — *5.* Radioláriás iszap. — *6.* Parti és hemipelágikus üledékek. A nyilak a sarki fenékvíz áramlási irányait jelzik.

A hőmérséklet emelkedése — a CO_2 kiűzése révén — *csökkenti a* $CaCO_3$ *oldódását,* és növeli kicsapódásának esélyeit. Ha azonban az így kiűzött CO_2 valamilyen úton (pl. mélységi exhalációk révén) utánpótlódik — mint a Vörös-tengerben —, akkor a $CaCO_3$ oldódása a hőmérséklettel együtt növekszik.

Az óceánoknak az élővilágukra nézve nélkülözhetetlen, 2—8 ppm-nyi oldott O_2-mennyisége részint közvetlenül a légkörből nyelődik el, részint fotoszintetikus eredetű. Ezért az O_2-tartalom a mélységgel általában csökken *(10.9 ábra);* óceáni mélységekben való jelenlétét pedig a sarkok felől az egyenlítő felé irányuló fenékáramlások biztosítják. Ezek természetesen a CO_2 mennyiségét is megemelik: az Atlanti-óceán D-i része Ny-i felének a K-iénél nagyobb CO_2-tartalmát pl. az Antarktikus-tenger felől benyomuló, nagy nyomás alatt álló, hideg mélyáramlások okozzák.

Ahol azonban a mélységi víz fölfrissülését a vízoszlop sűrűségi rétegzettsége vagy az aljzatmorfológia meggátolja, ott az élőlények légzése, a szerves anyag bakteriális bomlása, a szulfidok, a vas, a mangán és más elemek oxidációja elfogyasztja, és O_2-hiány, ill. CO_2-, valamint H_2S-bőség lép fel (Fekete-tenger: *10.9 ábra*). Az anoxikus vízréteg vastagsága és függőleges szelvényben való elhelyezkedése — a tavakéhoz hasonló módon (lásd *8.8* és *8.37 ábra*) — nemcsak az élővilág összetételét, hanem az üledékképződés körülményeit is döntően befolyásolja.

Az O_2–CO_2 antagonizmusa sekély és mély tengerekben egyaránt fontos szerepet játszik. Ha az anoxikus, de a szerves anyag bomlása miatt tápanyagokban gazdag vízréteg vékony, és nem nagy mélységben van, akkor partközeli feláramlásainak helyén planktonburjánzást és foszfátképződést idézhet elő (lásd *9.48 ábra*). — Az Atlanti-óceán É-i részének fenékvize több O_2-t és kevesebb CO_2-ot tartalmaz, mint a Csendes-óceán É-i medencéje, amelynek vize a szűk BERING-szoroson át csak igen csekély mértékben frissülhet fel az Északi Jeges-tenger vizével. Ezért az előbbiben a globigerinás iszap, az utóbbiban pedig a mélytengeri „vörös" agyag a nagyobb elterjedésű *(10.10 ábra).*

Annak az igen elterjedt nézetnek a valószínűségét azonban, hogy az Északi Atlantikumnak a barrémi emelettől a turoniig terjedő üledékei *egyetlen* globális (vagy legalábbis óceáni) méretű *anoxia* hatása alatt képződtek volna, WAPLES (1983) kétségbe vonja. Szerinte az e korbeli képződmények kifejlődése idő- és térbeli helyzetüktől függően változott. Az eleinte csak a kezdeti mélymedencékre szorítkozó anoxia fokozatosan lépett túl azokon, s legnagyobb kiterjedését — a vízcirkuláció lelassulása következtében — csak a cenomán közepén (kb. 98 millió éve) érte el. Térhódítása azonban a kalcit-kompenzáció övének (10.43. fejezet) emelkedését, majd — az áramlások fölerősödésével — az O_2-minimumos réteg vékonyodását és végleges megszűnését eredményezte.

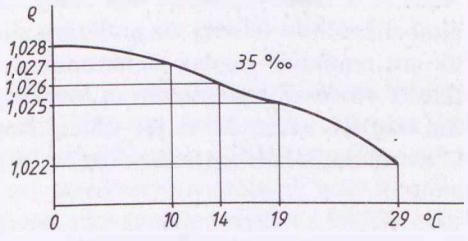
10.42 A TENGERVÍZ HŐMÉRSÉKLET- ÉS SŰRŰSÉGVÁLTOZÁSAI ÉS AZOK JELENTŐSÉGE

A tengervíznek a sótartalmát és sűrűségét is befolyásoló hőmérséklete a felszín közelében a földrajzi helyzet és a helyi klímaviszonyok függvényében −2 °C és 42 °C között változik. (A −2 °C-os értéket a sótartalom miatti fagyáspont-csökkenés okozza.) Ugyanazon hely felszínközeli vízrétegeinek hőfoka azonban csak kevéssé ingadozik. Az Antarktikus tenger átlagosan −1,3 °C hőmérsékletű felszíne pl. évente csak 2 °C-nyit, a jóval melegebb óceánoké pedig 1 °C-nyit ingadozik. A hőmérséklet-ingadozás 10 °C-ot meghaladó maximuma a közepes szélességi övek tengereiben tapasztalható *(10.7 táblázat)*. *A tengerek felszíni hőmérsékletének ez a* víz nagy hőkapacitásából eredő, nagy területekre kiterjedő, bár *viszonylagos állandósága élettársaságaik szaporodásának és elterjedésének döntő tényezője.*

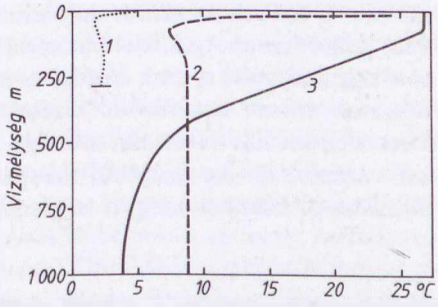
Igen fontos, hogy a tengervíz csak −2 °C-nál éri el legnagyobb sűrűségét, mert a hideg víz lesüllyedéséből származó, a befagyást akadályozó konvekciós áramok sokkal hosszabb ideig működnek benne, mint az édesvizekben. A folyóvizek által felhígított vízű, <25‰ sótartalmú melléktengerek (pl. a Balti-tenger) azonban az édesvizű tavakhoz hasonlóan viselkednek, és gyakran befagynak. A hőmérséklet emelkedése természetesen felhígulás nélkül is csökkenti a tengervíz sűrűségét *(10.11 ábra)*.

A zordabb klímájú és/vagy folyóvizekkel elárasztott melléktengerek nyaranta kialakuló, de csak néhány dekaméter vastagságú, langyos vízrétegét kis mélységű és igen éles termoklin határolja el az alatta levő hideg víztömegtől. Ez a felső vízréteg nemcsak kémiai és biológiai záróréteget alkot a mélységi víz felett, amellyel hígabb volta miatt nem bír konvekciósan összekeveredni, hanem a legfinomabb törmelékszemcsék leülepedését is akadályozza. A Feketetenger e könnyű, jól átvilágított s az erős fotoszintézis következtében O_2-ben dús, legfelső vízrétege alatti, növekvő sótartalmú és sűrűségű víztömegében a vertikális vízcsere megszűnik. Ezért e mélyebb vízrétegek oxigénhiányosakká, majd kénhidrogénesekké és „élet nélküli"-ekké válnak, s belőlük *szapropél* (8.512. fejezetrész) rakódik le. A Keleti-tengert csak rendkívül sekély volta és vizének az őszi–téli viharok okozta erős hullámzása és felkavarodása óvja meg ettől a sorstól *(10.12 ábra)*.

A folyóvízzel el nem árasztott, kevéssé rétegzett vizű, zárt és meleg melléktengerekben a hőmérséklet felszín alatti csökkenése meglepően lassú *(10.7 táblázat)*.



10.11 ábra. A 35‰ sótartalmú tengervíz sűrűségének változása a hőmérséklettel, SEIBOLD (1974) adatai alapján



10.12 ábra. A termoklin helyzete *(1)* a Keleti-tengerben, *(2)* a Fekete-tengerben, *(3)* a Csendes-óceánban, SEIBOLD (1974) nyomán

10.7. táblázat. Óceánok és beltengerek hőmérsékletének mélység szerinti változása (°C)*

Mélység (m)	Atlanti-óceán (Azori-sz.)	Indiai-óceán (Maldive-sz.)	Földközi-tenger	Vörös-tenger
0	19—20	28—29	10—21	25—30
600	11	9	13,5	21,6
2000		2,5—3,0		21,5
4000	2,5		13,5	

* EKMAN (1953) nyomán.

A trópusi nyílt óceánokban (*10.7* és *10.12 ábra*) a hőmérséklet mélységi csökkenése 500 m-ig gyors, 1500 m-ig erősen lassul, 3000 m tájáig csak 1 °C-nyi; ez alatt pedig a vízhőmérséklet gyakorlatilag állandó (1,4—1,5 °C). Bár a termoklin nem éles, a felső, több száz m-es vízréteg jól összekevert voltát O_2- és sótartalmának viszonylagos egyöntetűsége bizonyítja (*10.6*, *10.7* és *10.9 ábra*). Az óceánmélyi víz alacsony hőmérsékletét a sarkvidékek táján lesüllyedő, hideg és sűrű tengervíznek az egyenlítő felé tartó áramlása hűti le 0—4 °C-nyira. Mivel ez a víz — alacsony hőmérsékleténél fogva — az elhalt diatomák bomlásából szárma-

zó CO_2-tartalmát (vagyis agresszivitását) sokáig megőrzi, az útjába eső üledékek mésztartalmát kioldja. Ennek a mélytengeri „vörös agyag"-nak föntebb már említett óriási elterjedése az egyik következménye *(10.10 ábra)*. Mivel e mélységekben nincsenek asszimiláló növények, itt a szerves anyagok bomlásakor felszabaduló CO_2 mellett más tápanyagok (P, N, Fe, Mn stb.) is feldúsulnak, pl. az alábbi *elvi* reakcióegyenlet szerint:

$$(CH_2O)_{100}(NH_3)_{16}H_3PO_4 + 138\ O_2 =$$
$$= 106\ CO_2 + 122\ H_2O + 16\ HNO_3 + H_3PO_4. \qquad (10.7)$$

Ahol ez a tápanyagokban dús hideg víz a szélfúvás által eltávolított felszíni víz pótlására alulról feláramlik, ott rendkívül gazdag planktontenyészet alakul ki (lásd *9.48 ábra*), s glaukonit- és foszforitképződés indul meg (II. kötet, 22. és III. kötet, 29.4. fejezet).

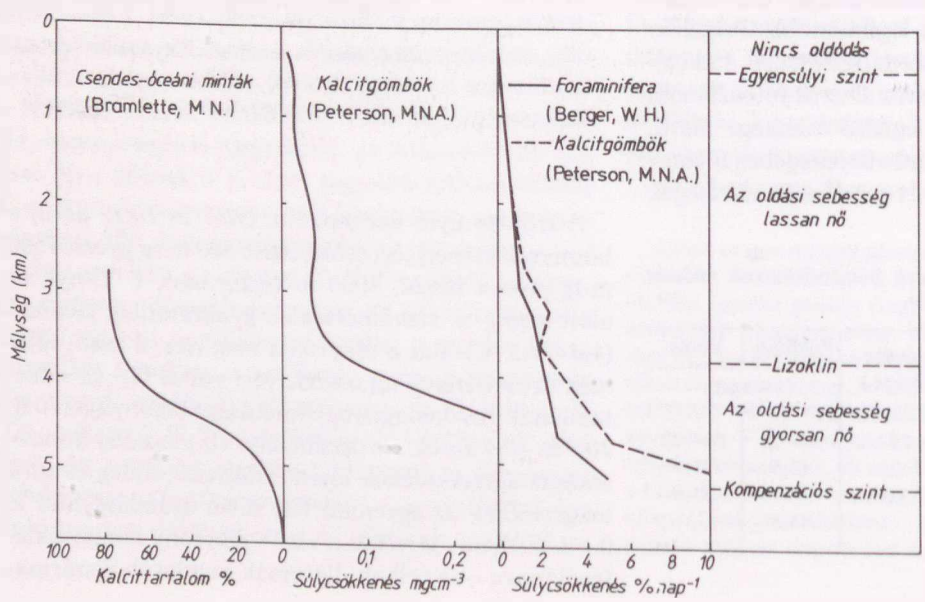
Ez az óceánfenéken mészkioldást, a hideg víz feláramlási helyein pedig mészvázú planktontenyészetet eredményező folyamat a pleisztocén eljegesedés maximumai idején a mainál jóval élénkebb volt. Ezzel szemben a nyílt óceán harmadidőszaki üledékeinek nagyobb mésztartalma a mélységi víznek a mainál melegebb, a vízkörzésnek pedig lassúbb voltára utal, és ezt a mészhéjak $^{18}O/^{16}O$ arányából számított őshőmérsékleti értékek is megerősíteni látszanak. A glaciálisok idején a felszíni vízhőmérséklet a Karib-tengerben Emiliani (1970) szerint 7—8 °C-kal, az Atlanti- és a Csendes-óceán egyenlítői részén pedig 3—4 °C-kal volt alacsonyabb a mainál. Az oxigén-izotópok arányeltolódásának okát Broecker—van Donk (1970) abban látja, hogy a glaciálisok idején megnövekedett sarki jégsapkák a jelenkor „interglaciális" méretű jégsapkáihoz képest kevesebb ^{18}O-t tartalmaztak; ezért a glaciálisok megcsökkent térfogatú tengervizének $^{18}O/^{16}O$ hányadosa a mai tengervízénél nagyobb lett, az interglaciálisokban viszont a jelenkori tengerekével nagyjából egyenlő volt.

10.43 A $CaCO_3$-OLDÓDÁS MÉLYSÉGI SZINTJEI ÉS AZOK ÉRTELMEZÉSE

A 10.41. fejezetben foglaltak szerint a tengervíz felszíne mindhárom fő karbonátásványra (aragonit, kalcit, dolomit) túltelített. Ennek ellenére hármuk közül sem a kalcitnak, sem a dolomitnak tengervízből való közvetlen anorganikus kicsapódására nem kerül sor, s az aragonité is csak trópusi és szubtrópusi környezetek erősen besűrűsödő vizében indul meg. A szervetlen kiválás hatásfoka azonban az élő szervezetek vázépítő tevékenységéből fakadó $CaCO_3$-felhalmozódással szemben még itt is jelentéktelen.

Azt viszont, hogy a tengervíz $CaCO_3$-tartalma a mélység felé jelentősen változik, csak az 1960-as évek végén föllendült óceánkutatás tárta fel. Ennek eredményeként — felülről lefelé — az óceánok karbonátháztartásának három nevezetes szintje vált ismertté (Haas 1976; *10.13 ábra*).

(1) Egyensúlyi szint: az a mélység, ahol a tengervíz $CaCO_3$-ra nézve még éppen telített. E fölött a víz $CaCO_3$-ra még túltelített (tehát oldódás nincs); ez alatt azonban telítetlen, s ezért a $CaCO_3$-anyag — ha



10.13 ábra. A tengeri $CaCO_3$-oldódás nevezetes szintjei, Berger, W. H. (1971) *in* Haas J. (1976) szerint

ebben a reátapadt szervesanyag-film meg nem akadályozza — oldódni kezd. Ezt a szintet az óceánvíz különböző mélységeibe lebocsátott $CaCO_3$-gömbök súlycsökkenésének rögzítésével PETERSON (1966) mutatta ki.

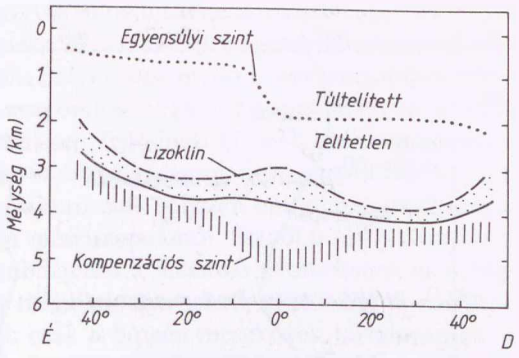
(2) Lizoklin: az a mélység, ahol a lesüllyedő karbonát-vázak és -szemcsék oldódási sebessége hirtelen megnő (BERGER 1968, 1970).

(3) Kompenzációs szint: az a mélységhatár, amely alatt az óceáni üledékek 3—6%-nál kevesebb $CaCO_3$-ot tartalmaznak, tehát gyakorlatilag karbonátmentesek.

Mivel az aragonit, a nagy és a kis Mg-tartalmú, ill. a tiszta kalcit oldhatósága felsorolásuk sorrendjében csökken, azok oldódásának nevezetes szintjei is ebben a sorrendben követik egymást. Ez azt jelenti, hogy az elhalt szervezetek lesüllyedő vázai közül az aragonit anyagúak már viszonylag kis (2000 m körüli) vízmélységben feloldódnak, a kalcitosak oldódása pedig a Mg-tartalmukkal fordítva arányos mélységben következik be. — E mélységhatárok a valóságban természetesen nem élesek; inkább zónákká szélesednek *(10.14 ábra)*.

A kompenzációs szint mélysége a mai óceánokban is részmedencénként változik: általában 4700 és 5500 m között van (ELLIS—MOORE 1973; BRAMLETTE 1961; TUREKIAN 1965; BERGER 1971). Az Antarktisz felé emelkedik, s a Ross-tengerben 500 m táján helyezkedik el. A lizoklin általában 1000—1500 m-re húzódik a kompenzációs szint fölött. BERGER (1971) szerint a kompenzációs mélység az egyenlítő közelében növekszik, a lizoklin pedig kissé magasabbra kerül. Az egyensúlyi szint átlaga az É-i féltekén 300—400 m-ben van, a D-i félgömbön viszont 1000 m alá süllyed *(10.14 ábra)*.

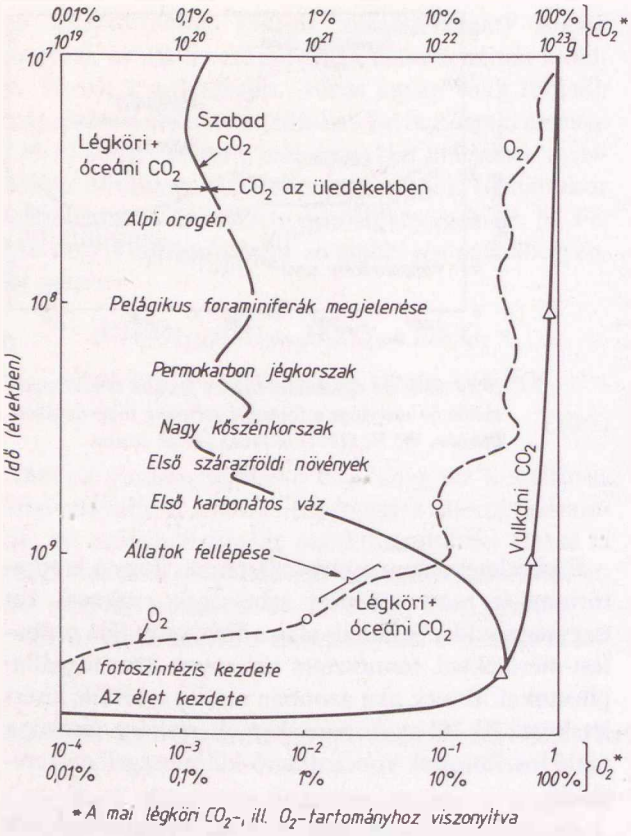
A három „nevezetes szint"-nek az óceáni víz fő paramétereivel való összevetése a lizoklin és a kompenzációs szint keletkezéséhez nem nyújtott támpontot. A BERNER—MORSE- (1972, 1974) és BERNER—WILDE-féle (1972) modellkísérletek során azonban a CO_2-nyomás, a Ca^{2+}-koncentráció és a hőmérséklet állandóságának biztosítása mellett, pusztán a pH-változtatás segítségével egy a természetes oldódási görbékre *(10.13 ábra)* emlékeztető, négy szakaszú oldódási görbét sikerült előállítani. Elektronmikroszkóppal pedig a bizonyos ΔpH értékeknél bekövetkező oldódási sebességváltozás magyarázatát a kristályfelszín molekuláris jelenségeiben találták meg. (ΔpH: a konstans feltételek között $CaCO_3$-ra telített oldat számított pH-ja és a kísérlet végrehajtása során változtatott, tényleges pH különbsége.) Szerintük ennek a ΔpH-értéknek az átlépése teszi ui. lehetővé, hogy a $CaCO_3$ kristályok felületéről leszakadó molekulák a kristály felületén adszorbeált, gátló PO_4^{3-} ionokon és szerves molekulákon áthatoljanak.



10.14 ábra. Az egyensúlyi szint, a lizoklin és a kompenzációs öv mélysége a földrajzi szélesség függvényében BERGER, W. H. (1971) *in* HAAS (1976) szerint

E kísérleteknek az a szépséghibájuk, hogy a laboratóriumilag mért oldódási sebességek csaknem két nagyságrenddel haladják meg a PETERSON-féle próbatest-mérésekkel, természetes viszonyok közt megállapítottakat. Ennek oka azonban részint a kétféle kísérlet közti 23 °C-os hőmérséklet-eltérésben, részint a gátló foszfátionok koncentráció-különbségeiben keresendő.

Az óceánokban végbemenő $CaCO_3$-oldódásra vonatkozó számos vélemény összegzése alapján úgy tűnik, hogy az oldódást meghatározó tényezők közt a nyomáson, a hőmérsékleten és a telítettségen kívül rendkívül fontos szerepük van a jelenlévő egyéb ionoknak és szerves molekuláknak, az O_2 mennyiségétől függő biológiai aktivitásnak, a szárazföldről bekerülő üledékanyag mennyiségének és jellegének, az aljzat morfológiájának. Igen lényeges továbbá a sarkvidékek felől az óceánokba behatoló agresszív fenékáramlatok hatása (HAAS 1976). Mivel e tényezők mindegyike mind a jelenben, mind a földtani múltban többször változott, a múltbeli karbonátoldódási jelenségeknek a maihoz hasonló tengermélységekhez való kötése nagyon meggondolandó. Az igaz ugyan, hogy a tengerek átlagos sókoncentrációját az utolsó 600 millió évben már a maihoz hasonlónak vehetjük. A tengervíz sűrűségét és nyomását befolyásoló s az oxigén-, ill. szénizotópok, valamint a Ca és Sr közötti arányok útján bizonyítható őshőmérséklet-változásokkal azonban már komolyan számolnunk kell. A negyedidőszaki óceáni üledékeknek a meleg korszakokban megemelkedő, a lehűlések idején pedig vissza-visszaeső mésztartalma pl. szeizmogramszerűen jelzi a klímajavulások és -rosszabbodások idejét, amit radiometrikus módszerekkel években is ki lehet fejezni. A sarki jégsapkák „hízása" döntően befolyásolja az óceánok vízforgalmát. Hiányuk nem zárja ugyan ki a nagy vízáramlások lehetőségét, de csökkenti azok hatékonysá-



10.15 ábra. A légkör és a hidroszféra CO_2- és O_2-tartalmának változásai a földtörténet folyamán

Vázlat FAIRBRIDGE, R. W. (1967) *in* HAAS (1976) nyomán.

gát. A világtengerrel csak szűk csatornákon át közlekedő melléktengereknek a vize — amilyen a Földközi- és a Vörös-tengeré, vagy a Perzsa- és az Akabai-öbölé — elsősorban azért tér el az óceánokétól, mert a sarki fenékáramlások nem bírnak beléjük hatolni. Az ilyen medencék aljának vízhőmérséklete nagyjából a környező szárazulatok évi hőmérsékleti minimumával azonos *(10.7 táblázat)*. A $CaCO_3$-oldódást irányító CO_2 s a légzéses anyagcsere lebonyolításához szükséges O_2 mennyiségének időbeli változásait a *10.15 ábra* szemlélteti. A mészvázú szervezetek biológiai produktivitásának, a tengerbe tartó terrigén anyag mennyiségének s a tengerfenék morfológiájának időbeli változásai eléggé nyilvánvalóak. Számolnunk kell azzal, hogy a nem-karbonátos terrigén anyagszállítás növekedése csökkenti az üledék karbonáttartalmát. Lassú karbonátprodukció mellett az egyensúlyi szint olyan kis mélységben van, hogy a $CaCO_3$ visszaoldódása már 300—400 m mélységben is bekövetkezhet. Nagy üledékképződési sebesség esetén viszont a lizoklin mosódik el úgy, hogy az egyensúlyi szint alatt még nagy mélységben sincs visszaoldódás.

A különböző korú üledékek és ősmaradványok keveredését (kondenzációját) lehetővé tevő visszaoldódás az üledékképződéssel egyidejű (szingenetikus) jelenség, amit — a létrejött formák esetleges hasonlósága ellenére is — élesen el kell különíteni a sztilolitképződésnek (14.25 fejezet) a nyomási oldódással kapcsolatos diagenetikus folyamatától.

10.44 AZ ARAGONIT TENGERVÍZBŐL VALÓ KÖZVETLEN KIVÁLÁSA

Annak ellenére, hogy a tengervíz aragonitra, kalcitra és dolomitra egyaránt túltelített, közülük ma csak az aragonit csapódik ki belőle anorganikusan. Ez azért feltűnő, mert az aragonit (a $CaCO_3$ rombos dipiramisos osztálybeli módosulata) a földkéreg nagynyomású régióinak ásványa lévén, a szedimentáció alacsony nyomású és hőmérsékletű birodalmában metastabilis. Édesvizekből általában nem is válik ki, és a tengervízből való közvetlen kicsapódása is csak az erősen fölmelegedő, trópusi–szubtrópusi, sekély és túlsós vizekben [pl. a Holt-tengerben, a Perzsa-öbölben, a Bahamákon (?)] volt megfigyelhető.

A Holt-tengerben észlelt és a HCO_3-ionok mennyiségének erős csökkenését okozó, tömeges aragonitkicsapódás a víz nagy területeken észlelt *fehéredését* idézi elő (NEEV—EMERY 1967). — A Perzsa-öbölbeli fehéredést a víz CO_2 mennyiségének a diatomák periodikus elszaporodását követő megemelkedésével hozzák kapcsolatba. — A Nagy Bahama Pad feletti lagúnák fehéredését viszont már nagyrészt az ezek szerves váz eredetű mészíszapjának a viharok és a benyomuló tengeráramok hatására történt felkavarodásával magyarázzák. Ez annál valószínűbb, mert számos élő szervezet váza aragonitból áll. Idővel azonban ez a biogén aragonit — kémiai összetételének változása nélkül — ditrigonális dipiramisos osztálybeli kalcittá alakul át. E dimorf átalakulás *(inverzió)* idejének és fizikai–kémiai feltételeinek megállapítása a karbonátdiagenezisnek egyik hosszú ideje tanulmányozott kérdése (14.22. fejezet).

Az anorganikus mészkiválást általában az oldat telítettségének emelkedése idézi elő. Akkor következik be, amikor a Ca^{2+} és/vagy a CO_3^{2-} ionok koncentrációja a hőmérséklet s a párolgás emelkedése, a fotoszintézis erősödése, a pH-értéknek bakteriális hatás vagy hideg mélységi víz felszínre emelkedése miatti növekedése, a sókoncentrációnak a tengerben úszó jég hűtő hatása következtében megnő. A Ca^{2+} és a CO_3^{2-} ionok mennyiségének változatlansága esetén pedig akkor kerül rá sor, ha az „idegen ionok" által befolyásolt látszólagos oldhatósági szorzat értéke csökken. Az utóbbi esetet (a) a hőmérséklet emelkedése, (b) a

hidrosztatikus nyomásnak a víz sekélyebbé válása miatti csökkenése, vagy (c) a víz sótartalmának csökkenése idézi elő (SEIBOLD 1974).

Annak okát, hogy az aragonit kicsapódása a tengervíznek ezen ásványra nézve túltelített volta ellenére ritka jelenség, BERNER *et al.* (1978) a kristályosodási magul szolgáló szemcsék foszfátos és szerves vegyületekkel (pl. aminosavakkal, zsírsavakkal és zsíros alkoholokkal) való bevonódásában véli megtalálni. E burkok valóban megakadályozhatják a rendes koncentrációk melletti kristályosodást. Az aragonitkiválást viszont valószínűleg e védőburkok kopása vagy oxidációs elpusztulása teszi lehetővé.

A tengervíz túltelítettsége természetesen megkönnyíti a mésznek az élő szervezetek vázrészeibe való beépülését. Ezért a legnagyobb, legvastagabb és legdíszesebb aragonitos csiga- és kagylóhéjak a trópusi sekély vizekben fejlődnek ki. E biogén vázaknak a hullámzás és árapályáramok által apróra tört anyaga viszont gyakran csak nehezen különböztethető meg a szervetlen mészkiszapokétól. SEIBOLD (1974) szerint a megkülönböztetést a jellemző nyomelemek és a Mg-tartalom megállapítása teheti lehetővé: 8%-nál több Mg-ot ui. csak a biogén mészkövek tartalmaznak, a szervetlen mészkiválásoké ennél mindig kevesebb.

10.45 A TISZTA KALCIT ÉS A DOLOMIT KÖZVETLEN KICSAPÓDÁSÁNAK AKADÁLYAI

Ezek között a Mg^{2+} ionok jelenléte áll első helyen. BERNER (1975) és BERNER *et al.* (1978) igen alapos vizsgálatai szerint ui.

(a) a túltelítettség meghatározott fokain a CO_2 parciális nyomásának változása a kalcit vagy aragonit kicsapódásának mértékét csak kevéssé befolyásolja;

(b) a tengervízben feloldott Mg^{2+} semmi hatással nincs az aragonit kristálycsírák körüli kicsapódására; a kicsapódott aragonit gyakorlatilag Mg-mentes;

(c) az oldott Mg^{2+} viszont erősen késlelteti a kalcit kicsapódását;

(d) a tengervízbe szórt tiszta kalcitszemcséket pedig nagy Mg-tartalmú kalcit vonja be;

(e) a rendes Mg-tartalom 5%-ánál kevesebb Mg^{2+} ion nem befolyásolja a kalcit kicsapódását; ez magyarázza azt a tapasztalati tényt, hogy a (kis Mg-tartalmú) kalcit kiválása édesvizekhez kötődik.

A Mg^{2+} ionoknak a kalcitrácsba való beépülését e rács szerkezete, valamint a Ca és Mg ionok töltésének és sugarának hasonlósága teszi lehetővé. A Mg^{2+} tehát nagymértékben képes helyettesíteni a kalcit Ca^{2+} ionjait. Ezért a kalcit összetétele a $(Ca_{1-x}Mg_x)CO_3$ képlettel fejezhető ki híven, ahol x értéke *Mg-szegény kalcit* esetében 0,01—0,25 között változik, de nem több 0,4-nél. Az 5%-nál több $MgCO_3$-ot tartalmazó kalcit viszont már a *Mg-dús* (röviden *Mg-*) *kalcitok* körébe tartozik.

Az aragonit anorganikus kicsapódását kristályainak Mg-mentessége bizonyítja. A korallok aragonitváza is csak kb. 0,001%-nyi Mg^{2+}-ot tartalmaz. (A Sr^{2+} legfeljebb 10 000 ppm mennyiségben léphet be az aragonitrácsba.)

A kalcitvázú szervezetek Mg-felvétele a víz hőmérsékletétől függőnek látszik: melegebb vízben több, hidegebb vízben kevesebb Mg-ot képesek vázukba beépíteni. Az élő szervezetek által kiválasztott kalcit 30%-nyi, a kémiai kicsapódásból származó legfeljebb 8%-nyi $MgCO_3$-ot tartalmaz „szilárd oldat" alakjában. Azt, hogy a mai trópusi és szubtrópusi sekélytengerek karbonát-üledékei uralkodóan aragonitból és Mg-dús kalcitból, a mérsékelt öviek viszont Mg-szegény kalcitból állanak, a hőmérsékletnek a közvetlen és a biogén közvetítéssel történt karbonátkiválásra gyakorolt hatása magyarázza.

A kicsiny Eh-értékek mellett képződő vasas kalcitokban a Ca^{2+}-ot legföljebb néhány ezer ppm-nyi Fe^{2+} helyettesíti. — Ha a kalcit ugyanennyi mennyiségű Mn^{4+}-t tartalmaz, katódsugárzás hatására lumineszkál. A lumineszcencia zónás megoszlása a Mn^{4+} beépülésének szakaszosságát bizonyítja.

Az aragonit anorganikusan kicsapódott, valamint mészalgák kiválasztotta kristályai rendesen rostos–szálas típusúak; a vízből kivált kalcitkristályok ellenben szálas–rombos vagy „kutyafog-alakúak".

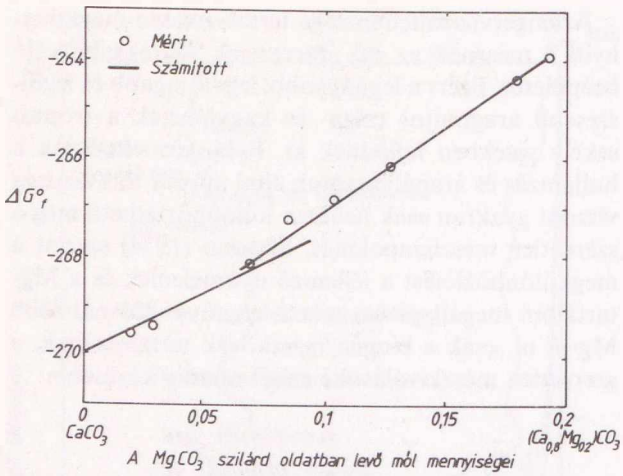
A Mg^{2+}-nak a kalcitkicsapódást akadályozó hatása kétféleképpen magyarázható:

(1) Mivel a víz poláris molekulái sokkal erősebben hidratálják a Mg^{2+} ionokat, mint a Ca-éit, a Mg^{2+} ionok a kristályosodás gátjaivá válnak. A Mg^{2+} ionok dehidratációja ui. lényegesen több energiát igényel, mint amennyire a Ca^{2+} ionoknak az aragonitrács felépítéséhez szükségük van (BATHURST, 1968; LIPMANN 1973). A Mg^{2+} szerkezeti okokból nem hat az aragonitrácsra. A kalcit növekedését viszont az erősen hidratált Mg^{2+} ionok adszorpciója akadályozza. Aragonitkristályokon ilyen adszorpció nincs.

(2) A tiszta kalcit kevésbé, a Mg-kalcit jobban oldódik, mint az aragonit *(10.6 táblázat)*; ezért Mg-kalcit jelenlétében aragonit csapódik ki. Mivel a Mg-kalcit ΔF_f° szabad energiája (2.321. fejezetrész), vagyis oldhatósága nagyobb, mint a kalcité, a kalcit kiválásához szükséges minimális túltelítettség értéke növekedni fog *(10.16 ábra)*; ezért kalcitkicsapódásra nem kerülhet sor.

Mindez természetesen a Mg:Ca arányok mai magas értékének a következménye. Ezen aránynak a földtani múltban a jelenkorinál lényegesen kisebb értéke SANDBERG (1975) szerint a kréta előtti időkben a kalcit közvetlen kicsapódását is lehetővé tette.

A *dolomit* [$CaMg(CO_3)_2$] tengervízi kicsapódásának lehetetlensége ugyanennek a késleltető mechanizmus-

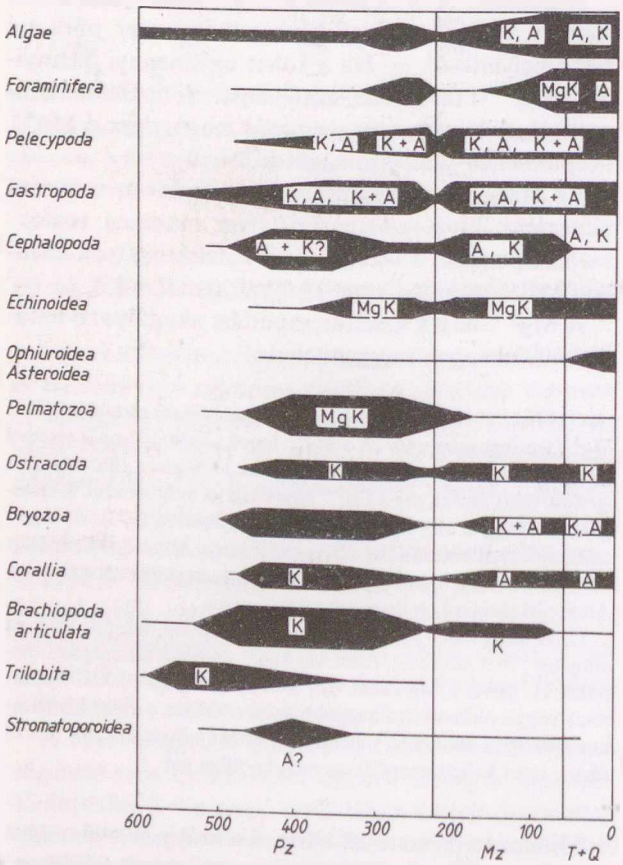


10.16 ábra. A Mg-kalcit ΔF_f^0 standard szabadenergiájának növekedése a szilárd oldatban lévő $MgCO_3$ mólos mennyiségének emelkedésével BERNER (1975) szerint

nak az eredménye. A természetes dolomit rácsának nagymértékű rendezettsége rendkívül kicsiny nukleációs és növekedési sebességének a következménye lehet, mert laboratóriumi kísérletek során idáig csak dolomit összetételű, de a dolomitnál jóval kevésbé rendezett, *metastabilis Mg-kalcitokat*, ún. *protodolomit*okat sikerült előállítani (14.2911. fejezetrész). Nyilván a piciny dolomitmagvak Ca^{2+} növekedési síkjait övező, hidratált Mg^{2+} ionok akadályozzák meg a dolomit gyors kialakulását.

A dolomit és a tiszta kalcit tengervízből való közvetlen (anorganikus) kiválásának említett akadályai csak a tengeri üledék diagenetikusan erősen módosult összetételű és koncentrációjú pórusvizében szűnnek meg. Elsődleges kalcitot tehát csak édesvízi üledékekben találunk; ezekben az aragonit igen ritka, a dolomit pedig sohasem elsődleges.

10.46 A KARBONÁTSZEMCSÉK BIOGÉN EREDETÉNEK KÉRDÉSE



10.17 ábra. A legfontosabb mészvázú állat- és növénycsoportok időbeli megoszlása, a karbonátképződésben való fontosságnak s a váz anyagának a feltüntetésével, LOWENSTAM (1963) nyomán
K = Kalcit. — *A* = Aragonit. — *MgK* = Mg-dús kalcit.

A közvetlen karbonátkicsapódás háttérbe szorulása miatt a tengeri karbonátszemcsék túlnyomó részét biogén eredetűnek kell tartanunk. Az élő szervezetek ugyanis a karbonátképződésben kétféle módon vesznek részt:

(1) $CaCO_3$-ot választanak ki az élő sejten kívül (pl. amikor a zöld növények az asszimilációjukhoz szükséges CO_2-ot a vízből vonják ki); vagy amikor a baktériumok életműködése nyomán képződő ammóniának (NH_3) NH_4OH alakban való oldódása erősen lúgos kémhatást és ezzel $CaCO_3$-kicsapódást idéz elő.

(2) $CaCO_3$-ot választanak ki az élő szervezetek a sejt belsejében, valamint annak falában. Ez mind a fenéklakó (bentonikus), mind a szabadon vagy passzívan lebegő (planktonikus), mind a szabadon úszó (nektonikus) szervezetek túlnyomó részének sajátja.

A tengeri karbonátszemcsék többsége a gerinctelenek kemény mészvázaiból származik. A vázak vagy vázrészek fennmaradása és megtartási állapota az élőlény elhalását követő fizikai és kémiai leépülés, továbbá az áthalmozódás mértékétől függ. Ennek megállapítását a „sírközösség"-ek összetételének az eredeti életközösségekével való összehasonlítása teszi lehetővé. Az élőlények vagy aragonitból vagy kis-, ill. nagy Mg-tartalmú kalcitból építik fel mészvázukat. Számos ilyen váz azonban többféle ásványból áll. A leggyakoribb szervezetek vázmaradványainak és azok anyagának koronkénti relatív gyakoriságáról a *10.17 ábra* tájékoztat.

10.47 A TENGERVÍZ EGYÉB ANYAGAI

Ezek közül az evaporitok (főleg a szulfátok és kloridok), továbbá a vas oxidjai, szulfidjai és szilikátjai, a mangán vegyületei, a foszfátok és a kovasav a legfontosabbak. Ezek képződésmódjával és tulajdonságaival a II. kötet, 25. és a III. kötet 26—29. fejezeteiben foglalkozunk.

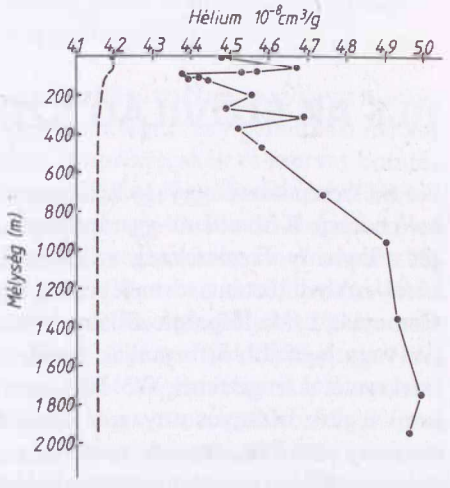
A *nyomelemek* átlagos megoszlása felől a *10.2 táblázat* tájékoztat. A nehézelemek és ásványok többnyire mechanikai koncentráció útján — torlatokon — dúsulnak, de kémiai kicsapódásukra, vagy szerves vázelemekben és extraktumokban való felhalmozódásukra is sor kerülhet. Leggyakrabban mégis az agyagásványok s a kolloid állapotú hidroxidok és szerves anyagok viszonylag nagy felületén adszorbeálódnak. Ezért az agyagpalák és finom szemű homokkövek nyomelemeinek mennyisége általában felülmúlja azok földkéregbeli világátlagát. Az aszfalt, a kőszén és a kőolaj hamujában számos elem klarkjának 1 000-szerese található. — A szerves anyagoktól megfestett fekete agyagpalákban különösen a Mo, Ag, V és As dúsul, sőt néha az Au is megjelenik. A németországi zechstein rézpala fémtartalma a tengermedencéket övező szárazulatok földtani felépítése és lehordási irányai szerint változik.

A *Fe-* és *Mn-hidroxidokban* elsősorban a Pb, Zn, Cu, komplexek alakjában pedig az As, Se, Mo koncentrálódik. *Ezeknek a mérgező anyagoknak a lekötődése nélkül az óceánok élet nélküli „vízi sivatagok"-ká változnának*, hiszen enélkül a föltörténet folyamán a tengervíz minden m^3-ében Seibold (1974) szerint 58 g Cu, 12 g Pb, 9 g Mo és 2,9 g As halmozódott volna föl. Összehasonlításul: a mai tengervíz átlagos Cu-tartalma csak 0,003 g/t.

A hélium (He) fekete-tengeri koncentrációinak *(10.18 ábra)* a He oldhatóságának egyensúlyi görbéjéhez viszonyított mélységi emelkedését Top és Clarke (1983) szerint a tengerfenék szapropélitjében koncentrálódott U és Th radioaktív bomlásából származó ^{4}He dúsulása okozza. A többi nyomelem jelentékeny mennyisége pedig a mélytengeri hidrotermákból származik.

A durvább szemcséjű üledékek (homokkövek, evaporitok, karbonátok) általában nyomelem-szegények. A karbonátokban mégis a Sr dúsulására lehet számítani, mert ez izomorf módon helyettesítheti az aragonitrács Ca-ionjait (14.293. fejezetrész).

A ritkaelem-dúsulásokban a *montmorillonit*nak és a *szerves anyagok*nak a szokásosnál egy-két nagyságrenddel nagyobb ioncserélő képessége is fontos szerepet játszik. A pozitív töltésű vas-hidroxid üledékes kőzetekben főleg az As, Se vagy a P anionjain, a negatív töltésű Mn-hidroxid és számos szerves kolloid viszont inkább a Cr, Ba, Mo, Li, vagy Zn kationjain dúsul. Seibold (1974) szerint a több vegyértékű és polarizálható, valamint — azonos vegyértékszám mellett — a kisebb átmérőjű ionok a többi ionoknál nagyobb mértékben adszorbeálódnak.



10.18 ábra. A Fekete-tenger hélium-koncentrációjának mélységi változása Top—Clarke (1983) szerint

A szaggatott vonal a *He* egyensúlyi oldhatóságát jelzi.

A nyomelem-tartalom jelentős segítséget nyújt a környezeti viszonyok megállapításához. A vízfenék időnkénti felfrissülése nyomán keletkező tavi és sekélytengeri *gyttjá*t pl. a V/Cr, ill. V/Mo hányadosai különböztetik meg a tisztán redukciós közegben leülepedett szapropélittől. E hányadosok értéke ui. a gyttjában (ejtsd: jüttjában) 1, ill. < 5, a szapropélitekben pedig 10, ill. > 5.

A tengeri üledékeket két nagyságrenddel nagyobb (kb. 4,8 g/t) *bórsav*tartalmuk alapján — ősmaradványok híján is — biztosan el lehet különíteni a limnikusaktól. Általános érvényű szabály azonban, hogy egy medence üledékes nyomelem-tartalmának más medencékével vagy a feltételezett lehordási terület nyomelem-tartalmával való összehasonlítását *nem a nyomelemek abszolút mennyisége, hanem az egyforma szemnagyságú kőzetek nyomelemeinek aránya* alapján kell elvégezni. Ezt a szemcsenagysági kikötést az magyarázza, hogy pl. a bór az agyagfrakcióban részint a rácsba beépülve dúsul, a homokos kőzetekben viszont turmalin és más bórtartalmú ásványok alakjában van jelen: különböző szemcsenagyságok szerinti eloszlása

tehát nem egyforma. HARDER (1970) szerint a sósagyagok átlagos bórtartalma > 1 500 ppm, a tengeri agyagoké néhány száz, a limnikusaké csak néhányszor 10 ppm, a jelenkori mélytengeri agyagoké pedig 120—140 ppm.

Megkülönböztetésül szolgálhat még a tengeri agyagok Cl-tartalmának a kloritok miatti megemelkedése, kicsiny galliumtartalma, a *Mg-szegény kalcit*nak a tengeri karbonátokból való hiányzása. A tengeri karbonátok $^{12}C/^{13}C$ aránya általában nagyobb, mint az édesvízieké. A tengeri karbonátok közül viszont csak a fiatalabbak Sr-tartalma múlja felül az édesvízieket. A földtörténet folyamán azonban ezt a különbséget a diagenezis eltünteti, s a paleozóikum édes- és tengervízi karbonátjai már egyformán 500 ppm körüli Sr-ot tartalmaznak (SEIBOLD 1974).

10.5 AZ ÉLŐVILÁG SZEREPE A TENGERI ÜLEDÉKKÉPZŐDÉSBEN

Ez a szerep közvetett vagy közvetlen, építő vagy romboló hatású. Közvetlenül gyarapítja pl. az üledék tömegét a kemény vázrészeknek az élőhelyen vagy idegen környezetben történt, törmelékes anyaggal kevert vagy viszonylag tiszta fölhalmozódása. Közvetlenül pusztítják vagy legalább átformálják a már lerakott üledék szerkezetét a tengerfenék ásó–fúró szervezetei. Közvetlenül segítik bizonyos anyagok kicsapódását azok az alacsony rendű szervezetek, amelyek a létük fenntartásához szükséges energiát a tengervíz oldott anyagainak elbontásával vagy megkötésével állítják elő. Közvetve rombolják és alakítják át környezetük üledékeit azok a mikroorganizmusok, amelyek a vízoszlopon át lesüllyedő vagy a vízfeneken fölhalmozódó szerves anyagok elbontása során alapvetően megváltoztatják az üledék vagy az ülepítő közeg pH és Eh viszonyait, elfogyasztják azok oxigéntartalmát, s a bomló szerves anyagban lekötött számos létfontosságú elem (S, P, Mg, Fe stb.) fölszabadításával gondoskodnak azok dúsításáról és körforgalmának fenntartásáról.

A biogén hatások efféle felosztásának természetesen csak elvi jelentősége van. Az üledékképződés biogén elemei valójában egymáshoz kapcsolódó láncokat alkotnak, amelyek kibogozása a tengervíz mechanikai és szervetlen kémiai jelenségeivel való összeszövődés miatt csak valamennyi tényező széles körültekintést igénylő, együttes figyelembevételével lehetséges. Ennek során azzal a nehézséggel is meg kell küzdenünk, hogy a növény- és állatvilág fejlődése — a különböző környezeti feltételekhez való alkalmazkodás révén — a lényegileg változatlan mechanikai és kémiai folyamatoktól minőségileg különbözik. Ez pedig *az aktualista analógiák meggondolás nélküli alkalmazásának erős korlátozását jelenti.* Egy-egy állat- vagy növénycsoport élettér- és életmód-változásainak figyelmen kívül hagyása nemcsak a biogén kőzetképződés lefolyása, hanem a belőle levont faciológiai–ősföldrajzi következtetések tekintetében is súlyos tévedések forrása lehet.

10.51 A TENGERI ÉLŐLÉNYEK ELTERJEDÉSÉT SZABÁLYOZÓ TÉNYEZŐK

Hatásuk részint az élőlények életmódjával, részint a környezeti hatásokkal függ össze.

10.511 Életmód tekintetében a tengeri állat- és növénytársaságok a plankton, a pszeodo- és meroplankton, a nekton és a bentosz képviselői.

A *plankton* a vízben passzívan lebegő állat- és növényegyedek összessége. A zoo- és fitoplankton alakjai lebegő képességüket kis tömegükhöz képest viszonylag nagy felületeiknek köszönhetik, s ezt vázuk és/vagy citoplazmájuk változatos alakú nyúlványaival még tovább is növelik. A víz felhajtó erejének kihasználásával ily módon emelik a lesüllyedésüket akadályozó súrlódást. E súrlódás azonban a víz viszkozitásának a függvénye. Ezért egyes mélytengeri radiolária-fajok 0,35—0,58 mm közötti átmérője az 1 500 m-nél mélyebb, viszkózusabb hideg vízben kb. 3-szor nagyobb, mint az 50 és 400 m közötti mélység melegebb és hígabb vízében élő fajoké. Héjuk és vázuk vékony; súlyukat testük nagy víztartalma vagy olajcseppjei csökkentik. A nagytermetű lebegő algák (*Fucus vesiculosa*, *Macrocystis pirifera*) viszont úszóhólyagokat fejlesztenek. Egy-egy magában lesüllyedő, elhalt diatomatest 500 m/nap-nyi süllyedési sebessége 1—3 nagyságrenddel kisebb, mint az ürülékcsomókba zártan lesüllyedőké. Mivel a szabadon lesüllyedő váz nagy részét a víz feloldja, a mélytenger fenekét mégis inkább a pelletekbe zárt, de különböző hőmérsékletű vízrétegekből származó példányok keveréke éri el (SEIBOLD 1974).

A *pszeudoplankton* azoknak a passzív lebegésre is képes alakoknak az összessége, amelyeket viharok tépnek ki eredeti szesszilis környezetükből (*Sargassum; Dendroidea*-típusú graptolitok, uszadékfára tapadt *Balanusok*). A *meroplankton*t azok a nagyobb lebegő szervezetekre (pl. fonalas algákra) tapadt peték és lárvák alkotják, amelyek planktoni élete az egyedfejlődés kezdeti szakaszára szorítkozik, később azonban több hétig vagy hónapig tartó szabadon úszás után megtapadnak, s kinőtt állapotukban már tisztán bentonikusak. A meroplanktoni életmód számos kagyló, mohaállat, tüskésbőrű, kacsalábú rák, sokserтéjű féreg stb. gyors elterjedését biztosítja: olyan állatokét, amelyek életük nagyobb részét a vízfenékhez kötve töltik el. A triász *Halobiidái* és *Monotidái* azonban mind juvenilis, mind *kinőtt* állapotban meroplanktonikusak lehettek: ennek köszönhetik világszerte tapasztalt elterjedésüket és nagy rétegtani értéküket.

A nyíltvízi (pelágikus) környezettel szemben a *bentosz* a vízfenék élettársasága. Ennek egy része helyhez kötött (szesszilis) alak (pl. a mészalgák, a bekérgező foraminiferák, szivacsok, korallok, csöves férgek, mohaállatok stb.). A helyváltoztatásra képes, vagilis bentosz-szervezetek viszont *epifauna* gyanánt az üledék, a víz alatti növények és vázrészek felszínén mozognak, vagy *infauna*ként a víz alatti sziklákba vagy a még laza üledék felső 15 cm-ébe ássák be magukat (*10.20* és *10.23 ábra*).

Az *epifauna* a sekély vizekben leggyakoribb és legváltozatosabb, bár egyes képviselői nagy mélységben is megtalálhatók. A trópusi meleg tengerekben tapasztalható fajgazdagsága jóval meghaladja az arktikus tengerekét. Noha — kedvezőtlenebb életfeltételei következtében — az *infauna* fajszáma az epifaunáénak csupán 1/4-e, a mélytengeri környezet viszonyainak kiegyenlítettsége folytán típusainak elterjedése a földrajzi szélességtől szinte teljesen független.

A durva szemű aljzaton élő gerinctelenek kb. 3/4-e a felette mozgó *szuszpenzióból szűri ki táplálékát*; a finom szemű aljzaton megtapadók 3/4-e viszont *törmelékfaló*. Az utóbbiak egy része felszippantja, más része (pl. sok csiga) pedig „lelegeli" a fenék felszínét. Az üledékfalók (számos sertelábú féreg, a tengeri uborkák) nem válogatnak, és ezért különösen sok *ürülék-eredetű pellet*et termelnek. A mozgékonyabbak (pl. a tengeri csillagok, szabálytalan tengeri sünök, fúrócsigák) ragadozó életmódot folytatnak.

Üledékképződés és fáciesjelzés szempontjából a három fő életforma képviselői közül a korlátlan helyváltoztatásra képes *nekton állatfajai*nak van a legkisebb jelentőségük. Nagy területen szétszóródó vázaik és szerves anyagaik ui. többnyire korán áldozatául esnek a tenger mechanikai, kémiai és biológiai hatásainak. Ezt csak azok a gázzal telt nektoni (esetleg a vagilis bentoszhoz tartozó) vázrészek (pl. csigahéjak) kerülik el, amelyek az állat elhalása után a víz felszínén *nekroplankton*ként sodródnak védettebb ölökbe, s ott „téridegen" elemekként temetődnek be. Ilyen típusú lehet pl. a villányi bath–kallóvi ammoniteszes pad ősmaradványtársasága. — Az ellenállóbb vázrészek (halfogak és -pikkelyek) fennmaradását viszont a zártabb melléktengerek oxigénhiányos fenékvize teszi lehetővé, miközben a test többi része vagy feloldódik, vagy az üledék diffúz szerves anyagát gyarapítja.

10.512 A környezeti hatások közül a víz *a*) átvilágítottsága, *b*) hőmérséklete, *c*) tápanyagai, *d*) sótartalma, *e*) oldott gázai, *f*) mélysége és *g*) aljzatának minősége a legfontosabbak.

10.5121 A víz átvilágítottsága, vagyis a növényi asszimilációhoz szükséges fény behatolási mélysége a vízben lebegő iszaprészecskék és szerves bomlástermékek koncentrációjától függ. SEIBOLD (1974) szerint ez az oka annak, hogy az Északi-tengerben sok helyütt már 15 m mélységben sem élnek algák, Nápolynál ellenben még 120 m-ben is találhatók. Fotoszintézis átlagosan csak 70, de legfeljebb 200 m mélységig lehetséges. Ezért a tenger jól átvilágított *(fotikus)* övének alsó határát 200 m-nél szokás megvonni. Különösen sok fényt kap e zóna legfelső, kb. 50 m-ig terjedő sávja; ezért ebben a legdúsabb az *élelemlánc* szempontjából oly fontos növényi élet. Átlagosan 500 m-ben vonható meg a fény nélküli *(afotikus)* öv határa, amely már csak egyes világító szervezetektől kap némi fényt. Helyhez kötött növények a mai tengerfeneknek csak kb. 2%-án tenyésznek, és fosszilisan is ritkán találhatók.

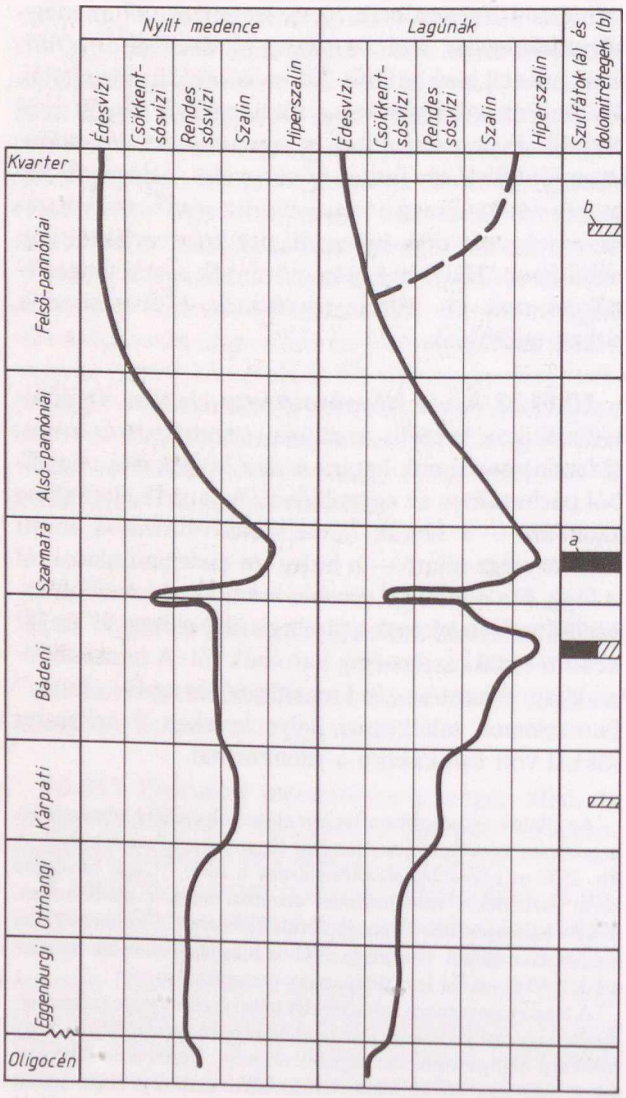
10.5122 A víz hőmérséklete alapján elkülönített arktikus, boreális, luzitániai, szubtrópusi és trópusi faunabirodalmak határa a júra közepe óta nagyjából párhuzamos az egyenlítővel. A faunák elterjedése azonban — a lárvák hőmérséklet-változások iránti érzékenysége miatt — a hideg- és melegáramlásoktól is függ. Ma a meleg Kuroshio áramlással érkező indopacifikus faunaelemek a japán partok előtt a 35° és 38° közötti északi szélességig hatolnak föl. A harmadidőszakban viszont az „indopacifikus" és az É-i „hideg" faunaelemek találkozási helye kereken 5 szélességi fokkal volt északabbra a jelenkorinál.

Az állatok egyedszáma a tengeri élőhelyek csekély hőmérséklet-ingadozása következtében *látszólag* független a hőmérséklettől. A kb. 25°C-os egyenlítői ellenáramlásnak a csak 7°C-kal hűvösebb perui partvidékre való betörései azonban mind a planktonban, mind a haltenyészetben tömegpusztulást okoznak. Florida és Texas tengeri faunájában viszont 4—7°C-os hidegvíz-betörések idéznek elő kb. 10 évenként ismétlődő, nagy pusztulásokat.

A tengeri szervezetek hőmérséklet iránti érzékenysége (*sztenotermiája*) vagy érzéketlensége (*euritermiája*) éppen azzal mérhető, hogy mekkora hőingadozásokat képesek elviselni. Sztenoterm szervezetek pl. a zátonyépítő korallok. A nektonikus alakok jó része viszont euriterm.

A magasabb vízhőmérséklet megkönnyíti a mésznek a vízből való kiválasztását. Ez teszi érthetővé a trópusi tengerek korallzátonyokban, vastaghéjú puhatestűekben való gazdagságát, egyes hidegvízi *Pteropoda* fajok héjnélküliségét, az agglutináló foraminiferáknak a sark környéki és mély tengerekben tapasztalt gyakoriságát. A hideg vízben élő tengeri sünök és rövidfarkú rákok többsége is vékony páncélú. Ennek ellenpéldájaként a Keleti-tengerben honos *Cyprina rotundata* viszont igen kedvezőtlen körülmények között is erős mészhéjat választ ki.

10.5123 A létfontosságú ásványi tápanyagok (P, S, N, J, Br, Fe, SiO_2 és számos nyomelem) éppen kis mennyiségükön keresztül befolyásolják a fitoplankton tenyészetét s az erre alapozott biológiai



10.19 ábra. A magyarországi neogén tengerek vizének sótartalom-változásai JÁMBOR (1978) szerint

lánc fennmaradását. Többnyire a folyókkal kerülnek a tengerbe, s itt a vízben és főleg a vízfenéken levő szerves anyag bakteriális bomlása kapcsán dúsulnak fel. Ezért mennyiségük a partmenti és a fénymentes mélységi vizekben a legnagyobb. Innen a meleg tengerek szélhatásra meginduló és állandó planktontenyészetet biztosító, hidegvízű feláramlásai révén jutnak felszínközelbe (*9.48 ábra;* 10.42 és III. kötet, 29.4. fejezet). A mérsékelt övi tengerek planktonjának az üledékeik összetételében is tükröződő szezonális (tavaszi–nyári) dúsulása pedig azokhoz a langyosabb vízű feláramlásokhoz kapcsolódik, amelyeket a téli lehűléskor a partok mentén lesüllyedő s a nyílt tenger felé áramló hideg víz nyomása szorít felszínre.

10.5124 Sótartalom. A tengeri szervezetek nagy része *sztenohalin,* tehát 30—40‰ közötti sótartalmat igényel; kisebb része azonban *eurihalin,* vagyis a sótartalom széles ingadozásait képes elviselni. A peték és lárvák természetesen jóval érzékenyebbek, mint a kinőtt példányok. Rövidebb időtartamú válságot azonban számos sztenohalin alak is képes átvészelni. A tengeri környezethez való alkalmazkodás egész állatcsoportoknak (pl. a radiolárián iaknak, koralloknak, lábasfejűeknek, pörgekarúaknak, tüskésbőrűeknek, s rajtuk kívül még a foraminiferák, a szivacsok és mohaállatok túlnyomó részének is) sajátja. A sótartalom 30‰ alá süllyedését a sztenohalinok elmaradása, kevés brakvízi faj nagy egyedszámban való fellépése és néhány édesvízi alak bevándorlása jelzi. Ennek legszebb példáját a különálló medencékké tagolódó felső-miocén Parathetys üledékeinek faunája nyújtja. A *Budajenő Bő-2.* sz. fúrás szarmatájában mutatkozó gipszkiválás, valamint az ooidos mészkőfácies gyakorisága (BODA 1974) alapján JÁMBOR (1978) arra következtet, hogy a magyarországi szarmata medence vize a nyílt tengerről való lefűződése és átmeneti kiédesedése után klimatikus okokból ismét euhalinná, sőt helyenként hiperhalinná vált. A sótartalomnak ez a megnövekedése azonban csak az újra alkalmazkodni képtelen fajoknak a gyors kihalásában tükröződik, hiszen sósvízi alakok bevándorlására a medence zártsága miatt már nem kerülhetett sor. A kiédesedésnek új fauna megjelenésével járó folyamata — a klíma csapadékosabbá válása következtében — csak az alsópannonban következett be (*10.19 ábra*). — A sótartalom csökkenése általában a túlélő alakok testméretének és mészkiválasztó képességének csökkenését idézi elő.

10.5125 A gázok közül minden tengeri állat számára a tartózkodási hely, az *epifauna* részére tehát a vízfenékkel közvetlenül érintkező vízréteg O_2-tartalma a legfontosabb. *Infauna* is csak ott telepedhet meg, ahol a friss üledék felső néhány cm-e még elegendő

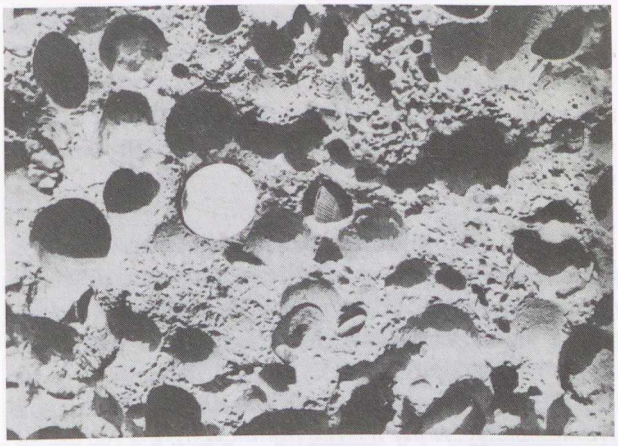
O_2-t tartalmaz. Az O_2 teljes fölélése után az infauna elhagyja eredeti lakhelyét.

10.5126 A víz mélysége részint az eddig említett tényezők eloszlását szabályozza, részint az oldódásnak a nyomás okozta megnövekedésén keresztül hat a vázépítő tevékenységre. A vízben élő lényeknek tekintélyes nyomást kell ellensúlyozniuk, hiszen a 4,5 km mélységű tengerfenék minden cm^2-ére kb. 451 kp nyomás nehezedik, s már 100 m mélységben is 11 atm nyomás uralkodik. A nyomás növekedéséhez a bentonikus szervezetek jól alkalmazkodnak; az főleg csak a nektonikusak merülési mélységét korlátozza.

10.5127 Az aljzat minősége a bentosz összetételének talán legfontosabb meghatározója. Nagyobb vízenergiájú, gyakran üledékhiánnyal jellemzett vízfenekek pusztuló tengerpartokon, víz alatti hátságok, zátonytetők áramlások söpörte vagy víz alatt cementálódott *kemény felszínein*, tenger alatti lávaömléseken, úszó jéghegyekből kiolvadt kőzettömbökön, mélytengeri vas–mangángumókon alakulnak ki. A magaslatokon többnyire csak bekérgező mészalgák és foraminiferák, vastag vázú szivacsok, korallok, kagylók (főleg erős bisszuszfonalú *Heteromyariák*), *Patellák*, *Fissurellák*, *Serpulák*, *Balanidák* telepednek meg. Az egyébként szuszpenzió-szűrő alakok közül a marószivacsok, fúrókagylók, egyes mohaállatok, soksertéjű férgek, rákok, tengeri sünök a sziklákba vagy a durvább vázrészekbe való befúródással védekeznek ellenségeik, az áramlások és a hullámverés romboló hatása ellen *(10.20 ábra)*.

Az ugyancsak mozgatott vízben létrejött *homokos vagy héjtörmelékes kemény felszínek* anyaguk mérsékelt kötöttsége miatt még eléggé instabilisak. Kiváló telephelyei azonban a kagylók, szabálytalan tengeri sünök, rákok köréből kikerült, a homok szerves anyagban való szegénysége folytán abban csak védelmet kereső, egyébként szűrő életmódot folytató, a homok nyomása és a kimosódás ellen szilárd váz építésével védekező ásószervezeteknek. Ezeknek a homok elmosódása után rétegszerűen felhalmozódó szilárd vázrészei gyakran *másodlagos keményfelszínt* alkotnak *(16.9. fényképtábla: 3)*, amelyen esetleg epifauna is megtelepedhet. Az instabilis keményfelszínek mintaképéül a Bahamák csak egyetlen kicsiny vagilis kagylófajt *(Tivela abaconis)* tartalmazó (s ezért „víz alatti sivatag"-nak mondható) ooidpadjait tekinthetjük.

A *puha felszínek* többsége a nagyobb mélységek csöndes vizéhez kötődik ugyan, de szigetek és partmenti turzások védelme alatt a legsekélyebb tengerrészeken is megtalálhatók. Delták finom szemű törmelékben dús előterében pedig erősebb vízmozgás esetén is megjelenhetnek. E felszínek általában kötött, szűk



10.20 ábra. Miocén fúrókagylóktól és marószivacsoktól átlyuggatott felső-perm mészkő, az egykori sziklás tengerpart biztos jelzője
Nagyvisnyó: a termelőszövetkezeti kőfejtő K-i végén. — Foto: Pelikán P.

pórusú, szerves anyagban dús, H_2S-tartalmú iszapjának infaunájáról csak egyes férgeknek, nagy szifójú kagylóknak az üledék/víz határral közlekedő járatai *(10.23 ábra)* tanúskodnak. Bár ezen iszapok szervesanyag-tartalma gyakran tízszerese a homokosakénak, az iszapfalók túlzott elszaporodásának saját — de egyben az eredeti üledékszerkezetet is tönkretevő — ásó–fúró tevékenységük szab határt. A csöndesvizű környezet epifaunáját különben vékonyhéjú, ill. az aljzathoz gyökérszerű képletekkel rögzülő alakok (pl. kovaszivacsok, zsákállatok, tengeri liliomok) képviselik

A sok lebegő anyagot szállító és nagy ülepedési sebességű *delták* előterében az elsötétedés, a gyors betemetődés és az aljzat félig folyós volta zavarja a növények, a bentonikus puhatestűek és általában a gerinctelenek fejlődését; csak a kagylós rákokra van kisebb hatással.

A makrobentosznak — mind a benépesülés sűrűsége, mind a biomassza és a fajszám tekintetében — a kőzetlisztes és agyagos homokból álló *átmeneti felszínek* a legjobb telephelyei *(10.8 táblázat)*.

10.8. táblázat. A homokos, iszapos és kevert anyagú aljzaton élő bentonikus makrofaunák m^2-enkénti egyedszáma*

Hely	Homokos aljzat	Iszapos aljzat	Kevert anyagú aljzat
Krími előtér	≤2900	≤2500	≤4800
Égei-tenger	100	30	200
	~500		~4200
Helgoland	≤350000**		≤1300000**

* Seibold (1974) adatai.
** A mikrobentosz egyedszáma.

Kísérletek tanúsága szerint a bentosz-szervezetek lárvái aktívan választják ki a számukra alkalmas telephelyet. Hogy megtelepedésükben és további fejlődésükben számos tényező játszik közre, annak a bentosz foltokban való előfordulása a legjobb bizonyítéka.

10.513 Az alkalmazkodóképesség különös fontosságú az élőlények elterjedésében, mert ez szabja meg egymás közti versengésük sikerességét. Az életfeltételek változása — az erre érzékeny fajok kiiktatása révén — csökkenti a fauna és flóra *diverzitását*, s az ellenállóbbak egyedszámának emelésével növeli azok *dominanciáját*. A környezet stabilitásának a partoktól a mélyebb vizek, a melléktengerektől az óceánok s a pólusoktól az egyenlítő irányában való növekedésével nő a faunák fajgazdasága is. A hideg tengerek egyedszámra gazdag bentoszának diverzitása mindig kisebb, mint a meleg vizűeké. A Földközi-tenger 1451 puhatestű fajával szemben a hideg vizű Azovi-tengerben csak 12 puhatestű él (igaz, hogy ennek az utóbbi sótartalom-csökkenése is oka). A germán triász „kagylósmészkő" tengerének melléktenger jellegét kis fajszámú brachiopoda- és kagyló-faunájának meglepően nagy egyedszámai is megerősítik.

A diverzitás alakulásában azonban *az aljzat minősége* is nagy szerepet játszik: iszapos vízfenéken ui. a diverzitás mindig sokkal kisebb, mint vegyes anyagú aljzaton. Csökkentheti a diverzitást és az egyedszámot *parazitáknak* a fosszilis anyagon nehezen kimutatható jelenléte is. A számos jelenkori példa alapján a fosszilis halmaradványok tömeges előfordulásának magyarázatát pl. a rajtuk élősködött *Dinoflagellaták* mérgező alkaloidái okozta halpusztulásban találhatjuk meg. A *szimbiózis* — mint azt a zátonyépítő (hermatipikus) koralloknak a *Zooxanthella* nevű algával való együttélése tanúsítja — nagymértékben előmozdítja a fajok életét és üledékképző tevékenységét.

10.52 A TENGERI SZERVEZETEK ÜLEDÉKTANI ÉS FACIOLÓGIAI JELENTŐSÉGE

Az élő szervezetből elpusztulása után kemény vázrészei (vagy azok lenyomatai), puha testének bizonyos szerves vegyületei, életműködésének az egykori tengerfenék felszínén (tehát a réteglapokon), ill. a fenék belsejében (tehát a rétegen belül) látható nyomai többnyire csak különleges körülmények között maradnak fenn. SEIBOLD (1974) szerint a mai sekélytengeri fajok és egyedek csak kb. 1/3-ának van esélye arra, hogy vázrészeik fennmaradjanak. Autochton helyzetben való megőrződésre elsősorban a *szesszilis* vagy magukat félig beásó szervezeteknek van esélyük, noha a hullámverés még a szilárdnak tűnő korallépítményeket is erősen összetördelheti. A csak kis távolságú szállítást szenvedett, nagyobb maradványok mégis értékes felvilágosítást nyújthatnak egykori életterükről. Az áthalmozott szerves maradványok helyzetéből és irányítottságából pedig éppúgy kiolvasható az áramlás típusa, iránya és (relatív) sebessége, mint az anorganikus törmelékekéből (II. kötet, 17.1. fejezet).

10.521 A váz anyagai. Az egysejtűek sokféle vázanyagából (kalcit, aragonit, célesztin, barit, kova, mangán-, vas-, alumínium- és szerves vegyületek) a fosztfátok, a soksejtű állatokéból a célesztin, a barit, a vas- és a mangán-hidroxid, a magasabb rendűekéből pedig a SiO_2 anyaga is hiányzik. A hidroxil-apatit a szaruvázas brachiopodák, a tízlábú és a háromkaréjos rákok, a fluorapatit viszont a gerincesek vázában (és fogaiban) játszik fontos szerepet.

A $CaCO_3$ mindkét változata szolgálhat a váz anyagául. Az aragonitváz azonban a szervezet elhalása után viszonylag rövid időn belül kalcitosodik. Átkristályosodását csak a váznak bitumenes agyagba való beágyazódása akadályozza meg. Az ilyen eredetű vázaknak nemcsak a finom szerkezete tanulmányozható, hanem $^{18}O/^{16}O$ arányuk alapján ülepítő közegük őshőmérséklete is megállapítható. Aragonitvázat elsősorban a melegvízi szervezetek építenek. A zátonyépítő korallok általában kerülik a 20 °C-nál hűvösebb vizet. Egyes kagylók a hőmérséklet csökkenésekor kevés kalcitot építenek be egyébként aragonitos héjukba. Mások héja pedig évszakonként változó arányban, de egyszerre kiválasztott kalcitból és aragonitból áll. A mai mélytengerek foraminiferás és kokkolitos mésziszapja kalcitból áll, csak a pteropodás iszap aragonitos.

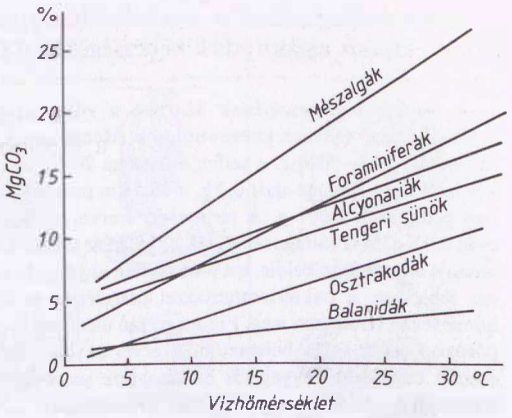
A $MgCO_3$-nak a szerves kiválasztású $CaCO_3$-hoz szilárd oldatként való hozzáelegyedése (1) a vázrészek kalcit/aragonit arányának, (2) a hőmérsékletnek, (3) a szervezet törzsfejlődési állapotának a függvénye. Az aragonitvázak gyakorlatilag $MgCO_3$-mentesek; a kalcitos vázak $MgCO_3$-tartalma viszont 25—30%-ot is kitehet (10.45. fejezet). A *Corallinaceae* családba tartozó vörös algák vázvastagságának és Mg-tartalmának az egyenlítő irányában tapasztalt növekedését a vízhőmérséklet növekedése indokolja. CHAVE (1954) szerint a $MgCO_3$-tartalom és a hőmérséklet függvényvonala annál meredekebb, minél primitívebb a szervezet *(10.21 ábra)*.

A karbonátos vázak és vázrészek tömeges fölhalmozódása a mészkő és dolomit, esetleg magnezit (16.2131. fejezetrész), az apatitos vázrészeké és ürülékcsomóké a foszforitok, a radioláriák, diatomák és kovaszivacsok opálos vázaié pedig a réteges és gumós tűzkövek, radiolaritok, diatomitok, spongiolitok képződésének fontos feltétele (14., 16., II. kötet, 24., III. kötet, 29. és 26. fejezet). SiO_2-forrást jelenthet még a csillárkák *(Charophyta)*, a zsúrlók *(Equisetales)* és a

fűfélék *(Gramineae)* váza is. Ezzel szemben a vas- és mangán-hidroxidok, a barit, a protodolomit beépülése ritkaságnak számít.

E biogén kiválasztású, de egyszerű vegyületeken kívül természetesen minden élőlény váza több-kevesebb *szerves anyag*ot is tartalmaz. A növények többségének a *cellulóz* és a *lignin*, a gombáknak, a graptolitoknak és ízeltlábúaknak a *kitin*, a szaruvázú szivacsoknak, koralloknak és brachiopodáknak a *spongin* a fő vázanyaga. A kagylók rugalmas sarokpántja *konchiolin*ból, a gerincesek köztakarójának függelékei (a körmök, karmok, paták és tülkök) pedig *szaru*ból állanak.

A neogén és kvarter mészvázakból kromatográfiai módszerekkel könnyen kimutatható és legalább nemzetségre jellemző *aminosavak* összehasonlító vizsgálata nemcsak a héj- és csonttöredékek rendszertani besorolását teszi lehetővé, hanem törzsfejlődési összefüggéseket is megvilágíthat (Szöőr 1969/70, 1971, 1974).

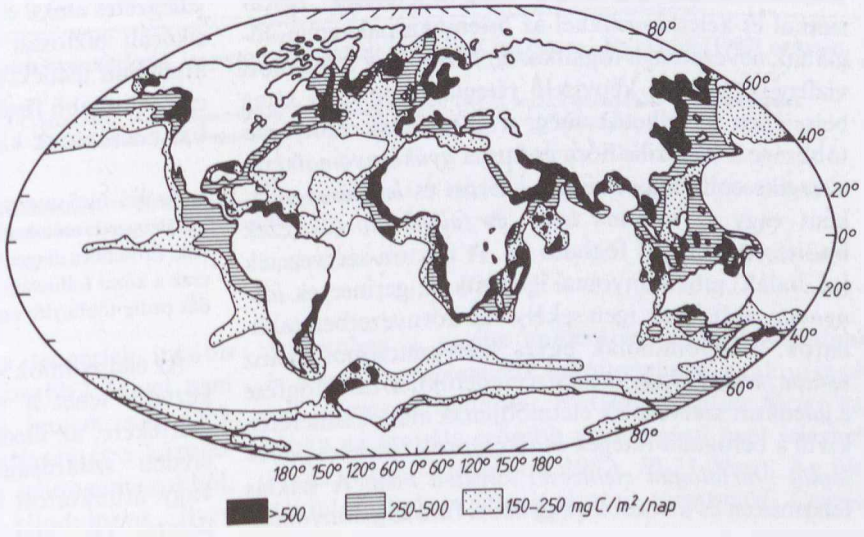


10.21 ábra. A Mg-tartalom és a vízhőmérséklet függvényvonalának a vizsgált növény- és állatcsoportok filogenetikai fejlettségétől való függése Chave (1954) szerint

10.522 A tengervíz és a tengerfenék szerves anyagai a helyben élt vagy beszállított lények tetemeinek bomlásából származnak. E „szerves anyag" mennyisége 1,7-szerese a vízből vagy üledékből kémiailag kimutatható szerves szén mennyiségének; 9/10-e valódi vagy kolloid oldat, 1/10-e lebegő törmelék, sőt élő szervezet. Az oldott szerves anyag átlagos mennyisége a nyílt óceánban 2—3 mg/l, ez azonban a partok irányában több mint tízszeresére növekszik: az Azovi-tengerben 56, a Kieli-öbölben 23,5 mg/l-t tesz ki.

A folyók által évente a tengerbe szállított, kb. 700×10^6 t-nyi szerves anyagnak 80—90%-a oldott állapotban érkezik ugyan, ennek azonban csak kis részét tudják az itt élő szervezetek értékesíteni, a többi lerakódik. A tengeri élet szempontjából elsősorban a tengeri plankton évi 25×10^9 t-ra becsült szervesanyag-termelésének van jelentősége. Az ehhez szükséges tápanyagokat különböző feláramlási mechanizmusok biztosítják (10.5123.fejezetrész). Az algatenyészetnek a feláramlási helyeken bekövetkező feldúsulása a víz sárgásra vagy vörösesre színeződését eredményezi. — Igen gazdag algatenyészet alakulhat ki azonban a folyótorkolatok és a nyílt tengerről lefűződött öblök sekély vizében is, a szárazföldről érkező ásványi tápanyagoknak köszönhetően. Míg a feláramlási helyeken a *Dinoflagellátá*k túlzott elszaporodása, itt a víz hirtelen lehűlése, édes- vagy sósvizek hirtelen betörése okozhat tömegpusztulást.

A Fekete-tenger Vasszojevics (1955; cit. *in* Seibold 1974) által kereken 100×10^6 t-ra becsült biomasszájának évi szervesanyag-termelése $> 20 \times 10^9$ t. Ezt a nagyrészt a vízben lebegő baktériumoktól származó, kb. 200-szoros többletet az elhalt szervezetek szabadon, pelletekbe zártan vagy ásványszemcsékre tapadva *folytonos planktoneső* alakjában lesüllyedő tömege szolgáltatja. <2—4 μm-nyi kalcitszemcsék 0,2—5 súly%-nyi szerves anyagot is képesek magukkal ragadni. Bár a leülepedés mértéke számos tényezőtől függ, Seibold (1974) szerint a tengerfenék minden m^2-ére évente átlagosan 1 kg nedves (ill. 100—150 g-nyi légszáraz) szerves anyag juthat. A világóceán elsődleges produktivitásának megoszlását Koblentz-Mishke *et al.* (1970) nyomán a *10.22 ábra* mutatja be.



10.22 ábra. A jelenkori világóceán szervesanyag-termelésének (produktivitásának) megoszlása Koblentz-Mishke *et al.* (1970) szerint

Könnyű belátni, hogy a produktivitás a biomasszát alkotó alakok szaporodási képességének a függvénye.

A *bentosz* biomasszájának 82,6%-a a világtenger felszínének 7,5%-át kitevő selfeken koncentrálódik. Mennyisége a parti övben m^2-enként 100—5000 g, a selfen átlagosan 200 g; ezzel szemben 3 km mélységig 20 g, ez alatt 0,2 g, a 10,5 km mélységű Tonga-árokban pedig csak 0,001 g. A termelődő szerves anyagnak azonban csak 0,02—2%-a (átlagosan 0,8%-a) válik az üledék részévé. Hogy mennyi marad fönn belőle, azt a szervetlen anyaggal való betemetődés sebessége, a baktériumtenyészet összetétele és sűrűsége és a hőmérséklet határozza meg. Finom szemű üledékek O_2-ben szegény pórusvizében a velük betemetődő szerves anyag bomlása lelassul, ezért a csöndesvízi agyag- és mésziszapok szervesanyag-tartalma általában 6—12-szer nagyobb, mint a homokoké. Az O_2-szegény környezet mind az aerob baktériumtenyészetet, mind az ásó-fúró szervezetek üledékkeverő tevékenységét visszaszorítja. Az anaerob baktériumoknak minden életműködése lassú ugyan, az általuk termelt H_2S mennyiségének megemelkedése az üledék szervesanyag-tartalmának mégis 5—35%-ra való növekedését eredményezheti, ha a szervesanyag-produkció egyébként is nagy. Ezért tekintik az ilyen üledékeket potenciális szénhidrogén-anyaközetnek (III. kötet, 31.23. fejezet).

A jelenkori üledékek szerves anyagában az elemi szén (C) mennyisége 0,1—4%; a nitrogéné (N) 0,02—0,5%; C/N hányadosuk átlaga pedig 8,4. A C egy része már a recens üledékekben is szénhidrogének alakjában lehet jelen (III. kötet, 31.22241. fejezetrész). Más része pedig a kiindulási anyag természetéről tájékoztató *kémiai kövületek*hez kötődik (III. kötet, 31.23235. fejezetrész).

Az üledékek szerves anyagai *nyomelem*-tartalmának a tengervízi átlaggal *(10.2 táblázat)* szembeni emelkedése részint annak az élő testben való dúsulásával, részint a szerves molekulákba való utólagos beépüléssel, részint a szerves bomláshoz kapcsolódó szulfidképződéssel magyarázható. Számos barna- és vörösalga, szaruszivacs és korall teste eleve sok jódot, az osztrigáké és lábasfejűeké Zn-et és Cu-ot, az *Ascidiá*ké pedig V-ot tartalmaz. A Mn, Co, Ni, As, Pb, Sr és F viszont inkább a kemény vázrészekhez kötődik.

10.523 Életműködési nyomok (bioglifák) a földtörténet számos időszakából ismeretesek. Leírásukkal és keletkezésükkel az őslénytan paleoichnológiának nevezett ága foglalkozik. Mivel csak az egykori vízfenék felszínét képviselő réteglapokon és a réteg belsejében figyelhetők meg, a nagyobbak túlnyomó többsége a szesszilis flóra és fauna *gyökérnyomai*ként, a vagilis epifauna *pihenés-*, *kúszás-* és *legelésnyomai*ként vagy az infauna *lakó-* és *falójáratai* (ill. ezek kitöltései) gyanánt fogható fel. A nekton-szervezetek (pl. halak) pihenésnyomai igen ritkák; gerincesek *lábnyomai* pedig csak igen sekély vízi környezetben találhatók. E nyomoknak egyes szervezetcsoportokhoz kötése, sekély- vagy mélyvízi eredetüknek az eldöntése a jelenkori szervezetek életmódjának alapos ismeretén kívül a befogadó rétegek és rétegsorok részletes *petrológiai—faciológiai elemzését követeli meg*. A sziklás felszíneken és kavicsokon gyakori fúrókagylónyomok *(10.20 ábra)* ugyan általában partmenti abráziót jeleznek, a Földközi-tengerben honos *Teredo utriculus* azonban még a 3,5 km mélységben levő sziklát is megfúrja. A fúrószervezetek által megtámadott koralltörzsek már csekély vízmozgás esetén is könnyen összetörnek. Kékalga-fonalak még az ooidokba is behatolnak. Fonalas gombák és zúzmók, marószivacsok *(Cliona)*, mohaállatok, soksertéjű férgek, egyes rákok, tengeri sünök, a kagylók közül a *Teredo-*, *Pholas-* és *Lithodomus*-félék nemcsak a mészkövet, hanem még a gránitot, gneiszt és a lávakőzeteket is megfúrják.

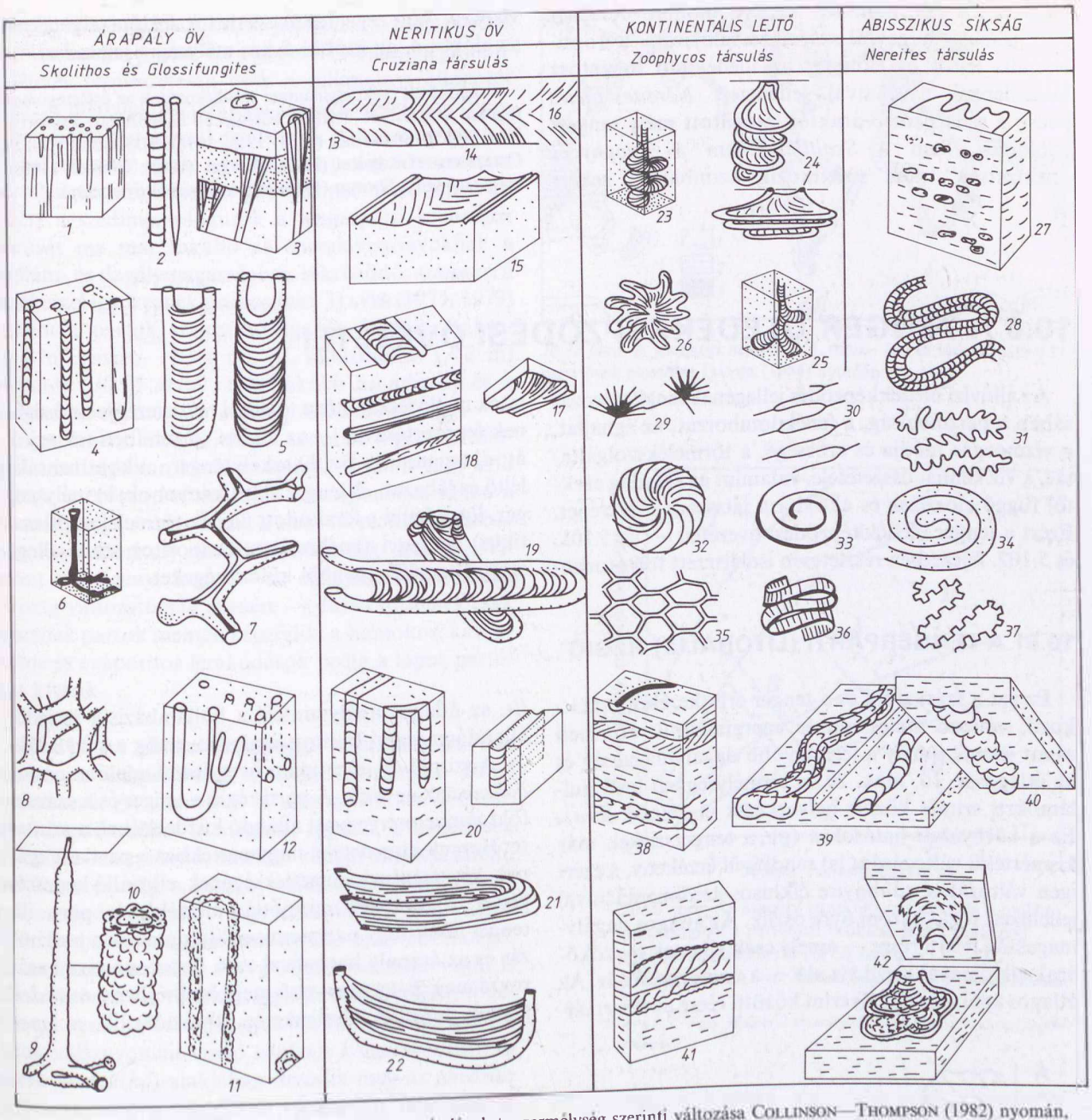
Az *iszapfalók* — miközben táplálékot vagy védelmet keresnek a még laza üledékben — teljesen eltüntethetik annak esetleges lemezességét. Egyetlen tengeri uborka bélcsatornáján 94—175 g, a *Balanoglossus* nevű féregén pedig 250 g üledék halad át naponta. Mivel m^2-enkénti számuk 100—200-at is elér, évente több kg/m^2 iszapot képesek átdolgozni, miközben társaik lakó- vagy falójáratait is tönkreteszik. Ugyanazon faj járatainak alakja az iszap agyagos vagy homokos jellege szerint változhat.

Az iszapfalók csökkentik az üledék szervesanyag- és mésztartalmát, nyálkáikkal összeragasztják az üledék szemcséit, elősegítik a járatkitöltések piritesedését, a rajtuk áthaladt üledékszemcsékből ürülékgömböcskéket és -füzéreket formálnak. *A bioturbáció* az üledék homogenizálásával növeli annak suvadásra hajlamosságát, a fosszíliák összekeverésével csökkenti azok rétegtani értékelhetőségét. A trópusi és szubtrópusi tengerek iszapfaló rákjainak 1 m mélységű járatai az üledék diagenezisét is befolyásolják. Az autochton helyzetben levő koprogén szemcsék lehetővé tehetik az oxikus/anoxikus határ üledéken belüli felismerését, a gyttja, valamint a szapropél (8.512. fejezetrész) elkülönítését.

Az *ürülék-eredetű pelletek* gyakran nagy mennyiségben mosódnak össze. Anyaguk „glaukonit", pirit vagy szerkezet nélküli $CaCO_3$. Fosszilisan idáig csak a jellegzetes alakú és/vagy díszített pelletek származását sikerült biztosan tízlábú rákokhoz kötni. A férgek általában üledékfelszínen nyugvó ürülékcsomókat, a csigák inkább füzérszerűen befűződött ürülék-fonalakat bocsátanak ki.

Az ásó–fúró szervezetek építményei, lakócső- és járatkitöltései a mélytengerek csöndesebb vizében elég sokáig épségben maradhatnak. Erősebben diagenetizált kőzetekben azonban ezek nyomát már csak a kőzet foltossága őrzi (III. kötet, *26.41 ábra*). A dolomitosodás pedig többnyire ezeket a foltokat is eltünteti.

Az életnyomok jó *fáciesjelzők*: segítségükkel következtetni lehet a víz mélységére, mozgatottságának mértékére, az üledékképződés sebességére, az üledék eredeti szilárdságára, tápanyagtartalmára, eredeti vagy átbuktatott helyzetére, tavi vagy tengeri eredetére. (A tavi életnyomok uralkodóan cm-es



10.23 ábra. A gyakoribb életnyom-társulások összetételének tengermélység szerinti változása COLLINSON—THOMPSON (1982) nyomán, egyszerűsítve

Skolithos és Glossofungites társulás: *1–2.* Skolithos. — *3.* Cylindrichnus. — *4–5.* Diplocraterion. — *6–7.* Thalassinoides. — *8, 9, 10, 11.* Ophiomorpha. — *12.* Arenicolites.
Cruziana társulás: *13.* Rusophycus. — *14–15.* Cruziana. — *16.* Diplichnites. — *17.* Phycodes. — *18–19* Rhizocorallium. — *20, 21, 22.* Teichichnus.
Zoophycos társulás: *23, 24, 25, 26.* Zoopychos.
Nereites társulás: *27.* Helminthoida. — *28.* Nereites.
Zoophycos—Nereites társulás: *29.* Oldhamia. — *30.* Urohelminthoida. — *31.* Cosmoraphe. — *32.* Spirophyton. — *33.* Spirophycus. — *34.* Spiroraphe. — *35.* Palaedyction. — *36.* Dictyodora. — *37.* Palaeomeandron. — *38, 39, 40.* Scalarituba. — *41–42.* Lophoctenium.

nagyságrendjével szemben ui. a tengeriek inkább dm-esek, és alakjuk is változatosabb.) Mivel nem magukról az ősmaradványokról, hanem csak azok építménytípusairól van szó, a mélység és a környezet megítélésénél nem az egyes ichnogenuszokból, hanem azok társulásaiból kell kiindulnunk. Ilyen értelemben a vagilis epibentosz kúszásnyomainak és a szuszpenziószűrők lakóüregeinek gyakoriságával jellemzett *Skolithos + Glossifungites fácies* valóban az árapály erősebb vízmozgású övét jelezheti (COLLINSON—THOMPSON 1982; *10.23 ábra*). Az üledékfaló rákok és férgek járatait tartalmazó *Cruzia-*

na-fácies a self neritikus részére utalhat. A *Zoophycos-fácies* férgektől származó falójáratai a kontinentális lejtőt és előterét, az üledékfaló inbentosz meanderező nyomaival jellemzett *Nereites-fácies* pedig a szuszpenzió-áraktól látogatott mély tengert jelölhetik. Sem a *Scolithos*, sem a *Zoophycos* „nemzetség" nem szorítkozik azonban a sekély vizekre: WETZEL (1983) szerint a Fülöp-szigeteknél az előbbi 4, az utóbbi 5 km mélységig jelen van.

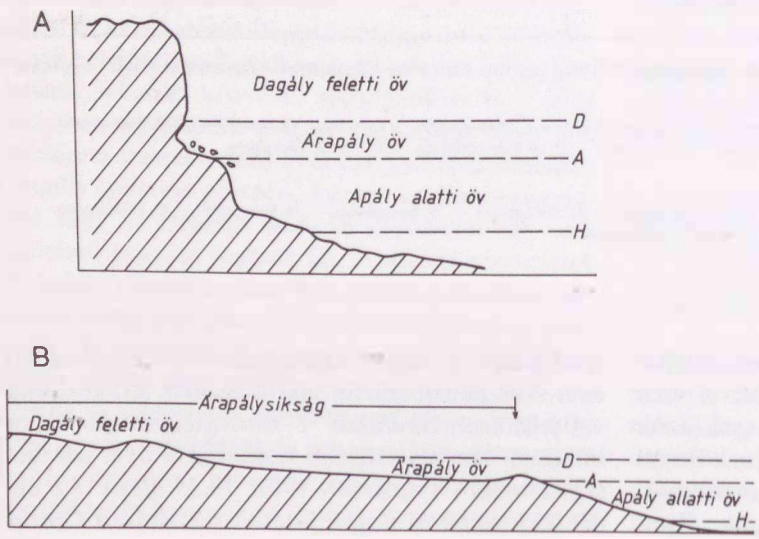
A fentiekkel csak felvillantani szándékoztunk az őséletnyomok földtani jelentőségét. További bőségesebb tájékoztatást LESSERTISSEUR (1955), SEILACHER (1953, 1956, 1978), HÄNTSCHEL (1962), COLLINSON—THOMPSON (1982), WETZEL (1983), CURRON (1985), magyarul pedig BOGSCH (1968) közleményeiből nyerhetünk.

10.6 A TENGER ÜLEDÉKKÉPZŐDÉSI ÖVEZETEI

Az állóvízi üledékképződés jellegének meghatározásában a parttávolság, a fenékdomborzat, az éghajlat, a vízmozgás módja és erőssége, a törmelékszolgáltatás, a víz kémiai összetétele, valamint az élővilág ezektől függő eloszlása és aktivitása játssza a főszerepet. Ezért a tenger üledékképződési övezeteit — az 5.101. és 5.102. fejezetben részletesen ismertetett folyótorkolatok mellőzésével, de a további részletezés lehetőségének fenntartásával — az alábbi sorrendben tekintjük át: *a*) tengerparti öv, *b*) sekélytenger, *c*) kontinentális lejtő és lábazat, *d*) tenger alatti kanyonok, *e*) mélytenger. Ezen belül a lerakódott üledék törmelékes (klasztikus) és vegyi (karbonátos, evaporitos stb.) jellege szerint teszünk további különbségeket.

10.61 A TENGERPARTI (LITORÁLIS) RÉGIÓ

Ez azt a szárazföld és a tenger érintkezésén mutatkozó, változó szélességű és energiaszintű, átmeneti sávot jelenti, amely a legnagyobb dagálymagasság és az átlagosan 10, max. 20 m vízmélységben levő hullámbázis szintje között helyezkedik el *(10.24 ábra)*. Ez a környezeti hatásokra (pl. a tengerszintek már kismértékű változására is) rendkívül érzékeny, s ezért igen változatos, többnyire ciklusos szedimentációval jellemzett régió három övre oszlik. Az átlagos dagálymagasság feletti része — amely csak viharok és szökőárak alkalmával kerül víz alá — a *szupratidális öv*. Az átlagos apály- és dagályszint közötti része az *intertidális*, az átlagos apályszinttől a hullámbázisig terjedő, állandóan vízzel borított szakasza pedig a *szubtidális öv*. A szupra- és intertidális övet összefoglalóan *peritidális övnek* nevezik. A parti régió a tenger és a szárazföld térnyerésért vívott állandó küzdelmének a színtere. Harcuk kimenetelét nagymértékben a part anyagának, kitettségének, meredekségének, ellenálló képességének, a törmelék-utánpótlás mértékének, part, ill. tenger felőli vagy partmenti szállítódásának a hullámzás és az árapály hatásaival való összefonódása határozza meg. Ezt a tényt első megközelítésben a *meredek partok* pusztuló (destrukciós, abráziós), ill. a *lapos*



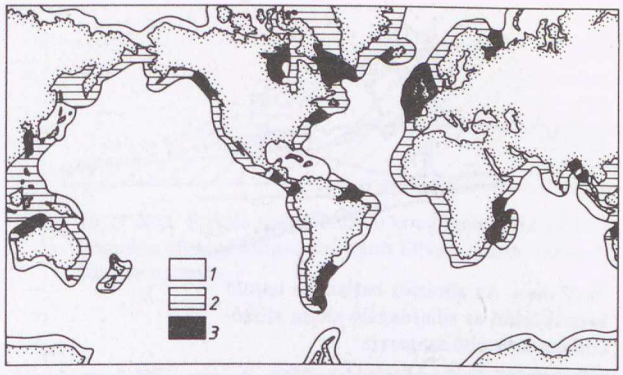
10.24 ábra. A dagály- *(D)* és apályszint *(A)*, valamint a hullámbázis *(H)* helyzete meredek **(A)** és lapos **(B)** parton

partok épülő (konstrukciós) jellegének a kiemelésével szokás hangsúlyozni. Ez a geomorfológiai megkülönböztetés természetesen csak a pillanatnyi állapotot jelzi. A meredek partszakasz szárazföld-irányú, fokozatos hátrálása következtében ui. a pusztuló part is épülő jellegűvé válik; a lapos part pedig a tengerszint hirtelen megsüllyedésével meredek parttá alakulhat át. Ezért a szedimentológusok a tengerparti jelenségek leírását ma már inkább az energiaviszonyoknak a hullám- és dagálymagasságban tükröződő, számszerű értékeivel igyekeznek pontosítani. HAYES (1975, 1979) szerint a partok szaggatottsága az árapály makro- (>4 m), mezo- (2—4 m), ill. mikrotidális (<2 m) voltától *(10.25 ábra)*, még inkább az árapály és a hullámzás együttes hatásától *(10.26 ábra)* függ.

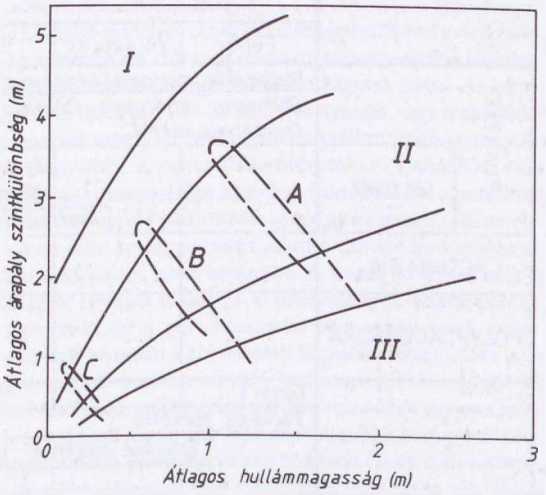
A partmenti üledék jellegét azonban a geomorfológiai adottságokon kívül az éghajlat humid vagy arid jellege is erősen befolyásolja. A csapadékos klíma a törmelékes, a száraz klíma a nem-törmelékes (karbonátos, evaporitos) üledékképződésnek kedvez. Viszont az is tény, hogy — az éghajlati különbségek okozta változatosság ellenére — durva törmelék csak meredek partok mentén képződik; a homokos, karbonátos és evaporitos lerakódások pedig a lapos partokat kísérik.

10.611 Az abráziós jellegű, meredek partok mentén a szárazföld és a tenger érintkezése szinte vonalszerű. A viharoktól is támogatott, kavicsokat, sőt kőzettömböket is magával ragadó, a kőzetrések levegőjét összepréselő, amellett kémiai oldást is kifejtő hullámverés még a kemény sziklákat is nagy erővel porlasztja és vájja alá. Az így kialakuló *abráziós fülkék* és *barlangok* mennyezetének leomló és továbbmozgó, de uralkodóan helyi, durva kőzettörmeléke végül is *abráziós breccsa*, valamint igen jól osztályozott, tökéletesen kerekített szemű, gyakran fúró—maró szervezetek vájásnyomait viselő *abráziós konglomerátum és durva homok(kő)* alakjában őrződik meg az *abráziós padka* (színlő, terasz) kissé egyenetlen felszínén. E padka lazább kőzetekben (agyagban, homokban, alapmorénában, vulkáni tufában) 1—3, néhol 34 m/év sebességgel, enyhén emelkedve nyomul előre a tenger szintjéből a szárazföld irányába. Kidolgozásában a szélviharoknak, a föld- és tengerrengésnek, a fizikai mállásnak, a víz leöblítő hatásának és a gravitációs tömegmozgásoknak is jelentős szerepük van. A viszonylag keskeny abráziós törmeléksáv az abráziós padka előnyomulása folytán jelentősen kiszélesedhet.

A kubai *Hicacos*-félsziget É-i, 1—2 m magasságú, neogén zátonymészkőből álló partját kísérő, 6—7 m szélességű abráziós zóna dagályszintjében hosszan elnyúló, 2—3 m szélességű abráziós fülke formálódott. Mivel ez a fülke a part menti karszt beléje hatoló függőleges kürtőin át a part felszínével is kapcsolatban van, az erős hullámzáskor belé nyomuló víz a kürtőkön át gejzirszerűen lövell



10.25 ábra. A jelenkori makro- *(1)*, mezo- *(2)* és mikrotidális *(3)* parti övek eloszlása DAVIES (1964) nyomán



10.26 ábra. Az árapály szintkülönbségének és a hullámmagasságnak a partvonal beöblösödésére gyakorolt együttes hatása HAYES (1979) szerint

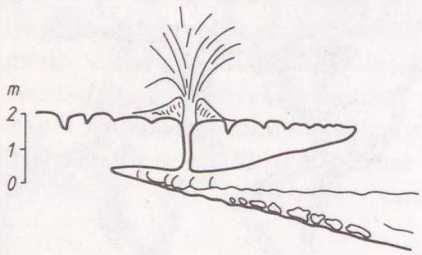
I. Árapály uralta part. — *II.* Átmeneti jellegű part. — *III.* Hullámzás uralta part.

A, *B* és *C*: Nagy, közepes és kis energiájú, nagy, közepes és kicsiny beöblösödések.

ki. A vízzel együtt kidobott tengeri fűnek a felszínen való felhalmozódása a kürtők szája körül 1/2 m magasságot is elérő kúpokat alakít ki. A szupratidális karsztfelszín éles és hegyes, karros bemetsződései az clárasztás és vízfröccsenés gyakoriságának megfelelően a partél irányában növekednek, s az abráziós fülke mennyezetét elérve, közreműködnek annak leszakadásában *(10.27 ábra)*.

Az abráziós partok életközösségében a sziklákra tapadó, mészvázú *korallok*, *Balanusok*, *Patellák*, *Ostreák*, a kavicsokat is kilyuggató *fúrókagylók* és *maró-szivacsok* játsszák a főszerepet. Vékonyhéjú kagylók csak az algaszőnyegre tapadva, vagy a repedésekbe és üregekbe húzódva találhatók.

Az életközösségek elhelyezkedésében bizonyos zonáció is megfigyelhető. A skandináv partok dagály fölötti régiójának „fekete



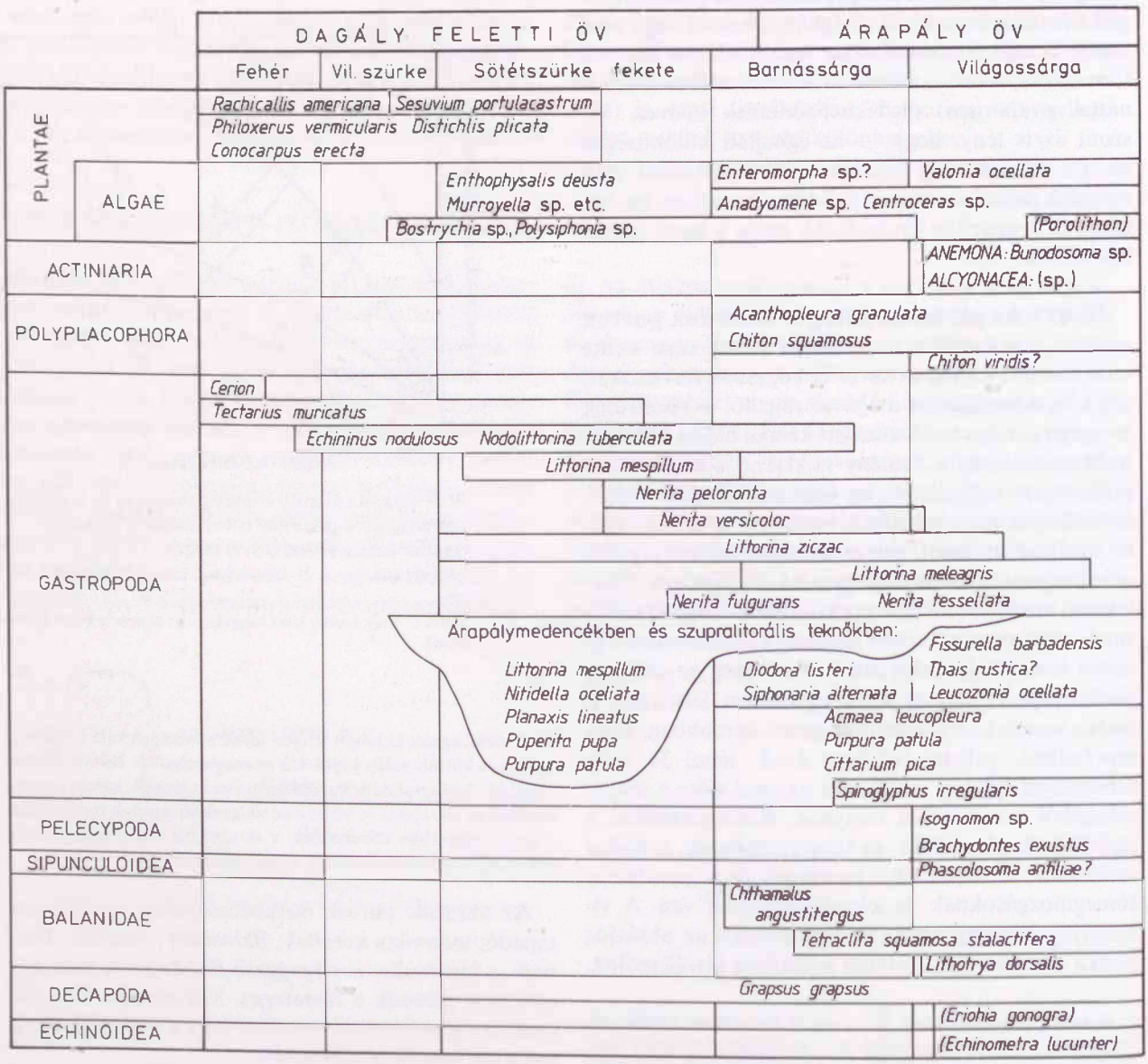
10.27 ábra. Az abráziós barlangba hatoló karsztkürtőn át vihardagály idején szökőkútként kilövellő tengervíz

Hicocos-félsziget, Kuba. — RADÓCZ GY. vázlata.

öv"-ét pl. SEIBOLD (1974) szerint tartós kiszáradást is elviselő algabevonat jellemzi. A dagály- és apályszint közé eső, ritmikusan átnedvesedő és kiszáradó övben kacslábú rákok *(Balanidák)* élnek. A középvíz szintjében élő, sötét színű algák védelme alatt rákok, csigák, mohaállatok, polipok húzódnak meg. Kissé mélyebben szivacsok élnek. Az algák között mészkiválasztó vörös moszatok jelennek meg. Felszaporodnak a fúrószervezetek. A repedésekben és a kőzettömbök alatt rablószervezetek tanyáznak.

RADÓCZ (1979) szerint a kubai Santa Cruz del Norte sziklás partjainak árapály övét a mészkőrétegeknek a rajtuk megtelepedett egysejtű algáktól eredő *sárga*, árapály fölötti részét pedig *fekete* és *szürke* elszíneződése jellemzi. A többi élőlény megoszlása — bizonyos átfedésekkel — ezt a színbeli zonációt követi *(10.28 ábra)*.

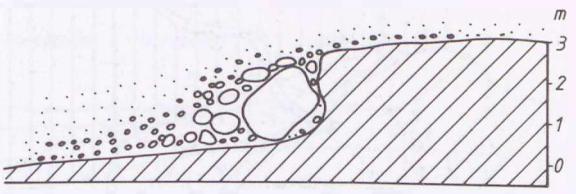
Azt, hogy Norvégia és Kalifornia középső- és újpleisztocén korú abráziós színlői 50—100, sőt > 350 m



10.28 ábra. A sziklás parti színzónák és élettársaságok összefüggése Kubában és környékén, RADÓCZ (1979) szerint

magasságban helyezkednek el a mai tengerszint fölött, a kontinens holocén kori megemelkedésének tulajdonítják. A Földközi-tenger körüli, 80—100, 55—60, 30—35 és 15—20 m-es parti teraszok képződését az interglaciális tengerszint-emelkedésekkel, a víz alatti színlők keletkezését pedig a glaciális tengerszint-süllyedésekkel hozzák kapcsolatba.

Abráziós nyomok általában *a transzgressziós rétegsorok alján*, az őket beborító későbbi üledék védelme alatt maradnak fenn. Legszebb hazai előfordulásaik a szendrői- és upponyi-hegységi, ill. észak-bükki alsó-miocén alján *(10.20 ábra)* találhatók, fúrókagylók és marószivacsok vájta mészkőtömbökkel és -kavicsokkal, gyér makrofaunával. A Budai-hegységben a felső-eocén, a Dunazug-hegységben a középső-miocén transzgressziójához kapcsolódik abráziós kavics. A sümegi Mogyorós-domb alsó-pannonban kiemelkedő DNy-i peremének bemaródásokkal tarkított felső-triász és júra sziklafelszínein leszakadt mészkőtömbök, jól koptatott görgetegek, kavics és durva homok fölfelé finomodó sora települ *(10.29 ábra)*.



10.29 ábra. Sziklás parti abráziós konglomerátum és durva homok a sümegi Mogyorós-domb DNy-i részén, Haas J. vázlata nyomán

10.612 A sziliciklasztos lapos partok többnyire — bár nem kizárólag — kvarcból álló üledékei gyakorlatilag monominerálikusak. Az üledékszolgáltató háttértől függően azonban más kőzet- és ásványtöredékeket is tartalmazhatnak. Kevésbé ellenálló alkotórészeiknek a finom elegyrészeket gyarapító bomlása, az üledék ebből eredő összetételi és szöveti érettsége természetesen a hullámzás, áramlás és árapály mozgatta szemcsék kopásával arányos. Az üledékek *vagy* homokpartokat és árapálysíkságokat építenek föl, *vagy* homokzátonyokon és azok mögötti lagúnákban *vagy* mocsaras iszapsíkságokon, ill. partmenti sekély vizekben rakódnak le, gyakran pedig fluviális üledékekkel fogazódnak össze. E környezetek azonban nem különülnek el élesen, s a nagyobb deltákon, esztuáriumokon és lagúnákon belül szorosan össze is kapcsolódnak (*10.24* és *10.30 ábra*).

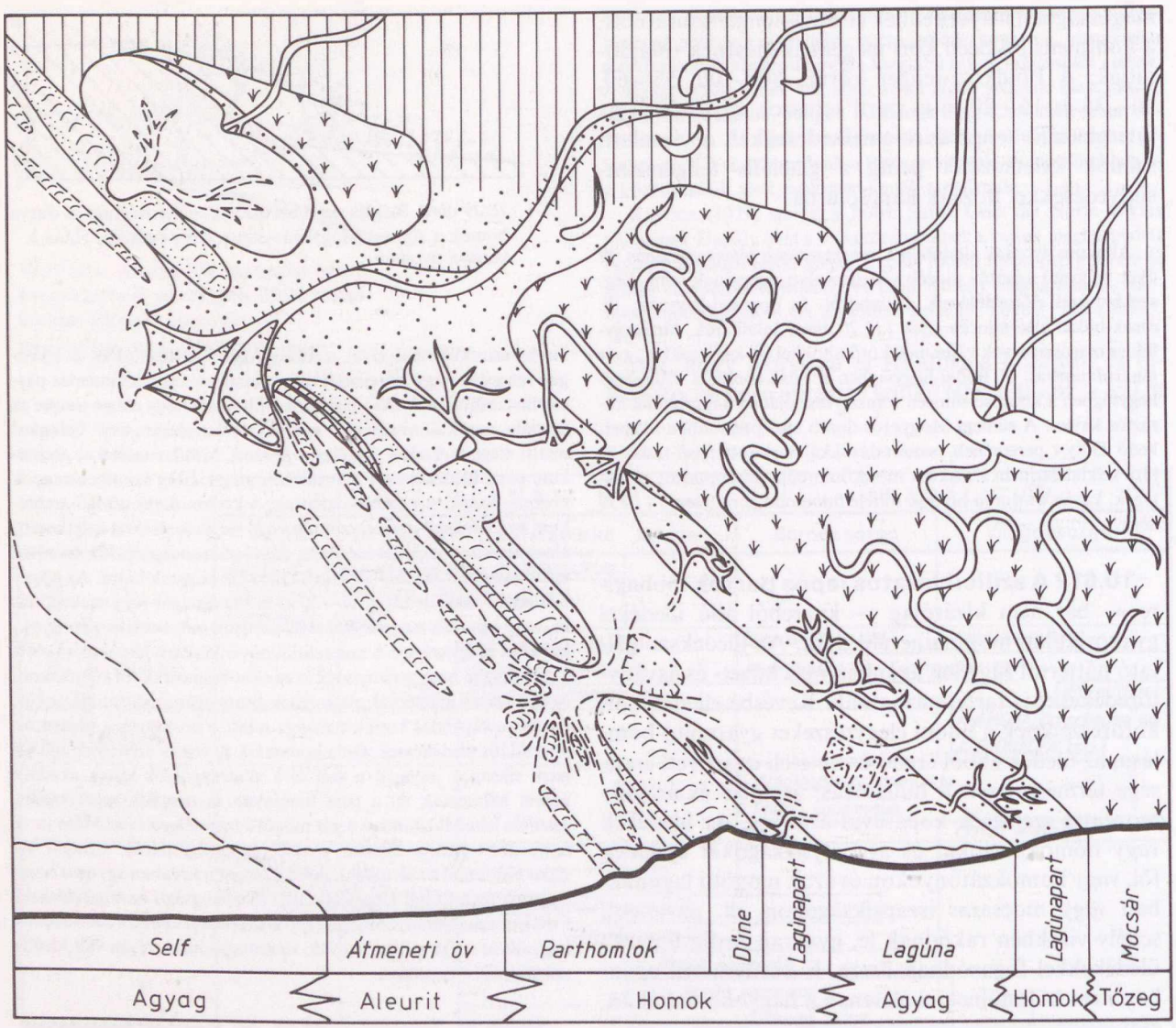
A meredek- és laposparti fáciesek felismerésének mind az ősföldrajzi kép, mind az ásványi nyersanyagkutatás szempontjából nagy jelentősége van. Az egykori tengerelöntés határainak biztos megállapításán kívül még az árapály méretének, a hullámzáshoz való viszonyának, a lerakódási mélységnek a meghatározását is lehetővé teszik. A parti öv képződményei gyakran jelentős nehézásvány, uránium, kőszén és szénhidrogén felhalmozódásokat rejtenek. Ide tartoznak pl. DNy-Afrika száraz partjainak kitermelésre érdemes gyémánt és arany lelőhelyei, egyes negyedidőszaki homokpartok cirkon, monacit, rutil, ilmenit és turmalin torlatai, Dél-Texas epigenetikus urántelepei, a Föld számos tőzeg- és kőszéntelepe, az észak-angliai karbon, a montanai, utahi, coloradói és új-mexikói kréta üledéksor szénhidrogén-tároló homokrétegei.

A partmenti üledékek legidősebb rétegsorokban való gyakoriságát Galloway és Hobday (1983) szerint a kontinensek mainál jóval kisebb szintkülönbségeivel, a sekélytengeri platformok és az epirogén tengerek nagy kiterjedésével, valamint a vegetációmentes partok instabilitásával magyarázható. Föltehető, hogy ebben eleinte az árapály szintkülönbségének a Hold prekambrium-eleji befogása miatti megnövekedése is szerepet játszott. Mindazonáltal az archaikum parti üledékei csak a kezdetben még kicsiny kontinensmagok keskeny szegélyeire szorítkozhattak. A kratonoknak a késő-archaikum és a középső-proterozoikum közti terjeszkedésével keletkezett, alacsony kontinenseket időnként elárasztó transzgressziók azonban már vastagabb árapály-síksági üledékeket hagytak hátra. Az e korbeli intertidális üledékek 12—20 m-es vastagságát *vagy* makrotidális, *vagy* a partok megsüllyedésével párosult mikrotidális viszonyokkal lehet magyarázni. A szárazföldi növénytakaró kialakulása előtt a folyók igen nagy mennyiségű homokot halmoztak föl a partokon, és ez a lassan alámerülő platformok gyors gyarapodását idézte elő. Az agyagképződés korlátozottsága miatt a proterozóos medencék intertidális üledékeinek zöme homokkő. A száras növények nélküli parti síkságok anyagát a szél és a vihardagályok szinte akadály nélkül halmozták fel a part homlokán és a selfek belső szélén. Jelentős lehetett azonban a gát mögötti lagúnák elárasztódása is. A fanerozóos partok hosszan elnyúló homokgátjainak anyagát viszont már mind a szárazföld, mind a tenger irányában *agyagos* iszap övezi. A texasi Gulf Coast sok száz m vastagságú harmadidőszaki Frio Formációjának homogén zátonyhomokja éppen a szomszédos lagúnák és selfek pélitjeivel való összefogazódása révén vált ideális szénhidrogén-csapdává.

10.6121 Homokpartok és homokzátonyok. Ezeknek a deltákhoz kötött vagy azoktól független, hosszú és viszonylag keskeny lerakódásoknak az anyagát vagy folyóvíz, vagy partmenti áramlás halmozza fel. Képződésüknek a terrigén törmelék állandó utánpótlódása, kis és közepes erősségű hullámzás, mikro—mezotidális árapály, valamint közepes stabilitású, enyhe lejtésű parti lapály a feltétele. Létrejöttükben — akár közvetlenül (lásd *9.26* és *9.28 ábra*), akár a max. 5 m mélységben 15—17 cm/s sebességgel haladó partmenti áramlás keltése útján (lásd *9.29*, *9.30* és *9.32 ábra*), akár vihar okozta fölerősödése révén — a hullámzásnak van fő szerepe.

A homokpartok az árapályszintek alapján a *10.31 ábrán* látható módon tagolhatók:

a—b) A *parti homoktest* (beach; *10.31 ábra, II*) szupratidális hátterének (backshore) jól osztályozott anyagát a szél olyan, a szárazföld belseje felé mozgó parti dűnékké fújja ki, amelyek vályús keresztrétegzettségű sorozatai 32—37°-kal szélirányban dőlnek. A homoktest e dűnéktől a beltengerekben és a zártabb selfeken 5—8, az óceánok szegélyén 10—12, esetleg 18—20 m vízmélységben levő



10.30 ábra. Laposparti környezetek geomorfológiai és üledékképződési egységeinek összefüggése, REINECK, H.-E.—SINGH, I. B. (1975) *in* BÁLDI (1978) vázlata nyomán, módosítva

hullámbázisig terjed. Az itt kezdődő *átmeneti öv*ben a homok már a nyílt tenger aleuritjával kezd összefogazódni.

A homokpart szelvénye jelentős szezonális változásoknak van alávetve. Míg a nyári laposabb hullámok hordaléka az intertidális *partszegély* (foreshore) felső peremén lapos *gát* (berm) alakjában rakódik le, a téli viharhullámok ennek anyagát az állandóan vízzel fedett lejtőn nyugvó, egymástól *vályúk*kal (runnel) elválasztott *víz alatti zátonyok*ká (offshore bar) halmozzák át *(10.31 ábra, III)*. A meredekebb partokon télen tépőáramlási sejtek (lásd *9.32 ábra*) is kialakulnak.

A partszegélynek és a homoktest állandóan vízzel borított *homlok*ának (shoreface) lejtését a kifelé és a befelé irányuló üledékszállítás egyenlőtlensége határozza meg. Az üledékszemcsék ui. csak a súlyuknak megfelelő magasságig sodródnak e lejtőn fölfelé, a partra kifutó víz egy része pedig beszivárog. Mivel a beszivárgás mértéke az üledék áteresztőképességének a függvénye, a legmeredekebb lejtő kavicsos parton alakul ki. Finom homokon a lejtőszög SEIBOLD, (1974) szerint 2°; 0,25 mm-es szemcsenagyságnál 4°; durva homokon 8°; kavicsos homokon pedig 25°-ot is elérhet. INMAN és BAGNOLD (1963) szerint a helyi lejtőszög (α) nagyságát a

$$\operatorname{tg}\alpha = \operatorname{tg}\varphi\,(1-d/1+d) \qquad (10.8)$$

képlet határozza meg, ahol φ a belső súrlódási együttható, d pedig a visszafelé mozgás energiájának a part felé tartó hullám energiájához viszonyított értéke. Ha $d = 1$, akkor a két energia egyenlő egymással, és $\operatorname{tg}\alpha = 0$. Egyenlőtlenség esetén azonban d a nullához, $\operatorname{tg}\alpha$ pedig a $\operatorname{tg}\varphi$-hez közeledik, s a parthomlok lejtése anyagának természetes rézsűszögét közelíti meg.

*c) A homokpart*nak az eolikus dűnék és a partszegélyi gát közötti *hátulsó*, deflációs *része* általában csak viharok alkalmával kerül víz alá. A loccsanásos vagy hullámverte, intertidális *partszegélyen* viszont áramlási lineációt mutató síkrétegek, romboidális fodrok és antidűnék, egyenes gerincű vagy aszimmetrikus fodrok, igen gyakran pedig a parttal párhuzamos csapású, aszimmetrikus gerincek képződnek, s ezeket *sekély*, 100—200 m szélességű *vályúk* választják el egymástól. Ezeket a csendes időjárás esetén szárazföld felé ván-

10.31 ábra. I. A homokparti környezetek REINECK—SINGH (1975)-féle felosztása

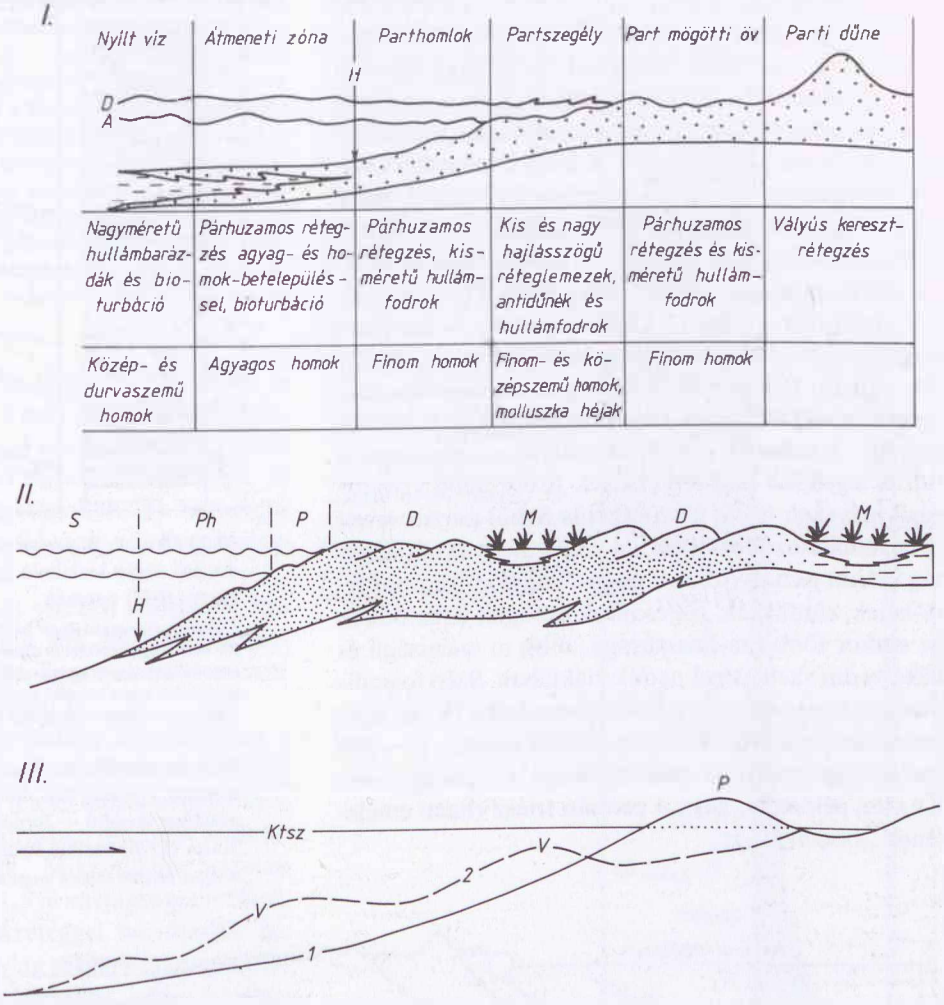
D = Dagályszint. — *A* = Apályszint. — *H* = Hullámbázis.

II. Egy parti homoktest vázlatos képe

S = self. — *H* = hullámbázis. — *Ph* = parthomlok. — *P* = partszegély. — *D* = dűne. — *M* = mocsár.

III. A homokpart nyári *(1)* és téli *(2)* szelvénye a partszegélyi gát *(P)*, ill. a víz alatti homokzátonyok *(V)* feltüntetésével, KOMAR (1976) nyomán, módosítva

Ktsz = közepes tengerszint.

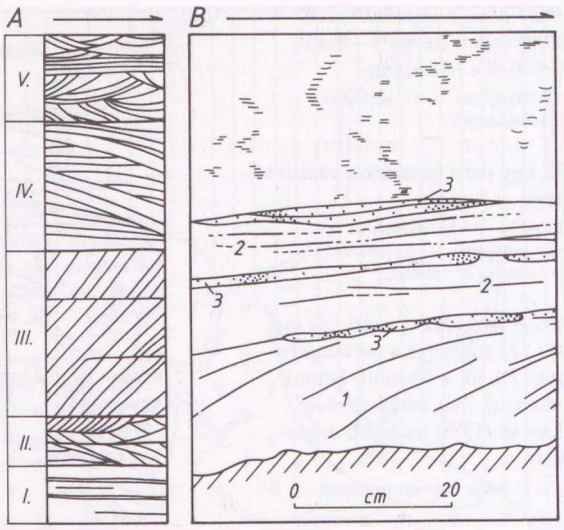


dorló s így az elválasztó vályúkat feltöltő gerinceket a viharok üledékeinek laposan a tenger felé dőlő lemezei mintegy lefejezik. A viharok elültével azonban az említett szerkezeti elemek képződése egy új ciklusban továbbfolytatódik. A partszegélyi gerincek szárazföld-irányú vándorlásához kapcsolódó üledékciklus belső szerkezetét a *10.32 ábra A* része, szárazföld felé lejtő lemezeiknek antidűnék általi megszakítását pedig a *10.32 ábra B* része szemlélteti.

d) *A part*nak az átlagos apályszinttől az átlagos hullámbázisig terjedő *homloka* (shoreface) eleinte meredeken lejt, majd fokozatosan ellapul. Felső szakaszát főleg a partra ferdén kifutó hullámok keltette partmenti áramlás (kisebb mértékben a tépőáramlások), alsó részét viszont az árapály és a vihar okozta áramlások formálják. Ezért számos, a parttal többé-kevésbé párhuzamos *víz alatti homokzátony* (offshore bar) alakul ki rajta; ezek anyaga a tenger irányában finomodik, távolsága nő, magassága pedig csökken. Az üledéknek ezt a legtöbb homokparton észlelhető, szárazföld-irányú durvulását BAGNOLD (1940) azzal magyarázza, hogy a vízrészecskéknek a sekélyvízi hullámhegyek alatti, előre irányuló orbitális mozgása (lásd *9.13 ábra*) rövid időtartama ellenére is munkaképesebb, mint a tenger-irányú mozgásuk. Ezért a hullámtaraj által a szárazföld felé mozgatott durvább szemcséket a visszafolyó víz már nem bírja magával ragadni. A homokzátonyok belső szerkezetét a tenger felőli laposabb oldalukon laposan kifelé lejtő sík ferderétegzésnek és a szárazföld felé irányuló homokfodroknak, tetejükön horizontális lemezeknek és vályús keresztrétegeknek, szárazföld felőli, meredekebb oldalukon pedig meredeken befelé lejtő sík ferderétegeknek és homokfodroknak a váltakozása jellemzi. A gerincek közti teknők finomabb homokjában kialakult vályús ferderétegek iránya a parttal párhuzamos áramlást követi.

Mivel a hullámzás a szuszpendált finom frakciót eltávolítja, *az intertidális homokzátonyok* 0,3—1,0 mm-es szemcsenagyságú *anyaga többnyire jól osztályozott;* szemcséi eléggé kerekítettek. Még jobban osztályozott a *parti dűnék* csillám- és aleuritmentes, bár némileg finomabb homokja. *A szubtidális homokhoz* azonban a hullámbázis tájékán *egyre több kőzetliszt és agyag keveredik*, ezért átlagos átmérője és osztályozottsága a tenger felé csökken. De mivel mérsékelt hullámzás esetén az egész homoktest is ebben az irányban terjeszkedik *(10.33 ábra)*, az alsó finomabb rétegeket idővel egyre durvább homok fedi be. Ezért a *kicsiny hullámenergiájú fosszilis–szubfosszilis parti homoktestek szelvényében* — a ferderétegzettségi irányok váltakozása mellett — *fordított gradáció figyelhető meg* (REINECK—SINGH 1971; *10.34 ábra*).

Erős hullámzás esetén a parti homok felépítésében az elsődleges üledékszerkezetek uralkodnak; a biogén építmények vagy nem maradnak meg, vagy eleve ki sem fejlődnek. Kis energiájú partok homokját azonban infaunája teljesen homogenizálhatja, s amellett gyöngén osztályozottá teheti. Közepes hullámzás esetén az üledékben a fizikai és a biogén hatásoknak a viharos és a csöndes időjárási szakaszokat tükröző váltakozása hagyhat nyomot. A csöndesvízű homokpartok réteglapjain szimmetrikus homokfodrok mellett gyakoriak a (féreg-) kúszásnyomok. A fajokban szegény infaunát férgek *(Corophium, Arenicola)*, kagylók, csigák, tízlábú rákok alkotják, de kígyókarúak, tengeri uborkák és szív alakú tengeri sünök is előfordulnak. A csöndes partok tengeri fű- és algarétjei a rajtuk legelésző csigák élőhelyei. A hevesebb vízmozgású helyeken pedig a szubtidális övből partra vetett és itt felhalmozódott (lásd: *16.13 ábra*), gyakran nagyság szerint osztályozódott csiga-, kagyló-, foraminifera-héjak, süntüskék, sőt csontok és fogak temetődnek be olykor több km hosszúságú, több m szélességű és néhány dm vastagságú padok alakjában. Szép fosszilis példáját nyújtja ennek a Borsodi-medence IV. sz. barnakőszéntelepének közvetlen fedőjét alkotó, 10—200 cm vastag congeriás pad milliónyi *C. clavaeformis* KRAUSS példánya, vagy a germán triász rhaeti emeletének „bonebed"-je.

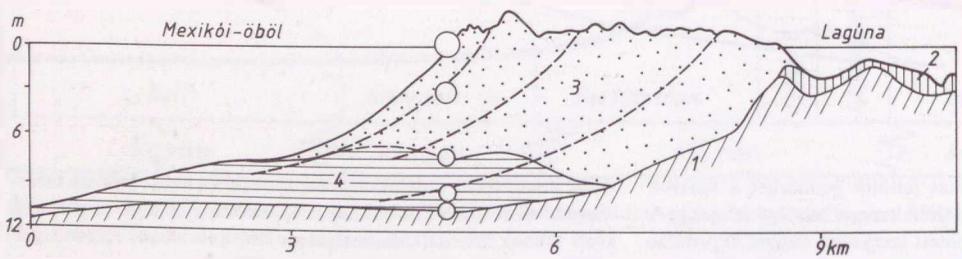


10.32 ábra. A: A partszegélyi gerinc szárazföld felé vándorlása során kialakuló üledékciklus ideális szelvénye, ELLIOTT (1978) nyomán

I. Viharüledék enyhén tenger felé dőlő lemezei. — *II.* Mélyedéskitöltés tenger felé dőlő réteglemezekkel és ellenkező dőlésű fodorlemezekkel. — *III.* A kifelé vándorló partszegélyi gerinc szárazföld felé meredeken dőlő lemezei. — *IV.* A parthomlok tenger felé dőlő lemezei. — *V.* Az apályterasz ívesen keresztrétegzett és vízszintes lemezességű homokja.

B: A partszegélyi gerinc szárazföld felé meredeken dőlő lemezeit *(1)* elmetsző, horizontális lemezek *(2)* három — antidűne eredetű — ferderéteg sorozattal *(3)*, HAYES—KANA (1976) vázlata nyomán

A nyilak mindkét ábrán a tenger felé mutatnak.



10.33 ábra. A texasi Galveston-sziget homokgátjainak a tenger felé való vándorlása BERNARD *et al.* (1962) szerint

1. Idősebb üledék. — *2.* Lagúnabeli agyag és homok. — *3.* A parti gát homokja a gát növekedését jelző szaggatott vonalakkal és a legnagyobb szemcseátmérőnek a rétegsoron belüli növekedését érzékeltető körökkel. — *4.* A parti homoktest alatti tengeri homok és agyag. — (*2–4.* Holocén)

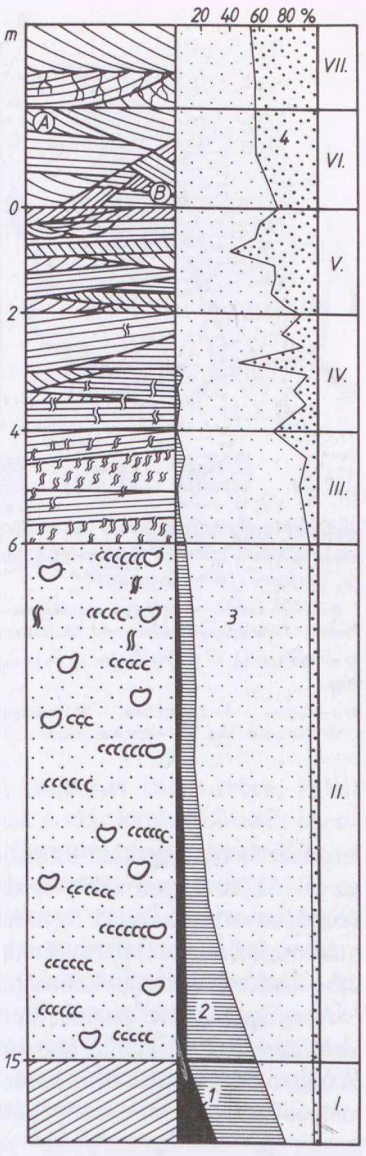
10.6122 A parti lagúnák kisebb-nagyobb, néha több száz km hosszúságot is elérő, többé-kevésbé, gyakran teljesen zárt, a nyílt tengerrel mégis valamilyen kapcsolatban levő, sekély állóvizek, amelyek sótartalma a tengerrel való összeköttetés mértéke szerint változik. Azokat a sekély tengerrészeket, csatornákat, folyótorkolatokat, öblöket soroljuk ide, amelyeket partmenti szigetek, földnyelvek, homokgátak, -zátonyok, -turzások különítenek el a nyílt tengertől. Üledékképződési folyamataikat *részint* a sós tengervízzel való elárasztódás módja (főleg az árapály és a hullámzás erőssége), *részint* az éghajlati viszonyok szabályozzák. A *mikrotidális* partok mentén hosszú és keskeny, állandó folyami vagy partmenti homokszállítást feltételező gátakkal elzárt, tengervízzel csak viharok idején elárasztott *lagúnák* (pl. a texasi Laguna Madre) vize — a párolgás mértéke szerint — egyszer híg, máskor túlsós. A nyílt tengerrel számos árapálycsatornán át közlekedő, *mezotidális lagúnák* (pl. a virginiaiak) vize ellenben rendes sótartalmú. Az előbbieket jellemző elárasztási hordalékkúpok az utóbbiakban vagy egyáltalán nem, vagy csak gyengén fejlődnek ki (*10.30* és *10.35 ábra*).

Korábban úgy vélték, hogy az elzáró gátak keletkezését a part víz alatti lejtőjén elhelyezkedő homokzátonyok szigetekké magasodása okozza. Ez azonban csak egyes esetekben, a nagy deltákközelében volt bizonyítható. A zárógátak képződése általában transzgressziókhoz kapcsolódik: *a*) a kicsiny homokutánpótlás és gyors tengerszint-emelkedés esetén alámerülő régi gát helyett a korábbi lagúna *belső* széle mentén jön létre új gát; *b*) lassú transzgresszió és tetemes homokbeáramlás viszont a parthomlok folyamatosságának megszűnését és tenger felé nyomulását eredményezi (LEEDER 1982). Makrotidális, de kis hullámenergiájú tölcsértorkolatokban csak árapálysíkságok és árapályáramlási gerincek fejlődnek ki, zárógátak azonban az üledék tengerbe mosódása miatt nem képződnek (lásd: *5.55—5.57 ábra*).

A lagúnába került durvább törmelék általában — éppúgy, mint a tavakban — a part mentén ülepszik le, a lagúna belsejét pedig a lebegő hordalékból származó pélitek töltik ki. Mindezek a) elárasztási kúpokon, b) dagálydeltákon, c) árapálysíkságokon, d) kisméretű folyódeltákon halmozódnak fel, vagy e) árapálycsatornákat töltenek ki.

A lagúna legbelső, nyugodt vizében leülepedő, humid és szemihumid éghajlaton sok állati és növényi anyagot tartalmazó, csillámos, finom aleurit lemezességét gyakran *bioturbáció* tünteti el.

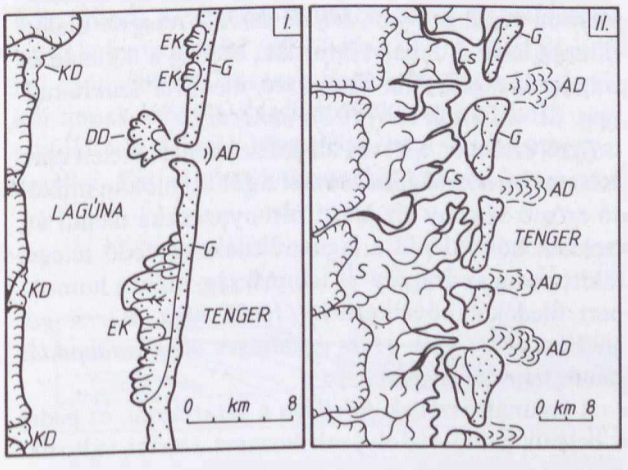
Az *elárasztási kúpok* mikrotidális környezetben a tengertől elválasztó gát külső oldaláról az átcsapó viharok által besodort, a gát tetejét lepelszerűen bevonó és enyhén a szárazföld irányában dőlő, sík ferderétegzettségű üledékből állnak. Mikrotidális lagúnák bioturbált pélitjét a viharok 1,5 m vastagságot is elérő, párhuzamos–lemezes homokréteggel boríthatják be. A gátba is bevágódó, viszonylag sekély viharcsatornákat azonban, az erős vízáramok miatt, ívesen keresztrétegzett, durva homok tölti ki. A mérsékelt hullámzású mikrotidális partok *lagúnabejárat*ainak (tidal vagy barrier inlet) a *belső*, a makrotidálisokénak pedig a *külső* részén a vízáram szétterülése és lelassulása folytán *víz alatti dagály-*, ill. *apálydelták* képződnek; ezek



10.34 ábra. A parti homoktest tenger felé nyomulása következtében létrejött ferderétegzési irányok és fordított gradáció a Gaetai-öböl (Olaszország) szelvényében, REINECK—SINGH (1971) nyomán, átszerkesztve

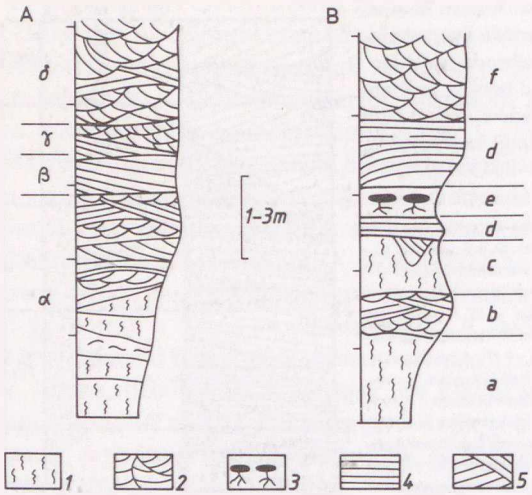
I. A self erősen bioturbált agyagos kőzetlisztje fekális pelletekkel és vihar eredetű kőzetlisztrétegekkel. — *II.* Az átmeneti öv erősen bioturbált finom homokja. — *III.* A parthomlok aljának erősen bioturbált, réteglemezes homokja. — *IV.* A parthomlok középső részének közepesen bioturbált, réteglemezes homokja. — *V.* A parthomlok felső részének homokja nagy- és kisméretű fodorlemezekkel. — *VI.* A zátonyperem télen enyhén a tenger felé, nyáron meredeken a szárazföld felé dőlő lemezei. — *VII.* Eolikus dűne íves keresztrétegei környezetükkel.

1. Agyag. — *2.* Aleurit. — *3.* Finom homok. — *4.* Durva homok.



10.35 ábra. A part menti homokgátak mögötti lagúnák kifejlődése mikrotidális *(I)* és mezotidális *(II)* környezetben, HAYES (1979) nyomán, módosítva

G = Parti gát. — *DD* = Dagálydelta. — *AD* = Apálydelta. — *EK* = Elárasztási kúpok. — *S* = Sós vizű mocsár (marsh) és iszapsíkság. — *KD* = Kis delta. — *Cs* = Árapálycsatorna.



10.36 ábra. A lagúna lassan (**A**) és gyorsan (**B**) előnyomuló gátjaira jellemző üledéksorok szerkezetének vázlata, REINSON (1978) nyomán

1. Bioturbált üledék. — *2.* Vályús keresztrétegzés. — *3.* Gyökérnyomok és tőzeg. — *4.* Párhuzamos rétegzés. — *5.* Sík ferderétegzés.

A: α = Parthomlok. — β = Partszegély. — γ = Homokpart. — δ = Eolikus dűne.

B: *a* = Lagúna. — *b* = Dagálydelta. — *c* = Árapálysíkság csatornakitöltéssel. — *d* = Elárasztási kúp. — *e* = Sós vizű mocsár. — *f* = Homokpart és dűne.

felszínét ferderétegekkel kitöltött csatornák szeldelik, szegélyükön viszont apály-eredetű üledékpajzsok, árkok és suvadási karéjok figyelhetők meg. A mérsékelt hullámzású mezotidális lagúnák más részeinek kifejlődése az árapálysíkságokéhoz hasonló.

A nyugat-atlanti partok mérsékelt övi lagúnáinak kontinens felőli oldalán szerves anyagban dús finom és nagyon finom aleuritos homokok, folyótorkolati és mélyebb helyein jól osztályozott agyagos aleuritok, a lagúna-gát szomszédságában pedig tiszta finom homokok rakódnak le.

Elegendő üledékutánpótlás esetén a lagúnák gátjai a tenger felé vándorolnak. Ezeken a gyorsan előnyomuló gátakon végül is olyan, *fölfelé durvuló rétegsor* alakul ki, amit csak a dagálycsatornák, esetleg a lagúnák és árapálysíkságok fölé finomodó üledékei szakítanak meg, ill. váltanak föl *(10.36 ábra,* **A***)*.

Ezzel szemben a kevés üledékbeáramlás esetén csak *lassan előnyomuló gátak* zömét a gát homlokán működő erózió vékony víz alatti zátonytestekké ülepíti át; ezeknek közvetlenül a lagúnaüledékeket fedő rétegei fölött pedig az árapály- és iszapsíkság, majd a homokpart üledékei következnek *(10.36 ábra,* **B***). A gát üledékei tehát csak gyors és bőséges üledékutánpótlás esetén maradnak fenn.*

A lagúnák vizének *élővilága* a sótartalom, ez pedig a beléjük ömlő vízfolyások hozama szerint változik. Rendes sótartalom esetén sekélytengeri, a sótartalom csökkenésével brakvízi biocönózisok települnek meg bennük. Jól példázza ezt BÁLDI (1978) szerint a Pilis-hegységi felső-oligocén *pectunculuszos* és *cyrenás* üledékeinek ismételt váltakozása.

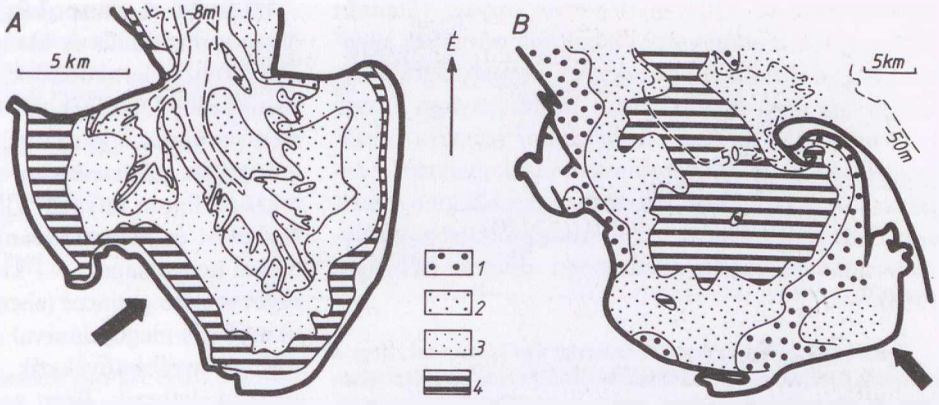
Az *éghajlat* az elpárolgó víz pótlásának szabályozása révén befolyásolja a lagúna életét. Az *arid* területen levő lagúna a szárazföld felől nem kap elegendő édesvizet; vízszintjének süllyedését tehát — megfelelő kapcsolat esetén — a tengervíz beáramlása egyenlíti ki (Kara Bogaz modell). A párolgás miatt egyre sósabbá váló felszíni víz azonban a lagúna fenekére süllyed. Ebből a leszálló vízáramlás miatt O_2-ben viszonylag dús fenékvízből a sók végül is oldhatóságukkal ellentétes sorrendben csapódnak ki. A humid éghajlatú lagúnába kerülő édesvíz viszont a sós víz felszínén úszva, a tenger felé távozik. Mivel a mélyebb víztestben csak alulról fölfelé tartó áramlás jöhet létre, a vízfenéki O_2-hiány (anoxia) bentosz-mentességet, a bioturbáció híján lemezes szerkezetű rothadó iszapban pedig szénhidrogén-keletkezést eredményez.

Parti lagúna keletkezésére vezethet: *a)* a tengerszint emelkedése (pl. a jégtakarók leolvadását követő flandriai transzgresszió a glaciális korszakokból átöröklött part menti mélyedéseket alakította át lagúnákká); *b)* a part mögötti terület megsüllyedése; *c)* a parttal párhuzamos és parti gátak képződését okozó üledékmozgás *(10.30 ábra)*.

Feltöltődésével a *humid lagúna* elmocsarasodik, és tenger menti (paralikus) *kőszénlappá* (III. kötet, 31.1. fejezet) alakul át. A kőszéntelepeket a tengerszint oszcillációjával rájuk rakódó csökkentsós és tengeri üledékek őrzik meg. Az *arid* és *szemiarid* éghajlatú *lagúnákban* a szerves anyag mennyisége kicsiny; kiszáradó iszapsíkságaikon száradási repedések, deflációs felszínek és összetapadt pélitszemcsékből álló *agyagdombok* keletkeznek, algaszőnyeggel bevont felszínük alatt pedig szemcsés gipsz finom lencséi húzódnak meg. Ha elárasztódnak, a gyengén hullámzó nyílt vizek alját is durva aleuritból és finom homokból álló fodrok fedik be. Az elárasztási kúpok lábát párhuzamos lemezekbe vagy áramlási fodrokba szedődött homok borítja. Az erősebben hullámzó részeken pedig ooidok, onkoidok és kisebb kokvinák képződnek.

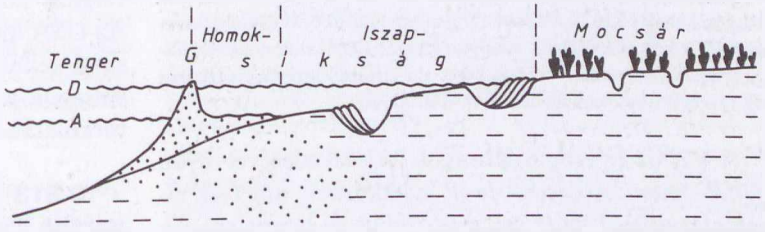
10.6123 Az árapálysíkságok vagy a kis hullámenergiájú mezo- és makrotidális partok nagykiterjedésű alakulatai, vagy a parti beöblösödések, lagúnák, esztuáriumok és árapálydelták részei. *Lerakódásaikat szárazföld felé finomodásuk különbözteti meg a homokpartok tenger-irányban finomodó üledékeitől (10.37 ábra).* A Föld legnagyobb árapálysíkságai az Északi-tenger DK-i részén 500 km hosszúságban és 3—35 km szélességben elterülő Watt-tengerben találhatók.

E mérsékelt övi wattok lényegileg három fő környezettípus [*a)* a közepes dagályszint feletti, sótűrő vegetációjú sós mocsarak



10.37 ábra. A wilhelmshaveni sekély Jadebusen *(A)* és az USA-beli mély Cape Cod Bay *(B)* üledékeinek megoszlása SEIDOLD (1974) nyomán

1. Kavics és durva homok. — *2.* Finom homok. — *3.* Homokos dolomit. — *4.* Aleurit és agyag.



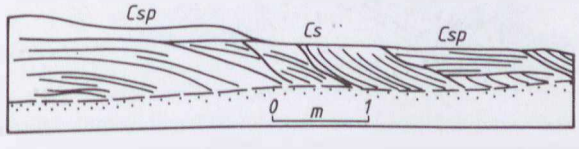
10.38 ábra. Parti gát *(G)* mögötti árapálysíkság ideális metszete az iszapsíkságba mélyülő árapály-csatornák ferderétegeivel

(marsh), *b)* a közepes apály- és dagályszint közötti árapálysíkságok, *c)* a szubtidális csatornák] együttesei *(10.38 ábra)*. Ezek közül a száras növények nélküli árapálysíkságok területe a legnagyobb.

A sós mocsarak agyag- és aleuritlemezek váltakozásából álló, de erősen bioturbált és gyökérnyomos üledékei a tenger felé nagyon enyhe lejtővel, tengeri füves (zosterás) *iszapsíkság*ba mennek át. Az északi és déli szélesség 30—32°-ai között fekvő, 20°C fölötti vízhőmérsékletű iszapsíkságokat a *mangrove-vegetáció* magassági szintek szerint megoszló fajai népesítik be. Ezek léggyökerei nemcsak kitűnő iszapfogók, hanem számos rák-, féreg-, csiga- és kagylófajnak is menedéket adnak. A mangrove-tőzeg savanyú kémhatása miatt azonban ezek mészhéjainak csak a töredéke fosszilizálódik. Az arid és szemiarid vidékek iszapsíkságain viszont az evaporitkiválás uralkodik; és — bár a bioturbáció minimális — a kiszáradás, valamint a gipsz- és sókristályok növekedése porózus iszap–evaporit keveréket hoz létre.

Az iszapsíkságot egy a homok- és pélitcsíkok lemezes–flázeres váltakozásával jellemzett *átmeneti öv*, majd a tenger irányában széles *homok öv* váltja fel. Ennek belső szerkezetét a fluktuáló, de kis energiaszintnek megfelelő áramlási és hullámfodrok, kis méretű víz alatti dűnék határozzák meg. Ezért üledékei flázeres, hullámos és lencsés rétegzésűek, bioturbációjuk pedig fordítva arányos az üledéklerakódás sebességével.

Számos árapálysíkságnak különösen a felső, impermeábilis részét helyüket folytonosan változtató, lefelé szélesedő és mélyülő, de gyakran feltöltődő és újonnan keletkező, *meanderező csatornák* (tidal creek; Priel) hálózzák be. E csatornák a már lerakott üledék jelentős részét — a folyami övzátonyokéhoz hasonlóan — oldalasan gyarapodó ferderétegekbe szedik (*10.38* és *10.39 ábra*). Az északi-tengeri wattok e csatornái lefelé a *Seegatt*nak nevezett s a szubtidális régióban is folytatódó, széles és mély csatornákká egyesülnek. Az utóbbiakon át benyomuló dagályáram a meanderekből kilépve, fokozatosan árasztja el az egész wattfelszínt. Eközben sebessége s az általa szállított törmelék szemcsenagysága a watt peremei felé csökken. E csatornák medrében tengerből bemosott kagylóhéjakat tartalmazó, ferdén rétegzett durva homok, azok szomszédságában 0,06—0,25 mm-es, flázeres finom homok, a watt peremein pedig ennél is finomabb, kvarcból, illitből és szerves anyagból álló, finomlemezes iszap halmozódik fel *(10.37 ábra, A)*. A dagályáramnál gyöngébb apályáram a dagály csúcspontján (amikor annak sebessége nullára csökken) a vízből a szárazföld felé kihulló törmeléket nem képes magával ragadni. Ezt az üledékszemcséket vékony lemezekké

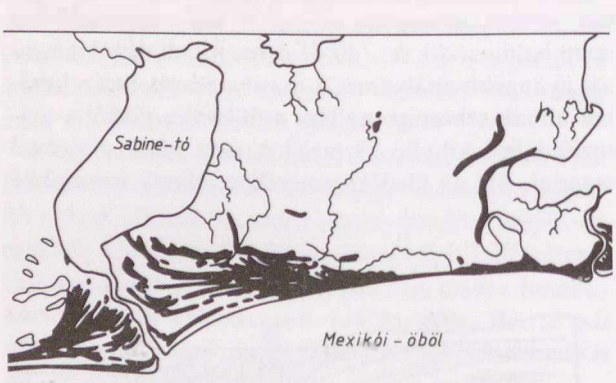


10.39 ábra. Az árapály- és iszapsíkság meanderező árapálycsatornája *(Cs)* és a csatornaperemek *(Csp)* rétegzettsége közötti különbség, BRIDGES—LEEDER (1976) nyomán, módosítva

összeragasztó (1—10%-nyi) szerves anyag, valamint az iszapfalók tevékenysége s a halofita növények jelenléte is akadályozza. Ily módon az iszapsíkságok szerves anyagtól és melnikovittól fekete anyaga évente 1—4 mm-rel vastagszik. Az apálykor szárazra kerülő iszapsíkságok vizét levezető csermelyek gyakran a dagálycsatornáktól független apálycsatornákká egyesülnek. Ezek ferde rétegsorozatai természetesen a dagálycsatornákéval éppen ellentétesen dőlnek (REINECK 1967).

A wattok VAN STRAATEN (1978) szerint úgy keletkeztek, hogy a parton és part mentén ható hullámzás először olyan dűnékkel fedett parti gátrendszert hozott létre, amely a gát mögötti lagúnát elválasztotta a nyílt tengertől. A hullámzás és árapály nagy intenzitása, s a part mente laza glaciális üledékeinek bemosódása miatt azonban e lagúna nagy része az óholocén folyamán feltöltődött és elmocsarasodott. A későbbi viharok azonban a lagúnabejáratokat ismét kitágították, új csatornák vágódtak be, s a korábbi mocsárüledékeket új, részben homokos üledékek borították el.

A wattok és árapálysíkságok terjeszkedésével olyan *fölfelé finomodó üledéksorok* keletkeznek, amelyek ellentétes dőlésű ferde rétegsorozatait az iszapsíkságok és a sós mocsarak gyökérnyomos–tőzeges rétegei fedik. A wattüledékek rendszeresen szárazra kerülő felszínén *vízbarázdák*, *csörgedezési*, *omlási* és *súrlódási jegyek*, *jégkristály-*, *jégszem-* vagy *esőcsepp-lenyomatok*, *zsugorodási repedések* figyelhetők meg. Rétegeik a hőmérséklet, a sótartalom és a vízmozgás szélsőséges változásai következtében fajokban szegény, a ragadozók hiánya és a táplálékbőség miatt azonban egyedszámra gazdag csiga- és kagylófaunát (*Hydrobia, Littorina, Mya, Cardium, Mytilus*) és féregnyomokat (*Arenicola*) tartalmazhatnak. Ezek megoszlása azonban az üledék minősége szerint, övesen változik. E jegyek alapján a prekambriumtól máig terjedően az árapálysíkági üledékek számos előfordulását sikerült azonosítani.



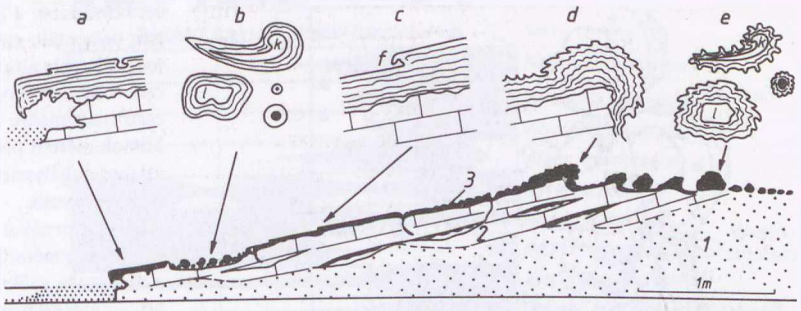
10.40 ábra. A Mexikói-öböl gerincekkel tagolt iszapsíkságának egy részlete GOULD—MCFARLAN (1959) szerint

10.6124 A sáncokkal tagolt iszapsíkságok olyan mikrotidális és kis hullámenergiájú környezetben létrejött lerakódások, amelyek finom anyagát a szomszédos folyótorkolatból (deltáról) kiinduló partmenti áramlás sodorja leülepedési helyére. Az iszaputánpótlás szüneteiben a hullámzás az iszapsík homlokának finom anyagát kimossa ugyan, a benne levő homokot és héjmaradványokat azonban helyenként 50 km hosszúságot, ~1 km szélességet és 3 m magasságot is elérő gerinccé (chenier) halmozza fel. Az iszaputánpótlás megújulásával az iszapsíkság a tenger irányában továbbnövekszik, csökkenésével pedig újabb gerinc keletkezik. Ezért az ilyen iszapsíkságokat idővel számos, a parttal nagyjából párhuzamos vagy konvergáló homok- és héjgerinc tarkítja (*10.40 ábra*). Az USA louisianai iszapsíkságainak anyaga a Mississippi-deltáról származik. A surinami és guyanai iszapsíkságok az Amazonas, az angliaiak pedig a Temze torkolatához kapcsolódnak.

10.613 A karbonátos és evaporitos lapos partok üledékképződését a törmelékszállítás csökkenése, a párolgásnak és a tengervíz koncentrációjának növekedése, vagy a mészvázú szervezetek tömeges megtelepedése teszi lehetővé. Eszerint több alcsoportjukat lehet megkülönböztetni. A karbonátos és evaporitos árapálysíkságokat pl. a csapadék és a párolgás aránya, a klíma humid vagy arid jellege szerint lehet egymástól elkülöníteni.

10.6131 A mészhomokos partok hidrodinamikája lényegileg megegyezik a sziliciklasztos homokpartokéval. *A mérsékelt és a hideg égövben* azonban a tiszta mészhomok-felhalmozódás ritka; még a karbonátban legdúsabb homok is 10—30%-nyi nem-karbonátos szemcsét tartalmaz, és karbonátszemcséik zöme is héjtörmelék. Ilyen *Lithothamnium-*, *Balanus-* és *Mollusca*-váztöredékekből álló homok rakódik le ma az írországi Galloway-öböl partján. A bretagne-i sziklás tengerpart homokjának 75%-os karbonáttartalmát *Lithothamnium*ok, a dél-alaszkai parti homok 66%-os karbonáttartalmát pedig *Balanus*ok és *Mollusc*ák héjtöredékei okozzák.

A *meleg égövi* floridai partok karbonáthomokját *a*) a tenger irányában dőlő, elmosódott rétegzés, *b*) az aragonitszemcséknek a *Mg-kalcittal* szembeni túlsúlya, *c*) a szemcsenagyságnak a tenger irányában való csökkenése jellemzi. A dagály feletti övben gyakoriak az eolikus dűnék. A bioklasztok megoszlása a rendelkezésre álló vázak és vázrészek nagyságától függ: a több mm-es frakcióban a korall-, kagyló- és csigatöredékek, valamint az algabekérgezésű szemcsék, a finom homokban a mulluszkum-töredékek mellett a foraminiferahéjak és a *Halimeda*-vázelemek gyakoriak.



10.41 ábra. A váztörmelékes, laza karbonát-homokot *(1)* fedő szupratidális „beachrock" *(2)* felszínén kialakult aragonit-bekérgezés *(3)* mikrokörnyezetek szerinti típusai PURSER—EVANS (1973) szerint

a) Sima kéreg, helyenként biogén bemarásokkal. — *b)* Sima felületű bekérgezett szemcsék, kagylóhéj *(k)* vagy litoklaszt *(l)* maggal. — *c)* Sima kéreg, a bemetsződésein cseppkőszerű képződményekkel. — *d)* Szabálytalan bekérgezés. — *e)* Szabálytalanul bekérgezett kagylóhéj *(k)* és litoklaszt *(l)*. — *f)* A beachrock mikrosztalaktitokkal bélelt üregei.

Kuba DNy-i részén a mészhomokos part két típusa ismerhető fel: (1) Ahol a tengerfenék lejtése 1—2°-nál kisebb, ott a hullámok a parttól jelentős távolságban törnek meg, és még viharos időben sem jut számottevő héjtörmelék a partra. — (2) Ahol viszont a tengerfenék dőlése nagyobb 1—2°-nál, ott a viharok hatására a part mentén 30—40 m széles, enyhe lejtőjű, de a szárazföld felé meredekebbé váló, kagyló- és csigahéj-törmelékből álló parti homoksánc alakul ki, mely mögött keskenyebb vagy szélesebb mocsaras sáv húzódik.

A mai trópusi és szubtrópusi partok inter- és szupratidális övének karbonát(os) homokja rövid idő alatt gyengén vagy erősebben kötött „beachrock"-ká szilárdulhat. „Beachrock" azonban a karbonátos homokpartokon kívül az árapálycsatornák és árapálysíkságok homok és kavics méretű szemcsékből álló, vékonyabb-vastagabb üledékéből is létrejöhet. Tenger felé lejtő lemezeiben háromféle szövettípussal találkozunk (BOURGEOIS 1978): a) a rögöket vagy pelleteket aragonit vagy Mg-kalcit anyagú *mikrit* vonja be; b) a szemcséket aragonit vagy *Mg-kalcit* igen vékony szálas vagy lemezes bevonatai tartják össze; c) a jóval ritkább vastagabb bekérgezéseket izometrikus Mg-kalcit kristályok alkotják. Kalcit-cement vagy dolomit azonban csak az idősebb beachrockokban található. A keményebb beachrockok felszínén gyakran kioldódásra utaló, tálszerű bemélyedések, repedések és csatornák vagy vadózus pizoidok láthatók *(10.41 ábra)*.

DANA (*in* BRICKER 1971) a beachrock korai cementálódását a tengervíz apálykor bekövetkező evaporációjával és besűrűsödésével magyarázza. A kőzet későbbi képét azonban a karbonátszemcsék egy részének feloldódása és újrakicsapódása határozza meg.

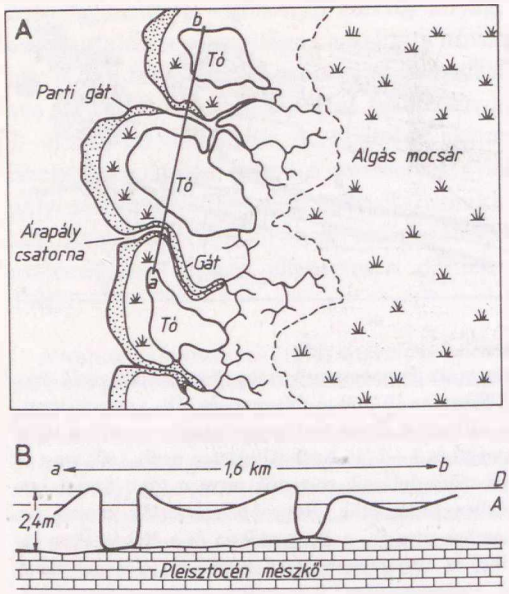
A ^{14}C-módszerrel is bizonyított korú, legidősebb beachrock mindössze 26 000 éves. Ebben azonban az is szerepet játszik, hogy a beachrockot gyakran a szubaerikus eolianittal vagy a szubtidálisan cementezett karbonátokkal tévesztik össze.

*Eolianit*nak a negyedőszak arid és szemiarid parti dűnéinek algás héjtöredékekből, ooidokból, vulkáni vagy karbonátszemcsékből álló, korai vagy későbbi diagenetikus kalcittal cementezett, a kalcit kioldódása miatt azonban erősen likacsos anyagát nevezik (MÜLLER—TIETZE 1975). 50%-nál kisebb $CaCO_3$-tartalomig kvarcos, 50% feletti $CaCO_3$-tartalom esetén pedig karbonátos eolianitról beszélünk. Az eolianitoknak az É-i félgömbön a 15. és 55., a déli féltekén a 15. és 45. szélességi körök közötti elterjedését általában a tengerszint viszonylag gyors glacioeusztatikus ingadozásaival hozzák összefüggésbe. Többnyire 10—50 m (Nyugat- és DK-Ausztráliában, Dél-Afrikában, Közép-Keleten és Madagaszkáron azonban több száz m) vastagságú és 3—5 (az Arab-félszigeten pedig 160) km-t is elérő szélességű előfordulásaik a partok mentén több tízezer km hosszúságú sávban követhetők. Nagyobb lelőhelyeik vannak az észak-afrikai partok mentén, a Bermudákon és a Bahamákon is. Egyes dél-afrikai és ausztráliai előfordulásaik ma a tenger szine alatt fekszenek. Felismerésüket *(1)* az eolikus szerkezeti formákkal váltakozó terra rossás (2.4 és III. kötet, 30.3. fejezet) őstalajszintek és mészkérgek, *(2)* parti homokra való településük, *(3)* az ősi talajszintek kalcitosodott gyökérnyomai, *(4)* a talajszintek fölülről bemosott anyagával kitöltött, oldódási csövek és kürtők, *(5)* a 32—41° közötti dőlésű, vályús keresztrétegek, valamint *(6)* a közbetelepült őstalajok pollen, szárazföldi csiga és gerinces leletei teszik lehetővé (FAIRBRIDGE—JOHNSON 1978).

10.6132 A karbonátos árapálysíkságok és mocsarak terjedelmes, gyakran több km szélességű, nagyon enyhe lejtésű, transzgressziós partszakaszok, amelyek üledékképződését elsősorban az árapály, a klíma csapadékos volta és a viharok határozzák meg. Morfológiájuk lényegileg a sziliciklasztos wattokéval megegyező. Az árapályövet ui. meanderező árapálycsatornák szelik át, ezek közén pedig sekélyvízű tavacskák helyezkednek el. A dagály feletti övet mocsarak borítják.

A nedves klímájú, meleg égövi karbonátos partok legalaposabban tanulmányozott, jelenkori típusterülete a Nagy Bahama Padhoz tartozó *Andros-sziget (10.52 ábra)* Ny-i oldalához csatlakozó, 8—16 km szélességű és 120 km hosszúságú árapálysíkság. Ezen belül az árapálycsatornák és a marsh-ok öve különíthető el (SHINN *et al.* 1969; SHINN 1983; *10.42* és *10.43 ábra*).

Itt 19—32°C közötti hőmérséklet mellett az évi csapadékátlag 1300 mm. Bár az árapály vizének sótartalma olykor 39—42‰-et is elér *(10.54 ábra)*, ezt a nyári nagy zivatarok 5‰-ig csökkentik le. A víz gyakori kicserélődése nemcsak az evaporitkiválást akadályozza meg, hanem az állatfajok számát is nagyban csökkenti. Bár az árapály átlagos szintkülönbsége csak 0,5 m, az általa kialakított *csatornarendszer* többszörösen elágazó, kanyargós medrei a síkság nagy részét mégis behálózzák. Egy-egy főág szélessége 30—100 m, mélysége 4 m; az oldalágak viszont 1,5—5 m szélességűek, mélységük pedig többnyire nem éri el a 2 m-t. A csatornák üledékének



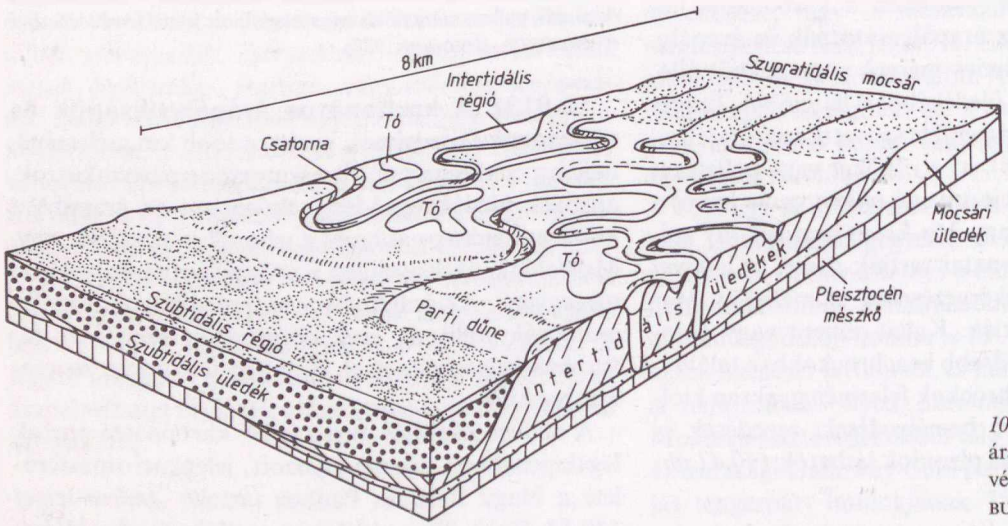
10.42 ábra. A nagy-bahamai Andros-sziget ÉNy-i részének árapálysíksága (**A**) és annak vázlatos szelvénye (**B**) GINSBURG—HARDIE (1975) nyomán

szemcsemérete a finom kőzetliszttől a ruditig terjed. Gyakoriak a már cementált, esetleg dolomitosodott feküből feltépett *intraklasztok*. A dagály által besodort váztörmelékek és egyéb karbonátszemcsék a csatornákon belül kis törmelékzátonyokká halmozódnak. A csatornák medre oldalirányban vándorol; az oldalaikat kísérő és homok méretű pelletekből álló gátak kb. 30 cm-rel emelkednek az átlagos dagályszint fölé. A gát lapos külső oldalán gyakori a dolomit-bekérgezés.

A csatornákat apály idején elkülönítő sík területeken főleg 40—80 μm méretű, *pelletes karbonátiszap* rakódik le. E síkságokon a mangrove gyökérhálózata és az ásószervezetek bioturbációja miatt — algaszőnyeg-borításuk ellenére is — csak ritkán alakul ki lemezes szerkezet. E síkságoknak apály idején hátramaradt, csigákkal, néha élő foraminiferákkal benépesített pocsolyáiban viszont a szerves anyag bomlása folytán H_2S-szagú, *homogén mésziszap* halmozódik fel. Ennek egy részéből — kiszáradása és felleveledzése után — *fekete kavics*nak (black pebble) nevezett intraklasztok keletkeznek (16.2138. fejezetrész).

Az árapálysíkság tenger felőli peremét 0,3—1,5 m-rel az átlagos dagályszint fölé emelkedő gát szegélyezi. Ennek külső lejtőjén meredekebb, szárazföld felőli oldalán viszont csak 1—5°-os ferde lemezek alakulnak ki.

A mintegy 3 km szélességű, *szupratidális marsh* mélyebb részén gyakran édes- vagy felhígult sósvíz található. Üledéke világosbarna, sárga vagy fehér, a szerves anyagban dúsabb részeken azonban



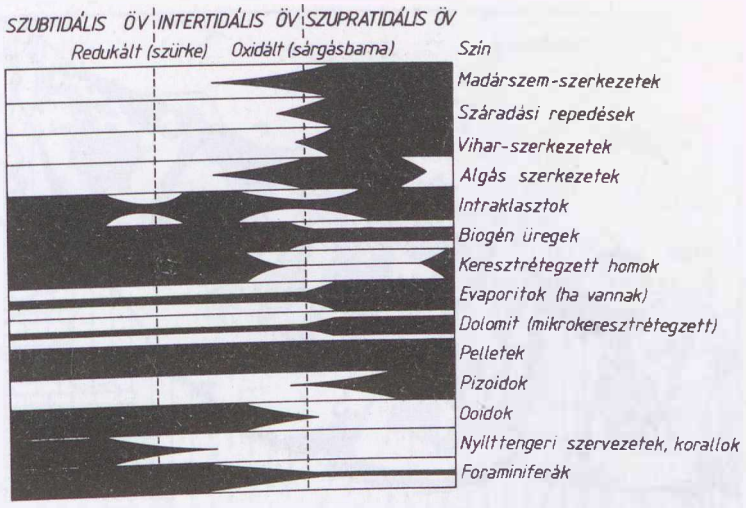
10.43 ábra. Az Andros-sziget árapálysíkságának tömbszelvénye SHINN—LLOYD—GINSBURG (1969) nyomán

sötétszürke és H_2S-szagú, gyökérnyomokban dús, aragonit- vagy Mg-kalcit-kötésű kalkarenit és mésziszap, különböző színárnyalatú, 0,5—1 cm vastagságú réteglemezekkel. Ennek üregeit (fenestra), a dagályszint feletti képződés biztos jeleként, az utólagos kalcitkiválás „madárszemei" töltik ki. A marsh-üledék felszínét sötét színű algaszőnyeg borítja; belsejében — autochton csigahéjak mellett — viharoktól besodort és algafonalakkal körülvett foraminifera-vázak és egyéb törmelékek találhatók.

A *Floridai-öböl* algaszőnyeggel és mangrovéval borított, csapadékos iszapszigeteinek nincs fejlett csatornarendszerük. Üledékeik zöme vihar idején, a dagály feletti övben halmozódik fel. Az 1960. évi Donna-hurrikán pl. a Crane-szigetet 5 cm vastagságú tengeri mésziszappal fedte be (PERKINS—ENOS 1968). A viharok szállította intraklasztokat a felszíni algafonadék köti meg. A gyakori madárszem-szerkezetek vagy az algaszőnyeg csapadékmentes időkben keletkezett száradási repedéseinek vagy az algafonalak közti réseknek a kitöltései. A Sugarloaf-szigetről SHINN (1969) által leírt részleges dolomitosodás a pórusvíz szárazság idején beköszöntő fölfelé mozgásának az eredménye.

A karbonátos partok peritidális övének leggyakoribb, fosszilisan is felismerhető üledékszerkezeti jegyei *(10.44 ábra)* az alábbiak.

(1) az árapályöv felső része és a dagály feletti öv mésziszapjában létrejött, de viharok alkalmával betemetett és kitöltött, *sokszögű*



10.44 ábra. A karbonát-parti övek leggyakoribb üledékjegyei, SHINN (1982) nyomán

repedéshálózat, amelynek *V*-keresztmetszete és eredeti körvonalai azonban a rétegterhelés hatására többnyire eltorzulnak;

(2) a kompakció vagy dolomitosodás következtében jórészt eltűnő *pelletek okozta*, gyakran *gradált*, *horizontális* vagy *ferde lemezesség*, vagy

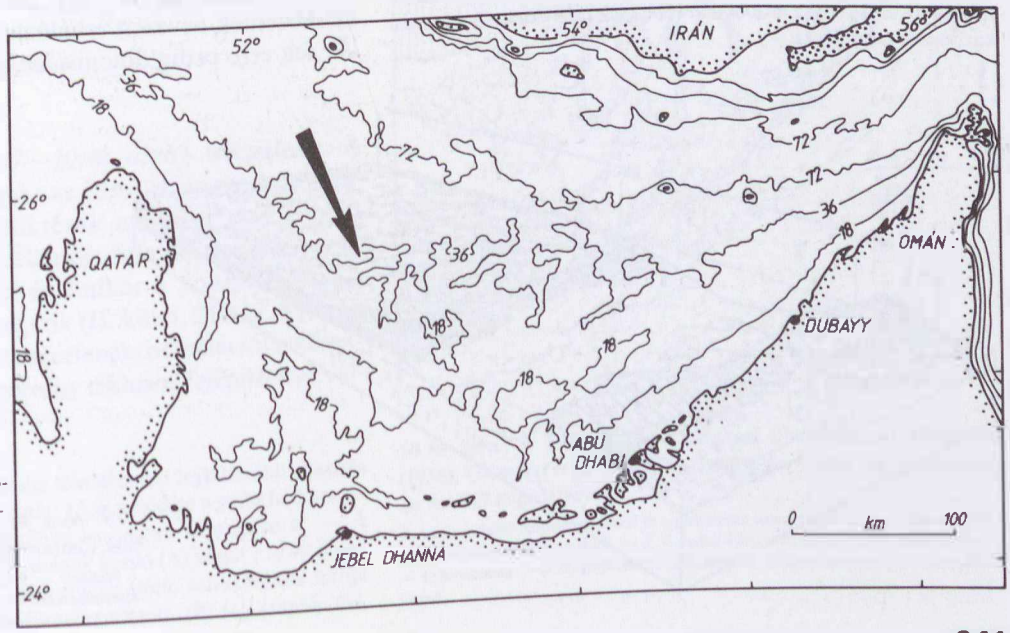
(3) az árapálysíkságot bevonó kékeszöld algák fotoszintézisével párosult karbonátkiválás és a finom váztörmelékeknek az algaszőnyeghez tapadása nyomán kialakult, párhuzamos–hullámos *algaszőnyeg-lemezesség*, ami az árapály öv felső részén és a dagály feletti övben, az ásószervezetek itteni ritkasága folytán marad fenn;

(4) a kalcipáttittal, esetleg anhidrittel kitöltött, több mm nagyságrendű, rétegzéssel párhuzamos, zsugorodás vagy gázbuborékok utáni, *fenesztrális* vagy *madárszem* (birdseye)-*szerkezetek*, mint az üledék korai konszolidációjának bizonyítékai;

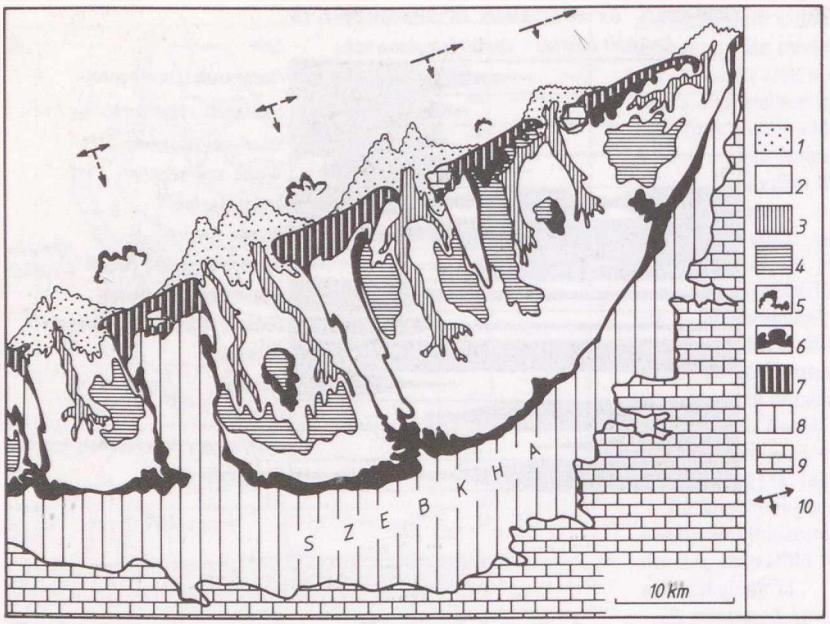
(5) az árapálycsatornák részint az inter-, részint a szubtidális övből, részint azonban a dagályszint fölötti marshokból származó *intraklasztjai*.

A humid karbonátos partokat evaporitmentességük és édesvíz-befolyásolta marsh-aik algás üledékei élesen megkülönböztetik a száraz trópusok szebkha-üledékeitől.

10.6133 Az arid árapálysíkságok és szebkhák az árapály öv tenger irányú terjeszkedésével jellemzett, regressziós partszakaszok (SHINN 1983). Jelenkori iskolapéldájuk a Perzsa–Arab-öböl D-i és DNy-i részének 10—15 km szélességű, 10—20 m mélységű pereme, amelynek az átlagos dagályszint fölé emelkedő parti gátjai mögött állandóan vízzel borított *lagúna* terül el *(10.45 ábra)*. E lagúna vize a gátat áttörő csatornákon keresztül bizonyos — bár



10.45 ábra. A Perzsa–Arab-öböl „Trucial Coast" (Szerződéses Part) körüli részének helyszínrajza mélységvonalakkal (m-ben)
A nyíl az uralkodó szélirányt jelzi.



10.46 ábra. Az Abu Dhabi környéki zátony- és lagúna-fáciesek megoszlása PURSER—EVANS (1973) nyomán

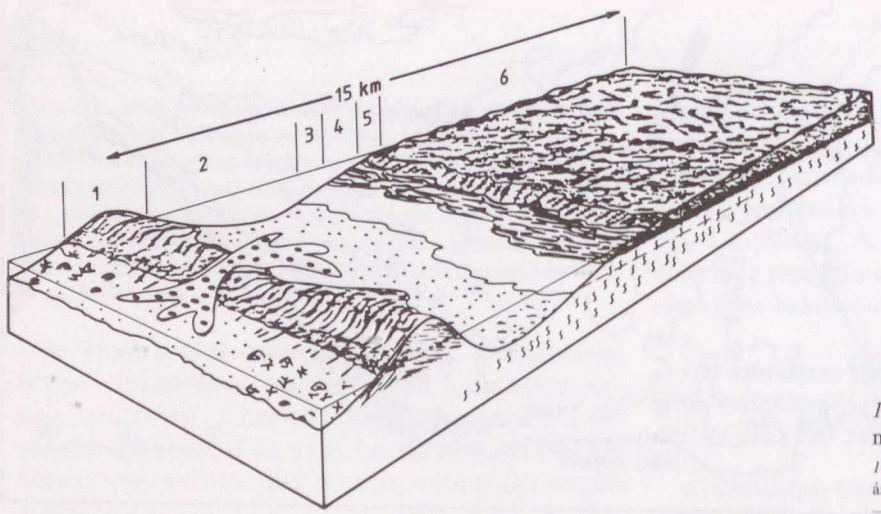
1. Az árapálydelták ooidos homokja. — *2.* Pelletes és csigás homok. — *3.* Mésziszapos, váztörmelékes homok (csatornakitöltés). — *4.* Lagúnabeli mésziszap csigák és porcelánhéjú foraminiferák váztöredékeivel. — *5.* Biogén zátonyok. — *6.* Árapály övi algaszőnyeg. — *7.* Eolikus parti dűnehomok (ooidokból). — *8.* Dagályszint fölötti (holocén) szebkha. — *9.* A szárazföld tercier mészköve. — *10.* Valószínű áramlási irányok.

korlátozott — kapcsolatban áll az öböl nyílt vizével (*10.45* és *10.46 ábra*).

Ezen az ÉÉNy-i szélfúvás és hullámzás alatt álló, mikrotidális területen a víz hőmérséklete 15 és 40°C között ingadozik. A nyílt öböl 40—45‰-es sótartalma a partok közelében 70‰-ig emelkedhet. Az évi csapadékátlag 40—60 mm; az öbölbeli párolgás mértéke viszont 1500 mm/év. A parti gátak előtti, 10—25 m mély selfen kagyló, foraminifera, csiga, korall és alga eredetű szemcsékből álló, bioklasztos karbonáthomok rakódik le. A parti gátak előterében levő szórványos *foltzátony*okat echinoideák és vörösalga-vázakkal bevont, jobbára elhalt koralltörzsek építik fel. Az Abu Dhabi környéki szigeteket 7—10 m mélységű és több km hosszúságú csatornák választják el; ezek torkolatánál a hullámzás és az apályáramok hatására ooidos homokból álló delták képződnek, amelyek gerincei apály idején felszínre is kerülnek. Az ooidok mérete a csatornák irányában csökken: az utóbbiakat többnyire csak durva bioklasztos karbonátiszap tölti ki.

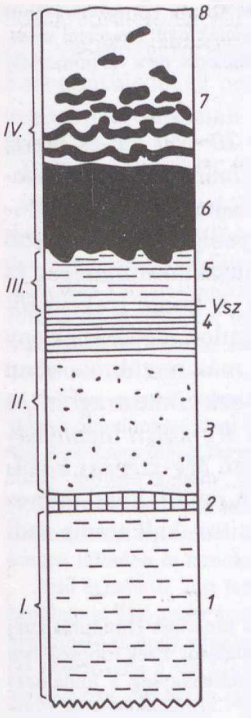
Az *árapály öv alsó* és *középső* részének üledéke bioturbáció következtében erősen zavart szerkezetű, *pelletes karbonátiszap*. Algaszőnyeges lamináció csak az árapály öv felső részén és a dagály feletti övben marad fenn, amelyeknek az evaporáció folytán túl sóssá vált pórusvize távol tartja az infaunát. Jellemző itt a madárszem-szerkezet, s a gyors üledéklerakódás miatt az üledék belsejének gyakran H_2S-képződésre vezető, redukciós jellege.

A *szebkhá*nak nevezett szupratidális övben gipsz és anhidrit képződik, és dolomitosodás megy végbe. Alsó határának gomba alakú gipszképződményeit a szárazföld irányában, fokozatosan, finomkristályos anhidrit hullámos sávjai vagy „csirkebél" (chicken wire) szerkezetnek nevezett érhálózatai (l. *14.36 ábra*) váltják fel; erre pedig dolomit, anhidrit és eolikus kvarc-



10.47 ábra. Az Arab-öböl árapálysíkságainak tömbszelvénye SHINN (1982) nyomán

1. Szigetgát. — *2.* Lagúna. — *3.* Árapály övi üledék ásásnyomokkal. — *4.* Algaszőnyeg. — *5.* Gipszkiválás. — *6.* Dagályszint feletti szebkha, tetején anhidrittel.

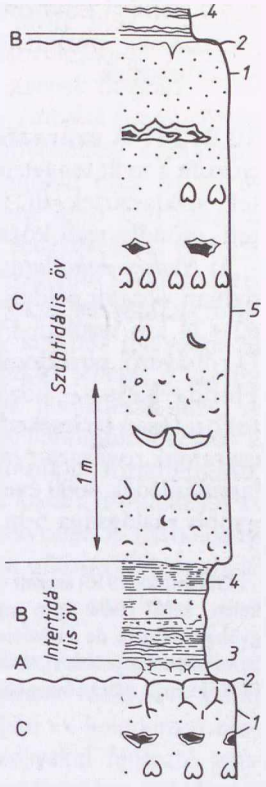


10.48 ábra. Regressziós szebkha-szelvény Abu Dhabinál, TILL (1978) nyomán

I. Szubtidális öv. — *II.* Az intertidális öv alsó része. — *III.* Az intertidális öv felső része. — *IV.* Szupratidális öv.

1. Aragonitos iszap. — *2.* Kemény kéreg. — *3. Cerithium*-pelletes homok. — *4.* Algaszőnyeg gipsszel. — *5.* Algaszőnyeg anhidrittel. — *6.* Laza, „tehéntúrószerű" (cottage cheese) anhidrit. — *7.* Vörös és barna kvarcos karbonáthomok anhidritgumókkal és gyűredezett anhidritrétegekkel. — *8.* Kősókiválás.

Vsz = Talajvízszint.



10.49 ábra. A Lofer-ciklus ideális vázlata FISCHER (1964) szerint

1. Mállási öv, vörös és zöld alapanyaggal kitöltött repedésekkel. — *2.* Eróziós felszín. — *3.* Vörös és zöld alapanyagú konglomerátum. — *4.* Algaszövedék száradási repedésekkel; dolomitos loferit és kalcilutit, madárszemekkel, nagyon kevés ősmaradvánnyal. — *5.* Tömeges szerkezetű kalkarenit gazdag tengeri faunával (*Megalodontidák* és más kagylók, tüskésbőrűek, brachiopodák, korallok) és onkoidokkal.

A, B, C = A ciklustagok jelzése.

10.9. táblázat. Az ideális szebkha-ciklus felépítése*

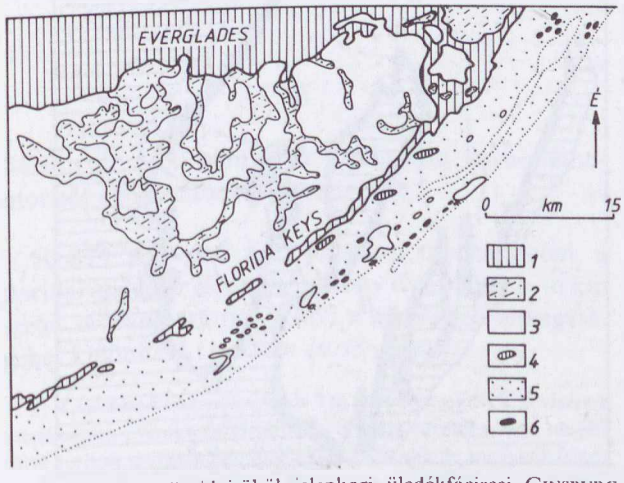
Környezet		Ciklustag	Képződmény
Dagály feletti öv		*C*	Gumós anhidrit
Árapály öv		*B*	Algaszövedékes dolomit
Apály alatti öv	Lagúna	*A*	Tömött, likacsos dolomit Lemezes dolomit
	Víz alatti hátság		Algás „boundstone" és „grainstone"

* WOOD—WOLFE (1969) szerint.

homok rétegek *(10.47—10.48 ábra)* települnek. A szebkha tenger felé lejtő s az édes- és tengervíz keveredését mutató talajvíztükrének mélysége nem több 1 m-nél. Laza mészüledékének dolomitosodása ott és akkor indul meg, ahol és amikor a pórusvíz Mg/Ca aránya 10—20-ra növekszik (II. kötet, 25.242. fejezet).

A tengervíz, ill. a tengerfenék oszcillációja következtében a szebkha-szelvény ciklusos felépítésűvé válhat *(10.9 táblázat)*.

A *karbonátos árapályság* üledékeinek legkitűnőbb fosszilis példája a *Fődolomit (16.7. tábla:* **1***)*. Képződése a szebkha-környezet dolomitosodási folyamatához hasonlóan képzelhető el. — A *Dachsteini Mészkő* Lofer-ciklusának kezdő (**A**) tagját *(10.49 ábra)* a dagály feletti öv vörös vagy zöldes színű, intraklasztos lutitja alkotja; az ezt követő, *loferit*nek is nevezett, (**B**) tag árapály övi, lemezes, algaszőnyeges karbonát; a (**C**) tag pedig az apály alatti öv világosszürke, vastagpados, megalodontaceás mészköve. A ciklusok **A** és **B** tagjában a dagály feletti öv és az árapály öv felső része összes jelenkorból ismert szerkezeti elemei (az algaszőnyeglemezek, a fenesztrák, a száradási repedések, az algaszőnyegből feltépett autigén breccsaszemek) megtalálhatók (FISCHER 1975; HAAS—DOBOSI 1982; *16.7. tábla:* **1—2***)*.



10.50 ábra. A Floridai-öböl jelenkori üledékfáciesei GINSBURG (1956), GRIFFITH *et al.* (1969) és GINSBURG—JAMES (1974) nyomán, az AAPG engedélyével

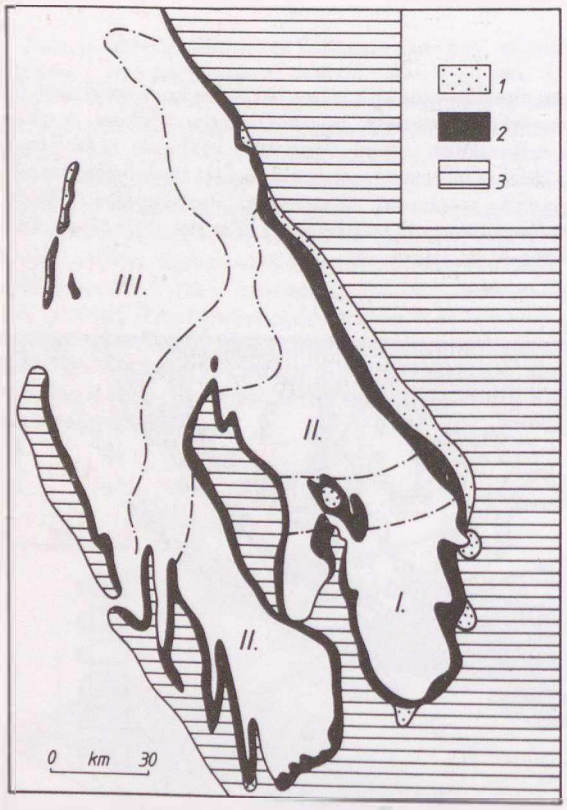
1. Az Everglades édesvízi mocsarai és a pleisztocén mészkőszigetek. — *2.* Mészhomokos kalcilutit-padok és szigetek. — *3.* A padok közti mélyedések lutitos kalkarenitje. — *4.* Biohermák. — *5.* Váztörmelékes kalkarenit. — *6.* Korallzátonyok. — (*2—6.* Holocén)

10.6134 A karbonátos lagúnák és öblök elhelyezkedésük szerint kétfélék: szárazföld-peremiek és szigetbelsejiek.

10.61341 A szárazföld-peremi karbonátos lagúnák a nyílt tengertől idősebb kőzetekből álló szigetek, sziklaszirtek, ill. zátonyok vonulatával elkülönített, csöndes vizű környezetek.

a) *Nedves éghajlaton kialakult típusuk* egyik sokoldalúan vizsgált példája a nagyjából háromszög alakú, 62 × 24 km területű Floridai-öböl, Florida és az ezt D-ről övező, pleisztocén mészkőből álló szigetsor — a Florida Keys — között. Az öböl holocén üledékei fokozatosan terjeszkednek az Everglades édesvízi mocsarainak rovására *(10.50 ábra)*. A legidősebb sósvízi lagúnaüledék 4000 éves; a holocén karbonátok legnagyobb vastagsága 5 m.

GINSBURG (1956) szerint ez a lagúna két részre oszlik: *(1)* Északkeleti, belső részét igen csekély (<6 cm-es) árapály-ingadozás, gyönge áramlás, de a hőmérséklet és a sótartalom jelentős szezonális váltakozása jellemzi. Az esős évszakban a sótartalma 10—15‰-re csökken, a száraz évszakban viszont 35—40‰-re, a legsekélyebb részeken pedig 70‰-re nő (SCHOLL 1966). A víz hőmérséklete 15—40°C között ingadozik. — *(2)* A lagúnák nyílt tengerrel szomszédos, külső részén erősebb ugyan a vízmozgás, de a víz hőmérséklete és sótartalma kevésbé változik.



10.51 ábra. A nyugat-ausztráliai Cápa-öböl sótartalmának és főbb környezeteinek megoszlása LOGAN *et al.* (1970) nyomán, az AAPG engedélyével

I. Erősen túl sós víz. — *II.* Gyengébben túl sós víz. — *III.* Óceáni víz.

1. Dagály feletti és árapály öv, tengeri fűvel. — *2.* Árapályszint alatti hátságok. — *3.* Szárazföld.

A lagúnán belüli, mindössze 20—50 cm-es vízzel borított, föltehetően viharok felhalmozta *iszappadokat és kiemelkedő szigeteket* 30%-ban homok-, 48%-ban kőzetliszt méretű, 22%-ban pedig 1 μm-nál kisebb karbonátszemcsékből álló, molluszkum-töredékes és foraminiferás biomikrit építi fel. A finom frakció főként zöldalgáktól származik. A padok üledékének egy részét *Thalassia*-gyep köti meg, más részük azonban teljesen laza. A szemcsék anyagának zöme aragonit, a foraminifera-héjakból származó *Mg-kalcit* mennyisége 20—30%; a molluszkum eredetű *Mg-szegény kalcité* ~15%, a *dolomité* max. 5%. A padok közti mélyedések fenekét csak vékony, lutitos kalkarenit fedi *(10.50 ábra)*.

Hasonló, zátonyok mögötti lagúnákat ismerünk Honduras mellett s az ausztráliai Great Barrier belső oldaláról. Ezek többségében pelletes mésziszap rakódik le, de a szemcsenagyság a hullámzás erősségével növekszik. A pelletek rákok, *Cerithium*-félék és *Polychaeták* ürülékei. A lagúnákon belüli foltzátonyokat azok durva törmeléke övezi gyűrűszerűen.

b) *Száraz éghajlaton,* az édesvíz-utánpótlás hiánya és az erős párolgás következtében kialakult lagúnaszerű, túl sós medence az 1000 km hosszú, 2—300 km széles, 226 000 km² alapterületű *Perzsa—Arab-öböl (10.45 ábra)*. Ennek az Indiai-óceánhoz a csak 60 km szélességű Hormuzi-szoroson át kapcsolódó öbölnek az átlagos mélysége 35 m, legnagyobb mélysége 100 m. Az öböl D-i oldalán húzódó széles sekélytengeri övezeté pedig csak 10—20 m.

Az öblöt határoló Arab-félsziget évi csapadékátlaga 50 mm; levegőjének max. hőmérséklete nyáron 45—50°C, télen azonban 0°C. A D-i sekély öbölrész vízhőmérséklete az évszaktól függően 15 és 40°C között van. A szelek által is fokozott párolgás 1240 mm/év. Ennek következtében a felszíni víz sótartalma az öböl K-i részén 37—40‰, a D-i részén pedig 40—50‰. A 200—500 mm/év csapadékú perzsa partvidékről több folyó ömlik az öbölbe, némileg hígítva annak vizét.

A vízfenék DNy-felől enyhén lejt az öböl tengelye felé, ezért a hullámverési övben képződő bioklasztos, ooidos, pelletes homokok ebben az irányban fokozatosan szemcsehalmazos, majd bioklasztos kőzetlisztes homokba, végül lutitba mennek át (WAGNER—VAN DER TOGT 1973). A kisebb vízalatti hátságokon ellenben *Corallinacea*-zátonyok települnek, a védettebb öblökben csigavázas, lutitos mészhomok és foraminiferás-csigás iszap, a kicsiny, zárt öblökben, lagúnákban pedig gipsz rakódik le.

A száraz éghajlat tehát csak a dagály feletti öv üledékképződését befolyásolja jelentősen. Az öböl belsejé-

nek szedimentációját viszont a vízfenék domborzata és a víz mozgatottsága határozza meg. Ezért az itteni karbonátüledékek nem térnek el jelentősebben a nedves-trópusi lagúnák szubtidális karbonátlerakódásaitól.

Túl sós vízű a nyugat-ausztráliai *Cápa-öböl (10.51 ábra)* is, amelynek mély beöblösödéseit a bejárataikat keresztező sekély padok csak részben különítik el az Indiai-óceántól. Édesvíz-beáramlás hiányában a sótartalom az öböl víz alatti hátakkal tagolt belsejében 70‰-ig emelkedik. Ezt csak a *Fragum hamelini* nevű kis kagyló képes elviselni; ezért az árapálysíkságokat ennek a *kokvinái* szegélyezik. Az öböl kevésbé sós vízű részein a tengeri fűre tapadt epifauna helyben maradt maradványai fölött a környék epi- és inbentoszának összemosott vázai *dombokká* halmozódnak föl. Ezért *e dombok üledéksora fölfelé durvul:* mátrixban dús „packstone" és „wackstone" szövetű tagjaira „grainstone" szövetűek települnek. LEEDER (1982) szerint hasonló tendencia mutatkozik a paleozóikum egyes „zátony"-ain is; ezeken azonban az üledékfogó szerepét még a tengeri liliomok és a mohaállatok töltötték be.

Arid éghajlatú, zárt lagúna karbonátüledékének tekinthető hazánkban az alsó-triász korú *Aszófői Dolomit*. Ennek képződése úgy képzelhető el, hogy a lagúna felső vízrétegében megindult gipszkiválás megnövelte a víz Mg/Ca arányát. Ez pedig a már lerakódott algalemezes mésziszap igen korai dolomitosodását eredményezte (14.29111. fejezetrész).

10. 61342 A szigetbelseji karbonátos lagúnák közé azokat a nyílttengeri szigetek (atollok) belsejében levő, védettebb tengerrészeket soroljuk, amelyekben a szárazföldi hatás sokkal gyöngébb, mint a szárazulatperemi öblökben. Ezek egyik példája a Kis Bahama Padhoz tartozó 80 × 35 km kiterjedésű, a tengerből alig kiemelkedő sziklákkal és ooid-dombokkal körülzárt, NEUMANN és LAND (1975) szerint 7 m átlagos mélységű *Bight of Abaco*. Üledéke olyan homokos mésziszap, amelynek durvább szemcséi uralkodóan a *Halimeda*, finomabb szemcséi pedig más zöldalgák *(Penicillus, Rhizocephalus)* váztörmelékéből állanak. Felszínét *Thalassia* és *zöldalga-gyepek* borítják.

A kör alakú korallzátonyok *(atollok)* lagúnáinak mélysége az atoll méretének növekedése arányában nő. A Karib-tengeri atollok lagúnái csak 5—15 m mélyek, s a zátonytesteket enyhe lejtő köti össze a lagúna belsejének csaknem sík fenekével; ezt pedig a többnyire gazdag zöldalga-vegetáción kívül tengeri uborkák és sünök, csigák, kagylók és bentonikus foraminiferák népesítik be. A nagy lagúnák mélysége 70 m-t is elérhet; faunájuk és üledékük jellegét a lagúna áramlási viszonyai és a viharok határozzák meg. A csendes-óceáni hatalmas atollok lagúnaüledékeiben a *Halimeda*-vázelemek és a bentonikus foraminiferák dominálnak, de jelentős lehet a korall, a puhatestű és a vörösalga váztöredékek mennyisége is (MILLIMAN 1974). A lagúnán belül korallok alkotta *foltzátonyok* is kifejlődhetnek.

10.6135 A partmenti biohermák az árapály öv tömegesen élő szesszilis élőlényeinek vázából — tehát nem utólagos összemosódás útján — keletkezett biogén építmények. Meszes lakócsöveket fejlesztő gyűrűsférgek (pl. *Phragmatogramma lapidosa, Sabellaria*) helyenként > 100 m szélességű biohermái ismeretesek pl. Florida K-i partjairól (MULTER 1969). *Vermetida* típusú csiga-biohermák találhatók Florida, a Bermudák, Brazília, sőt a Földközi-tenger partjain is (MILLIMAN 1974). Ezenkívül az elbomló mangrove-gyökerek helyét kitöltő $CaCO_3$ is biohermaszerűen halmozódhat fel (HOFFMEISTER—MULTER 1965). Fosszilis partmenti biohermáknak tekinthetők a kréta időszak *Rudista*-telepeinek egyes típusai.

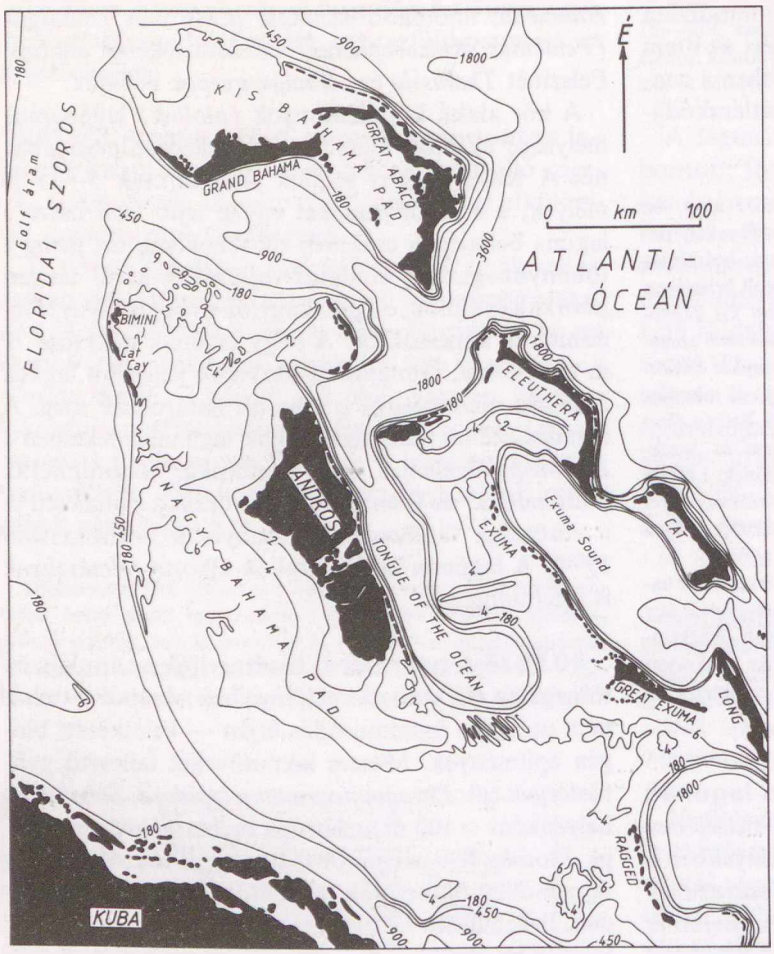
10.62 A KARBONÁTOS SEKÉLYTENGER

A terrigén anyagban szegény, trópusi–szubtrópusi selfeken alakul ki. Mélysége, valamint a hullámzás és árapály hatásaival szembeni védettsége alapján belső és külső részre osztjuk. A *belső self* a hullámbázis szintjétől — ha szárazulatperemi lagúna is van, a lagúnát elrekesztő gát külső oldalától — a selfperemi zátonyok hátteréig terjed. Hasonló hozzá a *sekély víz alatti* (röviden sekély) *pad* (bank) vagy *tábla* (platform), bár ez nem kapcsolódik a szárazföldhöz, hanem tenger veszi körül *(10.52 ábra)*. Közös azonban az a vonásuk, hogy a szélirányra merőleges zátonyok és/vagy homokdombok mindkettejük területét védetté teszik, s ezért üledékeik is hasonlóak. A *külső self* a selfnek a nyílt tengerrel érintkező, viszonylag keskeny, 1—1,5 km szélességű, erős vízmozgású sávja, amelyen kedvező körülmények között szilárd sánczátonyok, ezek között, ill. ezek hiányában pedig laza karbonáthomokból álló dombok jöhetnek létre.

10.621 A belső self jelenkori típusterületén, a floridai szigetsor és a külső zátony öv közötti 2—6 km széles sávban MULTER (1969) a következő részegységeket különíti el *(10.50* és *10.53 ábra)*.

a) *A partmenti iszapzátonyos öv* 2 m vízmélységig terjedő vizének hőmérséklete évszakonként változik. Hullámveréstől védett, tengeri füvel borított területén finom mésziszap rakódik le, amelynek felszínét *Halimedák*, apró korallok *(Porites)* és vörösalgák *(Gonolithon)* népesítik be. Az iszap helyenként mangrovéval borított, tőzegképző szigetecskékké halmozódik. A főleg *Callianassák*tól erősen bioturbált és pelletes mésziszap homokméretű szemcséi a törékeny mészvázak széthullásából származnak.

b) *A foltzátonyok*, ezek a környezetükből csak kissé kiemelkedő, szilárd, de hézagaikban laza törmeléket is tartalmazó biogén épít-



10.52 ábra. A Nagy Bahama Pad és környezetének mélységvonalai (m-ben), a nagyobb szigetek és zátonysorok (fekete) feltüntetésével

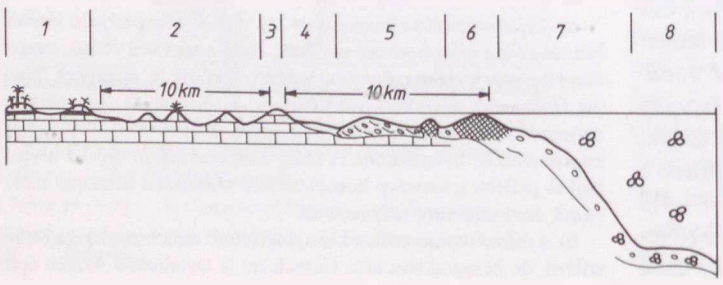
mények ugyan a sekély padokon és a külső selfen a leggyakoribbak, de a belső self magasabb részein, gyakran pleisztocén elődjeiket fedve is kialakulhatnak. A floridai foltzátonyokon a domináns *Montastreák* nagy, félgömbszerű telepein kívül a *Diploriák* és *Poritesek* is elég gyakoriak. A zátony anyagát gyarapító mészszivacsok, kagylók, csigák, tengeri sünök és zöldalgák mellett sok a vázpusztító marószivacs, féreg, fúrókagyló, tengeri sün és papagályhal is. A foltzátonyokon — azok kis magassága miatt — semmiféle ökológiai zonáció nem jelentkezik.

Kisebb-nagyobb foltzátonyok ismeretesek az Aggtelek és Jósvafő közötti Steinalmi Mészkőből, a Keszthelyi-hegység karni korú Edericsi Mészkövéből, vagy a Budapest–rákosi vasúti bevágás felső-bádeni emeletbeli Rákosi Lajtamészkő Formációjából.

c) *A floridai self* legnagyobb (2—6 m mélységű) részét jól osztályozott, laza, ill. kevésbé jól osztályozott, kötött, bioklasztos *kalkarenit* borítja. A *laza* 0,5—5 mm-es szemcsenagyságú típust — amelynek uralkodó része *Halimeda*-vázelemekből áll, de kagyló- és csigahéjtöredékeket és foraminiferahéjakat is tartalmaz — hullámfodros rétegfelszínek, koptatott bioklasztok, ritkábban felszakított üledékdarabok, és csak gyér — főleg beásó tengeri sünökből álló — makrofauna jellemzik. A nyugodtabb környezetben leülepedett, *kötött kalkarenit* pélites szemcsékben való gazdagságát részint a tengeri fű üledékfogó szerepe, részint inbentosz szervezeteinek, marószivacsainak és fúrószervezeteinek tevékenysége biztosítja.

A jelenkori mészhomokok fosszilis megfelelőit a mezozóikum krinoideás mészköveiben (pl. az apti korú Tatai Mészkő kalkarenitjében) kereshetjük.

d) A floridai belső self már kőzetté vált vagy bekérgezett *kemény felszínei* kialakulásának, s a laza üledéklerakódás itteni hiányának okait részint a porózus üledék áramlások hatására történt tengeri freatikus cementációjában (14.2111. fejezetrész), részint a vízáramlások üledékseprő hatásában kereshetjük. Áramlásos területen ui. a



10.53 ábra. A floridai belső self idealizált szelvénye Sellwood (1986) nyomán

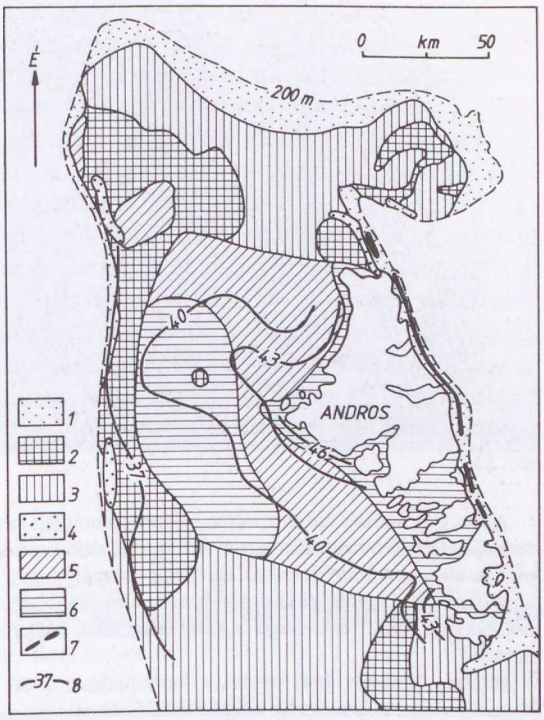
1. Dagályszint feletti mocsár tőzeges mangrove-erdővel, édesvizű tavacskákkal. — *2.* Self-lagúna héjtörmelékes és pelletes mésziszap-dombokkal. — *3.* Sziget. — *4.* A nyílt self belső szegélye tengeri füvel borított iszapos homokkal. — *5.* A nyílt self külső szegélyének homokja puhatestűek héjaival és foltzátonyokkal. — *6.* Korall- és algazátony molluszkum-héjakat tartalmazó homokkal. — *7.* Zátonyelőtéri lejtő a selfről lesodródott törmelékkel. — *8.* Nyílttengeri, kevés self-eredetű törmeléket tartalmazó pelágikus üledék.

szemcseközi pórusvíz is folytonos mozgásban van, és belőle az üledék/víz határa közelében rövid idő alatt *aragonit-* vagy *Mg-kalcit-cement* válhat ki. A cementációt egyes baktériumok tevékenysége, az aljzati növénytakaró fotoszintézise és más — CO_2-termelő — folyamatok is elősegíthetik.

A mérsékelt övi belső selfeken — a terrigén törmelékszállítás túlsúlya miatt — a karbonát-felhalmozódás ritka. Vörösalga, mohaállat és kígyókarú vázelemek csak a self áramlásoktól védett helyein halmozódnak fel (MILLIMAN 1975).

10.622 A sekélyvízi padok és táblák jelenkori klasszikus példájának, a kb. 32 644 km² területű Nagy Bahama Padnak a vízmélysége a 7 m-t csak ritkán haladja meg. Pleisztocén mészkőre települő holocén karbonátüledékeinek vastagsága legfeljebb 3,5 m. Kelet felé Andros szigete és az annak folytatásába eső kisebb szigetek határolják a Tongue of Ocean 1 300—2 500 m mélységű árka felé *(10.52 ábra)*. A Padon és a környezetében levő kisebb szigeteken és padokon lerakódó sekélytengeri üledékek összterülete 96 000 km².

A Pad belső, igen sekély részein az árapály szintkülönbsége szélmentes időben szinte elhanyagolható. A nyáron főleg DK-i és K-i, télen ÉK-i vagy K-i irányból fúvó passzátszél és a hurrikánok azonban több m-rel megemelik a víz szintjét, és nagy sebességű vízáramlásokat hoznak létre (BALL 1967). A víz hőmérsékletének átlaga februárban 22°C, augusztusban 31°C. Sótartalma télen általában csak 38‰, a Williams-sziget mögött azonban kissé magasabb, s itt nyáron 46‰-et is elér (BATHURST 1971). A Pad külső öveinek üledékképződése lényegileg a selfperemi övekével egyezik. Védettebb belső részén azonban GEBELEIN (1974) szerint a következő üledékfáciesek különíthetők el *(10.54 ábra)*.



10.54 ábra. A Nagy Bahama Pad üledékfáciesei a sótartalom-átlagok izovonalaival, PURDY (1963) nyomán, CLOUD (1962b) adataival kiegészítve

1. Korallos–mészalgás fácies. — *2.* Stabilizálódott ooid-fácies. — *3.* Grapestone-fácies. — *4.* Árapály övi ooidképződés. — *5.* Pelletes mészisza p. — *6.* Mészisza p. — *7.* Korallzátonyok. — *8.* Izohalin vonalak (‰-es értékekkel).

a) A keleti platóperem zátonyai mögötti, erősen mozgatott vizű terület *ooidos fáciese* a peremi zátonyoktól kb. 10 km-re Ny-ra fokozatosan *grapestone fáciesbe* (16.2136. fejezetrész) megy át, mert a lelassuló vízáram a kőzetliszt- és homokméretű karbonátszemcséket itt már nem bírja mozgatni. Ezért az itteni, tengeri fűvel gyéren benőtt üledék uralkodóan 0,5—2,5 mm-es szemcsék összetapadt halmazaiból áll; a fekális pelletek és a bioklasztok mennyisége 10—10%, a pélitméretű karbonátszemcséké azonban < 5%. A rétegzést az ásószervezetek eltüntetik; helyenként azonban pár cm vastagságú, cementált *kemény kérgek* képződnek. A makrofauna zömét kagylók, csigák és szivacsok alkotják. A kemény felszíneken kisebb korallok is megtelepednek.

b) Az Andros-sziget 3—6 m mélységű, távolabbi hátterének csak kismértékben mozgatott s a bepárolgás miatt túlsóssá váló vizét kevés élőlény viseli el. A belőle lerakódó *mészisza p* 85%-a pélitméretű aragonit tűkből áll. Ezek vagy anorganikus úton (CLOUD 1962), vagy baktériumok biokémiai hatására válnak ki, vagy zöldalgák vázának szétesett elemei (LOWENSTAM 1955)

c) Az Andros-sziget Ny-i szomszédságának ≤ 4 m mélységű, alig mozgatott, erősen fölmelegedő és erősen túlsós vízéből 50%-ban kőzetliszt- vagy finom homokméretű pelletekből álló, erősen bioturbált, tengeri fű- és zöldalga-gyeppel fedett, *pelletes mészisza p* rakódik le. Bioklasztjai kagylók, csigák és foraminiferák vázai, ill. váztöredékei. A víz alatti cementáció a *Callianassák* járatkitöltéseit is megőrzi.

A Padnak néhány m-rel a rendes dagályszint fölött levő részein 10—80% *dolomittartalmú kérgek* képződnek. Ezek kicsiny (max. 2 μm-es) kristályainak többsége valószínűleg a pórusvízből való közvetlen kicsapódásnak és az eredeti aragonitkristályok helyettesítődésének kombinációjával keletkezik; egy részük azonban törmelékes eredetű.

A sekély víz alatti tábla kitűnő fosszilis példája az Aggteleki- és Rudabányai-hegységi középső-triász Steinalmi és a karni emeletbe is átnyúló Wettersteini Formációja, valamint a Dunántúli-középhegység nóri–rhaeti Dachsteini Mészköve. Az utóbbiban megfigyelt Lofer-ciklusok (10.6133. fejezetrész; *16.15. tábla*: 1 és 2) a tenger vízszintjének periodikus ingadozásáról tanúskodnak (FISCHER 1964; HAAS—DOBOSI 1982).

10.623 A külső self mai üledékképződési egységei: *a*) a peremi ooid-felhalmozódások, *b*) a peremi zátonyok, *c*) az utóbbiak lábának zátonytörmeléke.

10.6231 A peremi kalkarenitek ooidos típusai (16.2134. fejezetrész) az árapályáramlások felgyorsu-

lási helyein, tehát gyakran azoknak a peremi zátonyokon való átbukása vagy a szűk lagúnabejáratokon való áthaladása nyomán keletkeznek. A Nagy Bahama Padot övező peremi karbonáthomok *(10.52, 10.54 ábra)* a Bimini-szigetektől D-re levő Cat Cayben olyan 1 km hosszúságot és 0,5 km szélességet is elérő, meredek orrú, karéjos, vízalatti deltákon halmozódik fel, amelyek ooid-anyagának nagyméretű ferderétegei az 1,75 m magasságot is megüthetik. Ezzel szemben a Pad ÉK-i részén — az Andros-szigettől É-ra levő Joulters Cay területén — egymástól mély árapálycsatornákkal elválasztott, max. 8 km hosszúságú és 750 m szélességű, de csak 5 m magasságig emelkedő árapálygerincekben rakódik le (BALL 1967; *16.12. tábla:* **1**).

A *Cat Cay* néhány dm-es vízréteggel borított ooidjait az árapályáramlás állandó mozgásban tartja. A nagyobb deltakaréjokra települt és ellenkező irányítottságú karéjokat az apály hozza létre. A karéjokat a hossztengelyükkel párhuzamos áramlási fodrok és dűnék borítják; ezek ferderétegei a karéj felszínének lejtési irányába dőlnek.

PURDY—IMBRIE (1964) szerint a karbonáthomok 80—98%-a iszaprög- vagy pellet-magvú, aragonithéjú ooidszemcse; a *Halimeda-*, foraminifera- és puhatestű-héjtöredékek *(bioklasztok)* mennyisége csak 1,7%.

Az ooidok mozgását a Pad belseje felé vékony, víz alatti algaszőnyeg és *Thalassia*-gyep állítja meg. Ennek eredményeként itt a 10.622. fejezetrész c) pontjában már említett, 10 m vastagságot is elérő, stabilis, de bioturbált ooidos és grapestone-fácies alakul ki (HARRIS 1979), amelynek aragonitos vagy Mg-kalcit anyagú mikrit, vagy aragonittűkből álló, szindiagenetikus szegélycement a kötőanyaga. De a felül még laza ooidhomok is gyakran a korábban cementált ooidok feltépődéséből származó kőzetdarabokat *(intraklasztokat)* tartalmaz.

A *Joulters Cay* finom pellethomokkal fedett árapálygerinceinek a klasztikus selfek árapálygerinceivel megegyezően létrejött kalkarenitje vízborítás alatt rakódik ugyan le, de a dombok teteje apály idején szárazra kerül. A Pad peremére merőleges, >85%-ban ooidokból álló gerincek középszemű, jól osztályozott (3%-nál kevesebb finom szemcsét tartalmazó) ferderétegei a gerincek hossztengelyére merőlegesen dőlnek. A folytonosan mozgó üledék szegényes élővilágából gyűrűsférgek, magukat beásó puhatestűek és tengeri sünök említhetők. Ahol azonban az ooidhomokot tengeri fű és zöldalgák kötik meg, ott az állatvilág is változatosabb, s a pélitméretű szemcsék részaránya 20%-ot is elérhet. Az ooidhalmok közötti (3—6 m mélységű) árapálycsatornák sokszor tengeri fűvel és zöldalgákkal borított fenekén gyakoriak a cementált oolitrögök és -tömbök.

A *Perzsa–Arab-öböl* D-i részének a lagúnabejáratok öböl felőli torkolatában az árapályáram hatására kialakult, terjedelmes delták *(10.46 ábra)* ooid-anyaga a deltamedreket szegélyező gátakon a legtisztább. Az apály és a part felé irányuló hullámzás együtes hatása ui. az ooidoknál finomabb üledéket kimossa.

Nem ooidokból, hanem különböző bioklasztok közepesen és jól koptatott, 0,2—4 mm-es szemcséiből álló, nagyméretű keresztrétegzettséget mutató, 2—10 m vastagságú kalkarenit ismeretes a floridai Marquesas-sziget környéke erős hullámzásnak kitett részein. — Meleg sekélytengeri ooid-felhalmozódások ismeretesek pl. a floridai pleisztocénből (HALLEY *et al.* 1977), ÉNy-Európa középső-júrájából (PURSER 1979) és a Bükk hegységi alsó-triász elejének Gerennavári Formációjából (BALOGH 1964; PELIKÁN P. 1986; *16.13. tábla:* **1**; 16.2134. fejezetrész). — A koptatott szemcséjű karbonáthomok fosszilis példájaként a krinoidea-törmelékben dús, apti korú Tatai Mészkő említhető.

A mérsékelt övben a karbonát-felhalmozódás — a terrigén hatás erősödése miatt — többnyire a self külső részeihez kötődik. Ennek a legkülönbözőbb héjakból származó anyaga azonban — mint a partokon is (10.6131. fejezetrész) — kizárólag *bioklaszt*. Ezek többsége az USA K-i selfjéről ismeretes (MILLIMAN 1972).

10.6232 A korallzátonyok *(10.4 ábra)* a szilárd vázat fejlesztő szervezetek, elsősorban a telepes korallok (10.55 *ábra*) tömeges együttélése nyomán a part homlokán, a self, ill. a víz alatti sekély pad vagy a mélytengeri hátságokon létrejött, gyűrűszerű atollok külső részén keletkezett, a hullámverésnek ellenálló, változatos alakú biogén építmények (16.212. fejezetrész). Ezeknek WILSON (1975) a következő morfológiai típusait különbözteti meg.

a) *Karbonát-építmény* (carbonate buildup): a helyben kialakult, változó körvonalú, de oldalirányban korlátozott kiterjedésű, túlnyomórészt szerves vázakból álló, környezete fölé magasodó karbonáttest általános megnevezése.

b) *Domb* (mound): nagyjából kör vagy ellipszis alaprajzú, szelíd lejtőjű, autochton karbonáthalom.

c) *Torony* (pinnacle): meredek oldalú, fölfelé hegyesedő szerves építmény.

d) *Foltzátony* (patch reef): sekély vízzel körülvett, magában álló szerves építmény (10.621. fejezetrész: *b*).

e) *Harangzátony* (knoll reef): mély vízzel körülvett, magában álló szerves építmény.

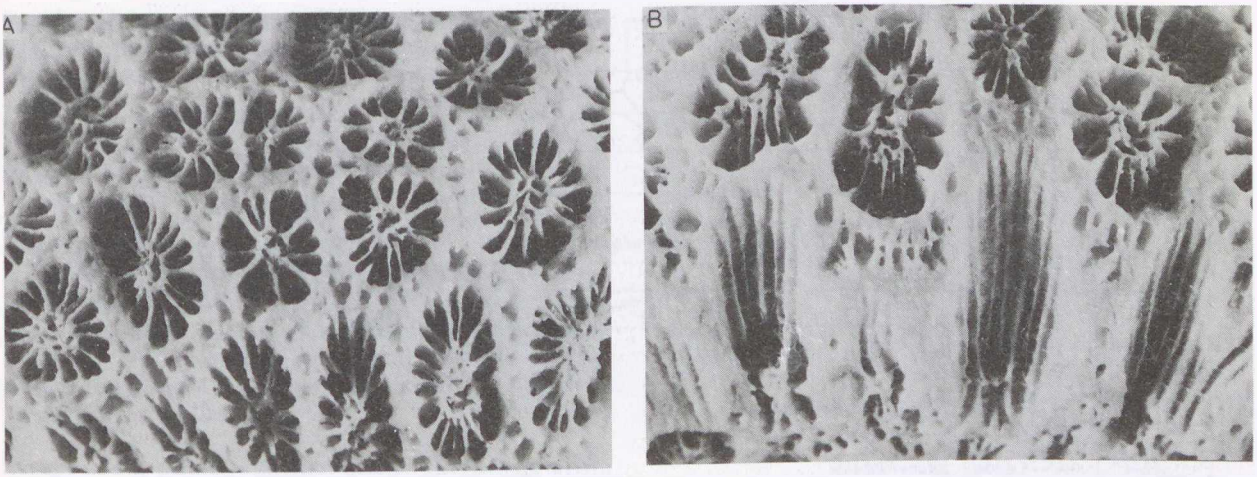
f) *Szegélyzátony* (fringe reef): közvetlenül a partra támaszkodó szerves építmény (tulajdonképpen telepes korallok alkotta, különleges partmenti alakulat).

g) *Sánczátony* (barrier reef): a parttól lagúnával elválasztott, keskeny, megnyúlt, ill. vonulatszerű szerves építmény.

h) *Atoll* (10.61342. fejezetrész): belső lagúnát körülvevő (többnyire nyílttengeri) kör vagy ellipszis alakú korallzátony *(10.56 ábra)*.

A jelenkori korallzátonyok MILLIMAN (1974) szerint a zátonyépítő nemzetségek és fajok diverzitása alapján két csoportba oszthatók: (1) az indopacifikus típusúakat 80 nemzetség kb. 700 faja, (2) a karibtengerieket 20 nemzetség mindössze 50 faja építi fel. Így természetesen ökológiai zonációjuk is különböző, amellett az indopacifikus zátonyoknak van, a karibiaknak nincs algás peremük. A Perzsa–Arab-öböl zátonyai *(10.45 ábra)* a karib-tengeri típushoz állnak közel, korallfaunájuk azonban még szegényesebb.

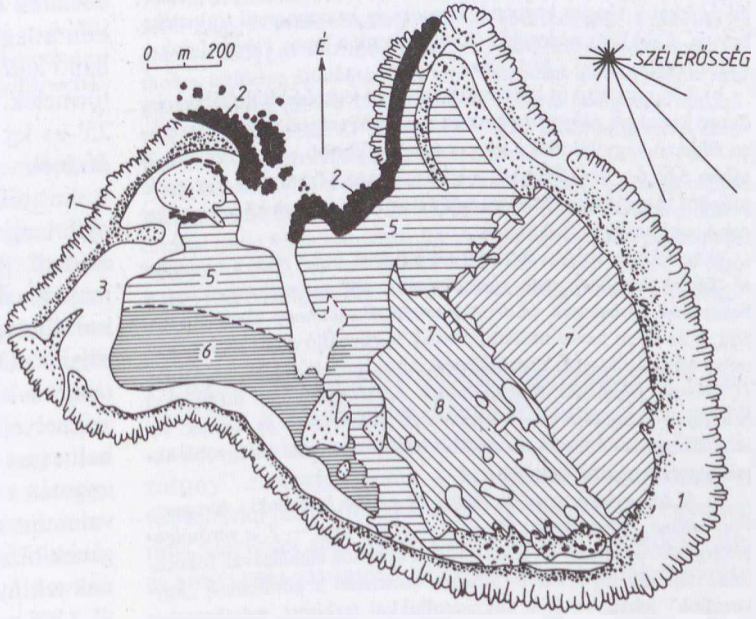
10.62321 Az indopacifikus korallzátonyok már DARWIN és DANA (1840) által megkülönböztetett há-



10.55 ábra. Egy kubai jelenkori koralltelep darabjának felületi csiszolatai
A = Felülnézet. — *B* = Oldalnézet. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ.

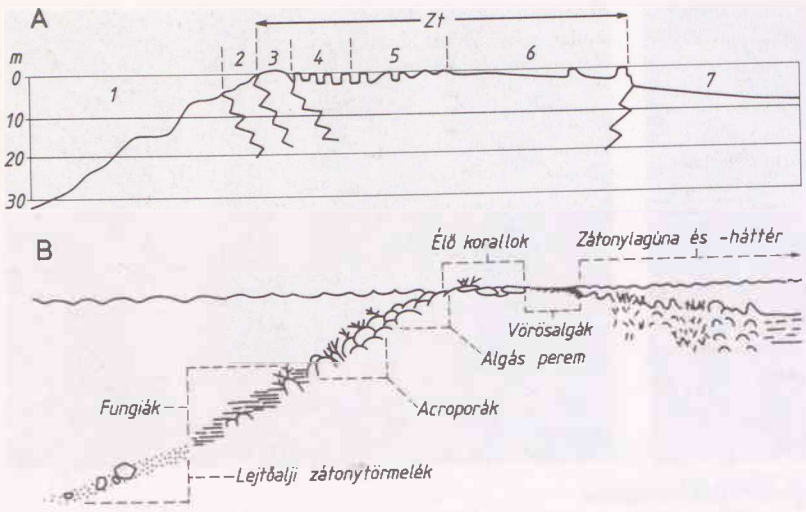
rom fő formája a szegélyzátony, a sánczátony és az atoll. *Szegélyzátonyok* vannak a Csendes-óceánban, pl. Hawaii-, a Salamon-szigetek s az Új-Hebridák, az Indiai-óceánban a Mauritius-szigetek, Madagaszkár és Moçambique partvidékén. *Sánczátonyok* veszik körül pl. Tahitit és a Fiji-szigeteket. A partvonalat kísérő szegély- és sánczátonyok gyakran — pl. az Új-Kaledóniát körülfogó (összesen 1 500 km hosszú) övben — egymással váltakozva találhatók. Ennek az az oka, hogy a sánczátonyok a tengerszint relatív megemelkedése következtében a szegélyzátonyokból alakultak ki. Földünk legnagyobb sánczátony öve azonban az Ausztrália K-i partjai mentén, ~2 000 km hosszúságban, 16—320 km szélességben kialakult, összesen 215 000 km² alapterületű Nagy-korallzátony *(Great Barrier Reef)*.

Az ennek aljzatát alkotó self K-i irányban a kontinentális lejtő pereméig lejt. Peremének, a 0—22,5 km közötti (átlagosan 9,6 km) szélességű, de sziklákkal, szegélyzátonyokkal, csatornákkal, karbonátdombokkal és -gátakkal, esztuáriumokkal és deltákkal tagolt tengerparti övnek a legnagyobb mélysége ui. csak 9 m. Az ehhez csatlakozó, átlagosan 37 km széles, 9—40 m mély belső self (lagúna) fenékmorfológiája sokkal simább. Az ezt követő zátonyövön belül a korallzátonyok több vonulatban sorakoznak. A self zátonyövön túli — É-on hiányzó, a középső és D-i részen azonban 20—100 km szélességű — külső peremének a vízmélysége (É-ról D felé növekedve) viszont 40—100 m. A selfet szegélyező keskeny és mély csatornától K-re még egy tenger alatti plató, a Coral Sea Platform, helyezkedik el, helyenként a tengerszint fölé emelkedő szigetekkel.



10.56 ábra. A Great Barrier területén levő Low Isles atoll üledékképződési övezetei a szélirányok feltüntetésével, FAIRBRIDGE—TEICHERT (1948) és MAXWELL (1968) nyomán, újraszerkesztve

1. Sziklás platform, külső és belső, görgeteges-kavicsos sánc (együtt). — *2.* Az élő korallok öve. — *3.* Árok. — *4.* „Beachrock"-kal *(fekete foltok)* körülvett mészhomok-sziget. — *5.* Mészhomok-síkság. — *6. Thalamita*-síkság. — *7.* Mangrove-mocsár. — *8.* Mangrove-liget tavacskákkal *(fehér foltok)*.



10.57 ábra. **A:** Az indopacifikus sánczátonyok morfológiai egységeinek horizontális méretarány nélküli, elvi vázlata, MAXWELL (1968) nyomán, módosítva

1. Előtéri lejtő teraszokkal. — *2.* Zátonyfront. — *3.* Algás perem. — *4.* Élő korallok öve. — *5.* „Agy-korall" és vörösalga öv. — *6.* Mészhomokos öv és zátonylagúna. — *7.* Zátonyháttér.

0 m = Átlagos tengerszint. — *Zt* = Zátonytető.

B: Az indopacifikus sánczátonyok élettársaságainak vázlata JAMES (1979) *in* COLLINSON—THOMPSON (1982) és MAXWELL (1968) nyomán, módosítva

A Great Barrier különböző alakú, mélységű, irányítottságú és élővilágú zátonyainak létrejöttét a kelet-ausztráliai partvidék nagyfokú stabilitása, a víz tisztasága, sekély volta, átvilágítottsága és mozgatottsága, s a meleg óceáni áramlásoktól is támogatott, kedvező klíma tette lehetővé. Mai képének kialakulásában természetesen az eusztatikus tengerszint-változások s a korábban létrejött zátonyoknak a vízáramlásra gyakorolt hatásai is jelentős szerepet játszottak. A zátonyépítő korallok ökológiai igényei felől TELEGDI ROTH (1953) vagy GÉCZY (1986) könyvei tájékoztatnak.

Az *indopacifikus korallzátonyok* üledéktani szempontból legfontosabb morfológiai és ökológiai egységeit MAXWELL (1968) szerint *(10.57 ábra)* az alábbiak jellemzik:

a) Az általában 30°-os *zátonyelőtéri lejtőt* többnyire 4—5, ritkábban 10—20 m mélységben levő, 10—20 m szélességű teraszok tagolják; ezeket a biogén karbonát homok- és kavicsméretű törmeléke borítja. Csökkent népességű élővilágúknak a lapos *Fungia*-fajok a legfontosabb tagjai *(10.57 ábra)*.

b) A zátonylejtő és -tető metszésénél, a legerősebb hullámverési övben kialakult *zátonyfront*nak az *Acropora* nemzetség bokorszerűen elágazó vagy tál alakú telepei a leggyakoribb vázalkotói *(16.2. tábla:* **5** és **6***)*. A széljárásra merőleges zátonyfrontokat s az azok mögötti zátonylejtőt rendesen mély *barázdák* és azok közötti *gerincek* („sarkanytyúk") tagolják.

c) A zátonytestnek a zátonyfront mögötti, lapos része a *zátonytető*. Ennek legkülső, igen változó (max. 500 m) szélességű öve a bekérgező vörösalgák *(Lithothamnium, Porolithon)* által létrehozott, s az itteni heves hullámverésnek is ellenálló *algás perem*. Kemény aljzatán kisebb koralltelepek, apró tengeri sünök, zöldalgák *(Caulerpa, Halimeda, Chlorodesmia, Acetabularia)*, az utóbbiakat bekérgező *foraminiferák* és különböző *puhatestűek* gyakoriak. Az erős vízmozgás a finom törmeléket eltávolítja, csak a nagyobb koralltörmelék marad helyben.

d) A *zátonytető* további részei: *1.* az élő korallok *(Acropora, Pocillopora, Seriatopora)* 50—500 m széles öve; — *2. a vörösalgabekérgezés öve*, amely az előző övből a korallok elhalásával, fokozatosan fejlődik ki; a két öv közötti átmenetet a gömbszerű „agykorallok" jelzik; — *3.* a mikroatollokkal tarkított, *mészhomokos zátonytető*, a mikroatollok tetején mészalga-bevonattal és élő korallokkal.

e) A *zátonylagúna* ugyan általában a gyűrű alakú zátonyok (atollok: 10.61342. fejezetrész) karbonáthomokos vagy algás pereme mögötti, meredek lejtőjű, 15 m-nél mélyebb belső medence, azonban a lejtőszög fokozatos növekedésével lapos tetejű zátonyokon is kialakulhat. 5—7 m-es mélységét foltzátonyok tehetik változatosabbá.

f) A *zátonyháttér* a lapos zátonytető mélyebbre ereszkedésével kialakult, gyakran több km szélességű, sekély medence. Üledéke általában mészhomok; ezt szabálytalan alakú foltzátonyok vagy biohermák tarkítják.

Az *atollok* az indopacifikus szigetvilág belső lagúnát (10.61342. fejezetrész) körülzáró, nagyjából kör vagy ellipszis alakú, a tengerszintet csak néhány m-rel meghaladó, a nyílt tenger felé azonban keskeny mészhomokos síkparttal, majd szaggatott szegélyű, meredek lejtővel határolt korallszigetei *(10.4* és *10.56 ábra)*. A korallok növekedése és pusztulása a szélverte oldalukon a legerősebb: itteni nagyon meredek, sőt visszahajló lejtőiknek csak az alján halmozódik fel zátonytörmelék. Egyebütt az 1800—2000 m mélységig tartó 25°-os lejtők már az átlagos tengerszintben megkezdődnek.

Az atollok DARWIN (1840) szerint a koralloknak a nyílt tengerből hirtelen kiemelkedő, többnyire vulkáni eredetű szigetek szegélyén való megtelepedésével, majd a szigetek lassú megsüllyedésével jöttek létre. A koralltelepek ezzel lépést tartó növekedése folytán a mészkő több száz m vastagságot ért el, sőt a sziget tetejét is ellepte. Az atollgyűrű az élő koralltenyészet színhelye, a lagúna annak belső, ma már jobbára elhalt része. Ez a föltevés a Funafutin, a Bermudák fő szigetén s az Eniwetok-atollon telepített mélyfúrások, valamint az óceánfenék izosztatikus kiegyenlítetlenségének bizonyítása révén az atollok többségére igazoltnak tekinthető. Az eniwetoki két mélyfúrás kb. 1400, ill. 1500 m vastagságú, a teljes terciert felölelő zátony-

képződmény harántolása után érte el az annak közvetlen feküjét alkotó óceáni bazaltot *(10.58 ábra)*.

Nem zárható ki azonban az a PENCK, A.-féle elképzelés sem, amely a korallzátonyok keletkezését a kvarter folyamán bekövetkezett jelentékeny (az egyenlítőn 55 m-t kitevő) eusztatikus tengerszint-ingadozásokkal hozza kapcsolatba. Eszerint a tengerszint süllyedésekor megtelepedett korallok a vízszint későbbi emelkedését telepeik fölfelé növekedésével ellensúlyozták.

A korallzátony-keletkezés e kétféle magyarázatának érvényességét azok az észlelések sem rontják le, amelyek egyes vastag prekvarter koralltelepeknek a mai tengerszint feletti magas helyzetét állapították meg. Nyilván arról van szó, hogy az utóbbiakhoz tartozó kéreglemezek süllyedő mozgását a telepek kialakulása után tartós kiemelkedés váltotta fel.

10.62322 A karib-tengeri korallzátonyok közül csak a Belize térségében levők alkotnak összefüggő, a Yucatan-félszigettől a Hondurasi-öbölig terjedő, 250 km hosszú sáncot, amelyet kívülről 20—50 m szélességű acroporás–corallinaceás zátonyfront szegélyez. A sík zátonytető előterét 65 m mélységig, 100 m szélességben barázdák és sarkantyúk rendszere osztja meg; ezek alatt az előtéri lejtő lépcsői következnek. A széles zátonytető mögött lagúna terül el (JAMES—GINSBURG 1979).

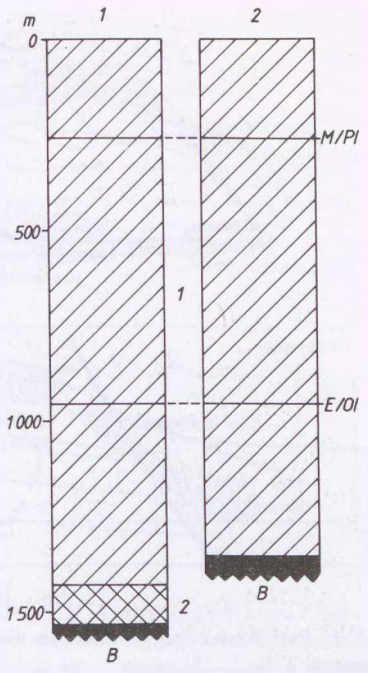
A Florida K-i és D-i oldalait kísérő szigetsor jóval kisebb zátonyai ott fejlődtek ki, ahol a vízmélység 3—4 m-ről 10—20 m-re nő. A zátonyövet a tenger felé a 20 m-es mélységvonal határolja. A zátonyokon — előteréktől hátrafelé haladva — SHINN (1963, 1980) szerint három ökológiai öv állapítható meg:

a) a zátonyfront 3—7 m mélységű, *alsó teraszát* a *Montastreák* gömbszerű telepei és *Milleporák* borítják;

b) a 0,5—3 m közötti *felső terasznak* az *Acropora palmata* a domináns faja;

c) a *zátonytetőt* — 0,3—1,0 m mélységig — még az *Acropora palmata*, a kissé kimélyülő *zátonyhátteret* azonban az *A. cervicornis* népesíti be, bár helyenként a *Montastreák* és *Diploriák* nagy, félgömb, ill. gömb alakú telepei is megjelennek. A koralltelepek ágai között durvább–finomabb bioklasztok (kalciruditok, kalkarenitek) halmozódtak fel *(10.53 ábra)*.

A karib zátonyokat felépítő korallok a lemélyített fúrások tanúsága szerint (SHINN *et al.* 1977; SHINN 1980) a fekvő pleisztocén mészkő kiemelkedésein találtak megtelepedésre alkalmas, kemény aljzatot. A gyors törmelékfelhalmozódású területek alkalmatlanok erre. A koralltelepek nagy (8 m/1000 év) növekedési sebessége a fenék hasonló ütemű süllyedésével, ill. a vízszint megfelelő emelkedésével lépést tud tartani. Erre szükségük is van, mert a tengerszint fölé, vagy a számukra optimális vízmélység alá kerülve egyaránt elhalnak. A zátonyüledék vastagságát tehát a zátonytalp süllyedésének, ill. a vízszint emelkedésének a sebessége szabja meg. Az egyes zátonytípusok felszínének gyakran jelentős tagolódása viszont a zátonytest



10.58 ábra. Az Eniwetok atollon mélyített két fúrás vázlatos szelvénye LADD *et al.* (1950) *in* BÁLDI (1978) nyomán

M/Pl = Mio/pliocén határ. — *E/Ol* = Eocén/oligocén határ. — *B* = Óceáni bazalt.

1. Zátonymészkő. — *2.* Dolomitos mészkő.

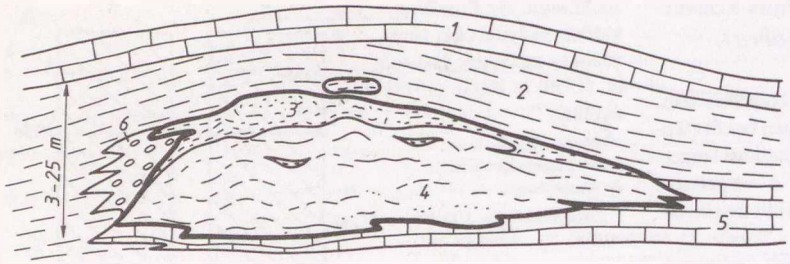
magasra emelkedését követő karsztosodásával, s az így létrejött formák újbóli víz alá süllyedésével magyarázható (PURDY 1974).

10.62323 A zátonylejtő üledékei. A korallzátonyok széljárásnak leginkább kitett oldalán — főleg a nagy erejű viharok hatására — (akár a zátony tenger felőli lejtőjén, akár az élő zátonyfront mögötti platón, néha azonban a zátonytól távolabb) *zátonytörmelék* halmozódik fel.

A floridai zátonyok többségének törmeléke közvetlenül a legkülső, élő, *montastreás–milleporás* zátonyöv alatt, 7—8 m mélységben, 10—50 m szélességben helyezkedik el, és *Halimeda*-homokba ágyazódó nagy koralldarabokból áll; élő koralltelepek (*Diploriák* és *szarukorallok*) itt már igen ritkák. A zátony mögötti karbonáthomokos területen általában csak kb. 10 m széles sávban jelenik meg koralltörmelék (SHINN 1980); a zátonyháttérre pedig csak hurrikánok hurcolják azt át. Az élő zátonyöv vihar pusztította részei azonban kb. 1 év alatt teljesen regenerálódnak.

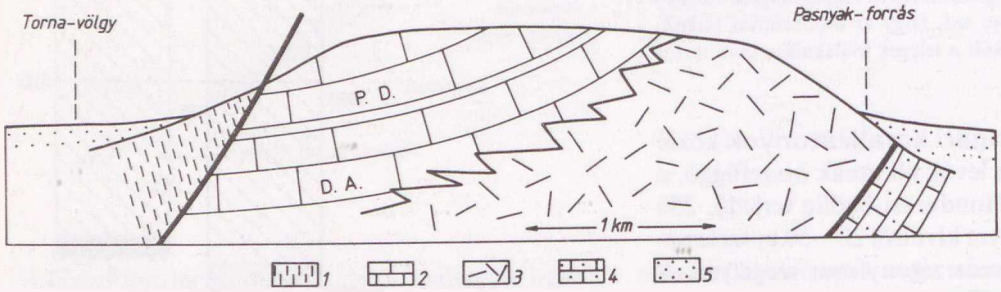
Az élő zátonytól távolibb, önálló zátonytörmelék-felhalmozódás jelenkori példája a 0,2—1 m nagyságú koralldarabokkal borított floridai Little Molasses, amely 0,5 m-nyire emelkedik 1 m mélységű környezete fölé. Durva törmelékét marószivacsok, férgek és fúrókagylók aprózzák tovább; a sziget alakja pedig a viharoktól függően változik.

10.62324 A fosszilis biogén építmények összetételében a zátonyépítő korallok tömegét az egyéb szerves vázaké gyakran felülmúlja. Ilyenkor a „korallzátony" elnevezést csak a korallmaradványoknak a többieknél feltűnőbb volta indokolja. Mégis, egyetlen más szervezet sem képes olyan szilárd, meredek falú, és annyi más zátonylakó élőlénynek menedéket nyújtó



10.59 ábra. Egy phylloid algás karbonátos iszapdomb horizontális méret nélküli, vázlatos szelvénye HECKEL—COCKE (1969) nyomán, módosítva

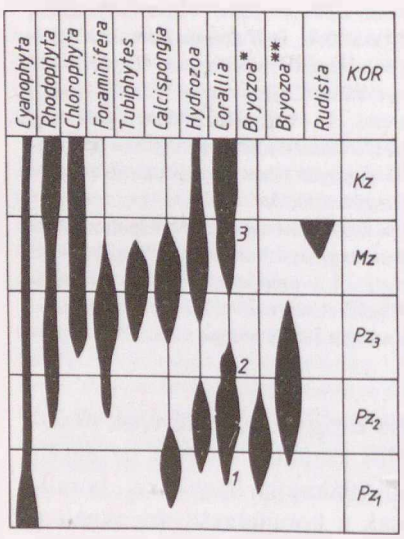
1. Fedő mészkő. — *2.* Agyagpala. — *3.* Az iszapdomb felső, ősmaradványokban dús része. — *4.* Az iszapdomb tömörebb, mikrites–bioklasztos része. — *5.* Nyílttengeri, jól rétegzett kalcilutit. — *6.* Víz alatti lejtőtörmelék.



10.60 ábra. Az Alsóhegy kétszeresen túlmagasított szelvényvázlata az Aggteleki-hegységben KOVÁCS (1979) szerint

1. Alsó-triász homokkő és agyagpala. — *2.* Zátonylagúna-fáciesű ladin–júli korú Wettersteini Mészkő *Diplopora annulatával (D. A.)*, ill. *Poikiloporella duplicatával (P. D.)*. — *3.* Zátony-fáciesű Wettersteini Mészkő ladin–júli korú *Sphinctozoákkal*. — *4.* Tuvali–nóri korú Hallstatti Mészkő (medence-fácies). — *5.* Pliocén és pleisztocén.

építmény létrehozására, mint a telepes korallok. Más szervezetek vázának többnyire passzív, csak a mésziszap visszatartására alkalmas felhalmozódásai inkább csak lapos tetejű, víz alatti dombok *(biohermák)*, amelyek általában szelíd lejtővel csatlakoznak környezetük képződményeihez *(10.59 ábra)*.



10.61 ábra. A zátonylakó és zátonyépítő szervezetek földtörténeti megoszlása HECKEL (1974) nyomán

Pz = Paleozóikum. — *Mz* = Mezozóikum. — *Kz* = Kainozóikum.

*Bekérgezők. — **Fenestellaszerűek.

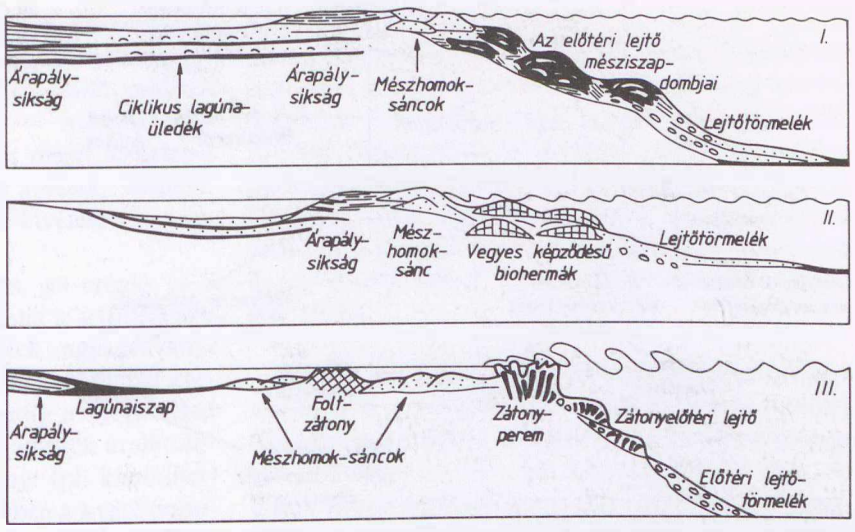
1. Tabulata. — *2.* Rugosa. — *3.* Hexacorallia.

Ilyenek voltak a prekambrium 20 m vastagságot és 100 m szélességet is elérő, algás közreműködéssel létrejött *sztromatolit-* (16.2122. fejezetrész), az alsó-kambrium *Archaeocyathus-*, vagy a perm *Richthofenia*-zátonyai. Főleg mészszivacsok (*Sphinctozoa, Inozoa*) alkotta középső-triász zátonyt tár fel az Aggteleki-hegységnek a Bódva-völgyre néző, alsóhegyi meredek oldala, amelyhez É felé dasycladaceás lagúnaüledék csatlakozik (KOVÁCS 1979; *10.60 ábra*). Vastaghéjú kagylók *(Rudisták, Ostreák)* felhalmozódásai alkotják a bakonyi felső-kréta Ugodi, vagy a bakonyi középső-kréta Zirci Mészkövét. A zátonyszervezetek időbeli gyakoriságát a *10.61 ábra*, a tercier előtti karbonátos selfszegélyek főtípusait a *10.62 ábra* szemlélteti.

Az első *korallzátonyokat* a szilur elején fellépő *Tabulaták* s a valamivel később megjelenő *négyes korallok* építették. Szerepüket a triásztól kezdve a *hatos korallok* vették át. A mai zátonyok alkotásában fő szerepet játszó, ágas-bogas *Madrepora*-félék s a lapos kelyhű, gyakran bekérgező *Poritesek* első képviselői a paleogénben jelentek meg.

Szilur időszaki *Tabulata*-zátonyok ismeretesek Grönland Ny-i partjairól, devonbeliek az USA Kentucky államától Alaszkán át az Ellesmore Land DNy-i részéig. Különösen gazdag korallzátonyokban a tengeri felső-karbon és perm (Texas, a sarkvidékek, Urál, Japán). A tethyális triász tömeges mészkő- és dolomitösszleteinek nagy része „karib típusú" korallzátonyokhoz kapcsolódó víz alatti táblák üledéke. Egyik legismertebb példájuk az Északi Mészkőalpok Lofer-fáciesű dachsteini mészkőplatóját a mélyebb medencéktől elhatároló felső-triász korallzátony (ZANKL 1971; *16.4. tábla:* 1).

A korallágak közötti zátonyüregeket algák, foraminiferák, csöves férgek, mohaállatok bélelik. Számos üreg azonban nagy mélységekig nyitva marad, és/vagy a zátony felszínéről bemosódó, gyak-



10.62 ábra. A pretercier karbonátos platform- és selfszegélyek fő típusai WILSON (1975) nyomán

I. Nyugodt vizű tenger; a zátony-előtéri lejtő 2–25° között. — *II.* Időnként erősebben hullámzó tenger; az előtéri lejtő max. 15°-os. — *III.* Erősen hullámzó tenger; az előtéri lejtő 45°-nál is meredekebb lehet.

ran geopetális *belső üledék*kel (16.2121. fejezetrész) telik meg. A megszilárdulás után is könnyen felismerhető, szögletes zátonytörmelék a fosszilis zátony körvonalát és lejtőszögét is rögzíti. A zátony nagy porozitása jelentékenyen elősegíti annak dolomitosodását (14.2111. és 14.2911. fejezetrész). Porozitásuknál fogva Alberta (Kanada) és Michigan (USA) állam devon, Irak kréta- és harmadidőszaki zátonymészkövei a legjobb szénhidrogén-tároló kőzetek közé tartoznak.

10.63 A SZILICIKLASZTOS SELFEK

E képződmények kétfélék: 1. Epirogén süllyedés révén sekélytengerré vált, nagy kiterjedésű, erősen lekopott kontinensrészek (legjobb jelenkori példájuk az Északi-tenger). — 2. Kontinentális selfek, vagyis a holocén transzgresszió által elborított, egyenetlen felszínű, s ezért mozaikszerű üledékeloszlást mutató, viszonylag keskeny kontinensperemek. [Az atlanti típusú (passzív) kontinentális szegélyek selfje azonban a csendes-óceáni (aktív) szegélyekénél jóval szélesebb.]

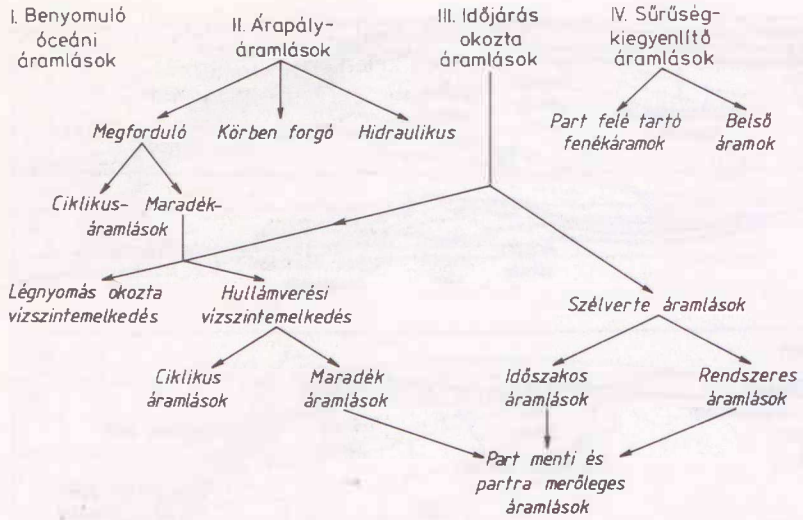
A jelenkori selfek szélessége a parthomlok alsó részétől a kontinentális lejtő felső pereméig 2 és 1500 km között változik (átlagosan 68 km); összterületük pedig nagyjából Afrikáéval azonos. A múltbeli selfek kiterjedése az epikontinentális transzgressziók mértéke szerint változott; a felső-krétában pl. a mainál nagyobb, az alpi orogenezisek idején pedig valószínűleg kisebb volt. A maiak vízmélységének átlaga 90—100 m körül van; egykor jéggel borított területeik azonban ennél már partközelben is mélyebbek. Ennek ellenére *átlagos* lejtésük SEIBOLD (1974) szerint mindössze 2‰.

Felszínüket a parti gleccserek túlmélyülései és az azokat övező morénák, tektonikus beszakadások, sódiapírok, a transzgresszió során víz alá került folyóvölgyek, parti és folyami teraszok, valamint a korábbi és mai üledékek változatos áthalmozódási és lerakódási formái, meleg tengerekben pedig korallzátonyok teszik egyenetlenné.

A selfek, a kontinentális lejtő és annak lába az óceánok legnagyobb üledékcsapdái. A jelenkori tengerekbe szállított terrigén törmelék 94%-a a selfeken, azok lejtőjén és lábánál halmozódik fel. Emellett azonban a földtörténet számunkra hozzáférhető üledékeinek túlnyomó része is sekélytengeri. Az utóbbiak keletkezését éppen a jelenkori selfek folyamatainak tanulmányozása segít megérteni. Ennek során vált világossá, hogy *a tengervíz felszíni mozgása a self minden mélységében érezteti hatását.* A mai selfüledékek mozgásának és lerakódásának a megfigyelése sok más — a proterozóikumtól a tercierig terjedő korú, gyakran szénhidrogénekben is gazdag — *selfüledék képződési módjának a kulcsát is kezünkbe adja.*

A selfek fenékhordalékának tovaszállítását elsősorban az árapályáramok, a viharhullámok s a szélhajtotta áramlások végzik. Az ezek megszabta képet aztán a CORIOLIS-erő, a hőmérséklet- és sótartalom-különbségekből eredő gyöngébb vízkörzések, az ezeket s a légköri nyomáskülönbségeket, a szélhatást kiegyenlítő függőleges vízáramlások befolyásolják *(10.63 ábra)*. Az árapály és a hullámzás hatása a self −200 m-ig terjedő belső részén, a sűrűség szerinti rétegzettség s a nagy óceáni vízkörzések befolyása pedig annak −200 és −500 m közötti külső peremén a legerősebb (9.12. fejezet; *9.40—9.43 ábra*).

A belső selfek hidrodinamikájuk uralkodó elemei szerint a következőképpen osztályozhatók:



10.63 ábra. A selfek áramlási viszonyait irányító fizikai főfolyamatok áttekintése SWIFT *et al.* (1971) nyomán

a) A mezo- és makrotidális árapályú selfeken *(10.25 ábra)* az apály és dagály szintkülönbségéből származó, 0,5 m/s (= 1,8 km/óra) sebességet is elérő fenékáramok tekintélyes mennyiségű üledéket mozgatnak meg, hiszen a szállított üledék mennyisége az áramlási sebesség köbével arányos (5.41. fejezet). Elősegíti az üledék fölkavarodását, hogy a lassuló árapályáram turbulenciája erősebb, mint a gyorsulóé.

b) A hullámzás (időjárás) uralta (mikrotidális) selfeken az árapályáramok gyöngék. Az itteni üledéket a hullámzás kavarja fel, és a szélhajtotta áramlások szállítják tova. Téli viharhullámok még a 200 m mélységben levő üledéket is felkavarhatják, és annak finomabb részét az áramlás a selflejtőn ülepíti le. Ahhoz azonban, hogy ez az anyag turbidit alakjában kerüljön a selfen kívülre, az öblökből, deltákról és esztuáriumokból származó törmeléknek bizonyos koncentrációt kell elérnie.

Úgy tűnik, hogy a terrigén anyag lerakódását sekély és mély vízben egyaránt a tengerfenék domborzata befolyásolja. 5—6 m mélység mellett már 1 m-nél kisebb mélységkülönbségek is jelentékeny szemcsenagyság-változásokat idéznek elő: a mélyedéseket azonban — az abszolút mélységtől függetlenül — mindenütt finomabb, pélites anyag tölti ki. A planktoni és a bentonikus foraminiferáknak a selfszéli „hemipelágikus" üledékekre érvényes 1 : 1 aránya a szárazföld irányában csökken. Az algák és más növények, valamint a hozzájuk kapcsolódó állattársaságok megoszlását ui. a víz fényátbocsátó képessége (mélysége, lebegő iszaptól való mentessége) határozza meg. A víz hőmérséklete iránt sok állatfaj jóval érzékenyebb, mint a nyomására. Ezért *egyes, a hideg éghajlaton még sekély vízben élő fajok a meleg tengerek nagyobb mélységeiben is megtalálhatók.* A pusztán ezekre támaszkodó mélységmegjelölések tehát félrevezetőek: helyes értékelés csak a teljes faunakép és az üledék sajátságai alapján nyerhető. Az élővilág evolúciója következtében *a jelenkori élettársaságok batimetrikus megoszlásának a múltba való visszavetítése legföljebb a harmadidőszak elejéig lehetséges.* Az idősebb korok egyre idegenszerűbb élettársaságainak mélység szerinti kiértékelése már csak relatív eredményeket ad. De még ehhez is az szükséges, hogy az ősmaradvány-bélyegek beható elemzése mellett a bezáró üledék valamennyi jellemzőjének regionális változását is figyelembe vegyük.

A Perzsa–Arab-öböl É-i és D-i oldalának *(10.45 ábra)* összehasonlításából világosan kitűnik, hogy a lerakódó üledék anyagát és szemcsenagyságát — részint közvetlenül, részint az élővilágra gyakorolt hatása útján — *a terrigén anyagszállítás módja és mértéke* határozza meg. Az iráni oldal folyóhordta sziliciklasztos üledékeivel szemben Arábia folyóvizek nélküli, szebkhás partjait korallzátonyok szegélyezik. A nagy folyók torkolata közelében kifejlődött, hosszan elnyúló parti homoktesteket a hullámbázison túli, lapos vízfenéken a lebegő iszapból keletkezett, vékony, de üledékfaló állatokban dús *iszaptakaró* váltja fel. A mai selfek 70%-át mégis a pleisztocénből származó, parautochton helyzetű *maradványüledékek* borítják, amelyeket a gyors holocén transzgresszió még nem fedett be (EMERY 1968). Ezek parti vagy sekélyvízi eredetét oldódási nyomaik, vasas bekérgezéseik, ooid- vagy osztrigatartalmuk, keresztrétegzésük, karbonátos bevonataik, gerinces csontok és növénymaradványok bizonyítják. Más részük idősebb kőzetekből vagy a glaciális „súrolt márgá"-ból leszakított s a viharhullámok által kissé továbbmozgatott tömb.

A selfeken és az epikontinentális tengerekben lerakódó képződmények vastagsága a beszállított üledék mennyiségén és áramlások általi elosztásán kívül *aljzatuk süllyedésének ütemétől* s a tengerszint eusztatikus ingadozásaitól függ. Geofizikai mérésekkel a legtöbb mai self alatt olyan, vetőkkel határolt, hosszan elnyúló vagy tágasabb medencéket mutattak ki, amelyeket igen vastag, sekélyvízi üledékek töltenek ki. Eszerint a selfek maguk is enyhe, de folyamatos süllyedésnek vannak alávetve. Lerakódásaik túlnyomórészt szárazföldi lepusztulásból eredő (detritogén) anyagához változó mennyiségű biogén váz és pellet, a kevésbé stabilis ásványok víz alatti mállásterméke, sokféle autigén ásvány és vulkáni termék, valamint korábbi ke-

letkezésű maradványüledék járulhat. A jelenkori folyók közül csak 12 (pl. az Amazonas, a Mississippi, a Gangesz–Brahmaputra, a Huang-ho) szállít valóban nagy mennyiségű — főleg lebegő — hordalékot a selfekre. Ezért az utóbbiak jelentős részét iszaplepel fedi, s a selfhomokok zöme — az árvizek, viharok, erős apályáramok szolgáltatta rész kivételével — reliktum-üledék.

Az *éghajlat* a szárazföldi mállás, az erózió és a szállítás típusán keresztül befolyásolja a selfüledékek kifejlődését. A sarkkörnyéki selfek agyagásványszegény üledékeiben pl. sok a glaciális szállítású karcolt kavics, a finom frakcióban pedig a klorit (lásd *2.16 ábra*). A forró–nedves éghajlatú selfek uralkodóan pélites üledékei sok agyagásványt (pl. kaolinitet) tartalmaznak, a durvaszemű üledékben a kvarc dominál. A forró sivatagokkal szomszédos selfek üledékében gyakoriak a futóhomokszemcsék.

A *selfek állatvilágának* az üledékre gyakorolt biológiai és fiziko-kémiai hatása az aljzat felső 10—15 cm-ében a legerősebb. A tenger bentonikus élőlényeinek a tömege a kontinentális selfeken a legnagyobb: az abisszikus síkságok 1 g/m²-nyi biomasszájával szemben 150—500 g/m² (lásd a *10.22 ábrát* is). A fajok megoszlása az aljzat minőségétől és hidraulikai sajátságaitól függ. Ahol a homok fenékhordalékként mozog, ott a populációsűrűség alacsony, a fajok száma viszonylag kicsiny, és nincs epifauna. Az aljzat stabilitásának növekedésével együtt mind a fajok száma, mind a populációsűrűség növekszik, gyarapszik a szuszpenziószűrő epifauna. Az ásó–fúró szervezetek működése a rétegzés megszüntetése s a porozitás növelése, a bekérgezőké és/vagy agglutinálóké viszont az üledék megszilárdítása irányában hat. Az elsődleges üledék tulajdonságait nemcsak a beásás, hanem a szemcsék összetapasztása és pelyhesítése, a szerves anyag megkötése és a fekális pelletképződés is megváltoztatja. A durva kőzetliszt és finom homok-méretűvé összetapadt, finom pélitszemcsék — kohéziójuk csökkenése következtében — így könnyen újra-szuszpendálódnak. A nagy porozitás miatt 50—60 súly%-ot is kitevő víztartalom az üledéket tixotrópossá (3.26. fejezet; *3.11 ábra*), fluidizációra (4.342. fejezetrész) és csuszamlásra hajlamossá teszi. A szuszpenziószűrők a vízben lebegő szilárd anyagok kivonása és fekáliáik révén jelentősen növelik az üledéklerakódás sebességét (10.51. és 10.52. fejezet).

A sziliciklasztos selfüledékek zömmel kvarcból és *Al*-szilikátokból álló anyagához több-kevesebb biogén és anorganikus karbonát, *Fe*- és *Mn*-hidroxid, biogén kova és szerves anyag keveredhet. Autigén ásványaik az üledék és a tengervíz közötti közvetlen vagy közvetett kölcsönhatások eredményei. A *chamosit* (= berthierin) és a *glaukonit* képződését Porrenga (1967) a lassú üledéklerakódású helyekhez hajlandó kötni. Míg a chamosit főleg a 10—170 m közötti, melegebb vizekben keletkezik (III. kötet, 27.6223. fejezetrész), a glaukonit inkább a 10—2000 m közötti mélységű, hidegebb vizekben található (II. kötet, 22.3122. fejezetrész). A foszfátos vizek rendesen a partmenti feláramlási helyekhez kötődnek (*9.48 ábra;* III. kötet, 29.4. fejezet). Az üledék cementációját és adhézióját növelő kémiai csapadékok természetesen az aljzat szilárdságát is jelentősen megnövelik (Johnson 1978).

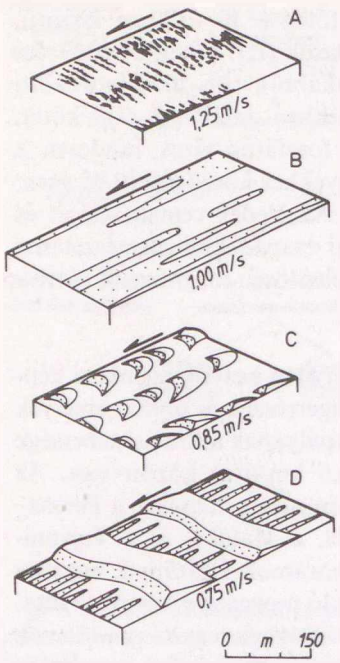
10.631 Az árapály uralta selfek jelenkori képviselői azok a zártabb tengerrészek és öblök, amelyek félnapos makrotidális árapályának áramlási sebessége 60—100 cm/s (~2,1—3,6 km/óra) között van. Az Északi-tengeren kívül ilyen még a Koreai-, a Perzsa–Arab-, a Kaliforniai-öböl, a Malaka- és a Tajvani-szoros. Az itteni árapályáramok kétirányú, egyenes vonalú vagy körben haladó mozgása ellenére az általuk okozott üledékszállítás mégis egyirányú. Ennek oka az apály- és dagályáramlási sebességek maximális értéke, valamint időtartama közötti különbségekben keresendő. Ezért *az apály- és dagályáramok szállítási útvonalai élesen elkülönülnek egymástól.* Az árapály körbefordulásával járó fékeződés ui. megakadályozza az üledék mozgásba lendülését, az árapály irányát pedig más (pl. szélhajtotta) áramlások is módosíthatják. E tengerrészeknek tehát olyan nagyméretű, hosszan elnyúló homokgerincek és homokhullámok a jellemző lerakódási alakzatai, amelyek főleg a preholocén homok- és kavicsleplek helyben történő áthalmozódásával képződnek.

Az aljzati homokszállításnak számos helyi tényező által befolyásolt irányai gyakran éppen ellentétesek a felszíni vízáramlás *(9.43 ábra)* irányaival. Az árapályáramok szállítási útvonalai mentén — amelyek hosszúsága egyes esetekben 400 km-t is elérhet — Johnson (1978) szerint a következő, csökkenő szemcsenagyságú üledékfáciesek alakulnak ki.

a) *Homoksávok* (sand ribbons): mozdulatlan kavicsos aljzat fölött, homokszegény környezetben, általában 20—100 m vízmélységben, max. 125 cm/s sebesség mellett létrejött, kb. 150 m szélességű, 10—15 km hosszúságú, de legfeljebb 1 m magasságú alakzatok *(10.64 ábra:* **A—D**).

b) *Víz alatti harántdűnék* (sand waves): olyan nagyméretű, egyenes gerincű, 1,5—3—15 m magasságú, 30—150—500 m hullámhosszúságú, meredek homlokú alakzatok, amelyek csekély vagy mérsékelt hullámzás, de >0,6 m/s átlagos dagálysebesség mellett képződnek és vándorolnak. Felszínüket a körülöttük kialakult másodlagos áramlások hatására létrejött, kisméretű homokfodrok boríthatják.

c) *Homokfoltok* (sand patches): olyan fodrozott felszínű, jól osztályozott, finom homokból álló, és változatos infaunát tartalmazó homokleplek, amelyek fölfelé és oldalirányban is rosszul osztályozott, pélites homokba mehetnek át. Képződésükben tehát a fenékhordalék fodrozódása, a lebegő hordalék leülepedése és a bentonikus szervezetek működése játszik közre.



10.64 ábra. Az Északi-tenger sávszerű homoklerakódásainak fő típusai a felszíni áramlási sebesség jellemző értékeinek feltüntetésével KENYON (1970) szerint

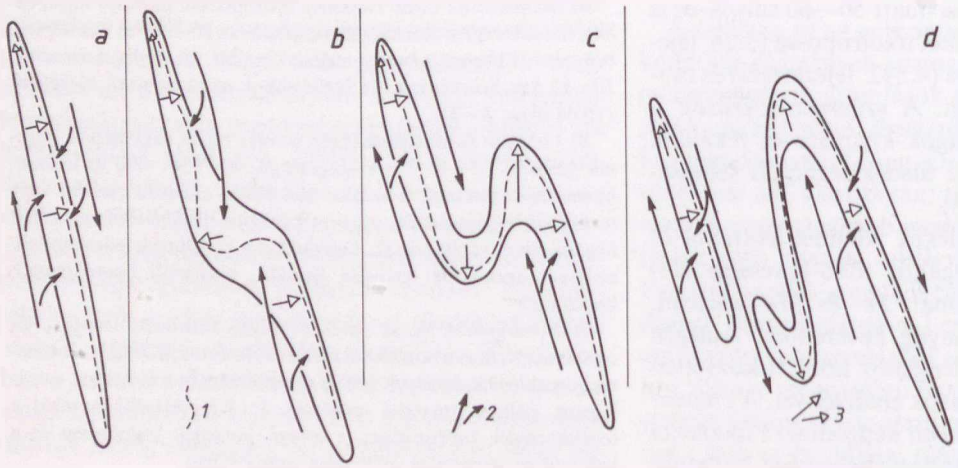
A: Sávokba rendeződött harántfodrok. — **B:** Hosszanti homoksávok és -gerincek. — **C:** Víz alatti barkánok. — **D:** Víz alatti homokdűnék, a közbeeső szakaszokon hosszanti homokgerincekkel.

Az **A**, **B** és **C** típus közvetlenül az eróziós öv lejtőjére szorítkozik. A nyilak az uralkodó áramlásirányt jelzik.

d) *Iszaplerakódások* általában az árapályáramok szállító pályáinak végén, de csak ott keletkeznek, ahol a hullámzás hatása már gyönge. A lebegő hordalék ui. — az általános árapályáramlástól, ill. a szélmozgatta áramlásoktól függően — *vagy* a fenékhordalékkal párhuzamosan, *vagy* arra harántosan mozog. A hullámzás kimosó hatása miatt tehát a nagyobb iszapfelhalmozódások 30 m-nél nagyobb mélységhez kötődnek. A helgolandi térség 20—40 m közötti mélységében, a 60 cm/s felszínközeli, ill. 30 cm/s aljzatközeli árapály-sebesség s a lebegő üledék mérsékelt mennyisége ellenére is, gyönge hullámzás mellett 100 év alatt 15,5 cm vastagságú iszap halmozódott fel. A 100 cm/s sebességű árapályáramlás és/vagy az erős hullámzás viszont még 100 m-nél nagyobb mélységben is iszapmentessé teszi az Északi-tenger fenekét.

A fenti alakzatokhoz járulnak még azok a nagyméretű — főleg az árapály uralta delták és esztuáriumok környékén megjelenő — *homokzátonyok* (tidal sand ridges), amelyek hossztengelye a legerősebb árapályáramok (lásd *9.41 ábra*) irányával párhuzamos *(9.42 ábra)*. Az Északi-tenger D-i részének homokzátonyai 10—40 m magasak, 1—2 km szélesek, legfeljebb 60 km hosszúak, gerinceik távolsága pedig 4—12 km. A zátonyok tetejét csak 3—13, az őket elválasztó mélyedéseket azonban 30—50 m-es vízréteg fedi. A kimosás utáni maradvány-konglomerátumon nyugvó, egyébként azonban jól osztályozott, középszemű homokból álló zátonyokat olyan *dűnék* borítják, amelyeknek a zátonygerinc felé dőlő, nagyméretű ferderétegei a homok oldalirányú vándorlását bizonyítják. A szemcsenagyság helyenként megfigyelt fölfelé durvulását a finomabb szemcséknek a hullámzás általi kimosódása idézi elő. Ezek a holocén transzgresszió talpán megjelenő alakulatok HOUBOLT (1968) szerint a korábbi glaciális hordalékkúpok és folyódelták fokozatosan tengerszint alá süllyedt lerakódásainak árapály okozta áthalmozódása útján keletkeztek. A zátonygerincekre harántos felszíni homokmozgás *vagy* spirálisan haladó áramlásokkal, *vagy* a zátonyperemi, ellentétes irányú apály- és dagályáramlásokról lefűződő mellékáramlásokkal magyarázható. Az utóbbi esetben (lásd norfolki homokzátonyok: *9.42 ábra*) az eleinte egyenes zátonyok meggörbülése, visszahajlása és feldarabolódása is bekövetkezhet *(10.65 ábra)*.

10.632 A hullámzás uralta selfek üledékeinek elosztásában a legfeljebb 2—3 m-es szintkülönbségű és < 1 km/óra sebességű árapályáramlások mellett az évszakonként 1,8—2,5 km/óra sebességig fölerősödő, szélverte áramlás játssza a fő szerepet. A hullámzás hatása az uralkodó szelekre harántos és az óceán felé nyitott (pl. bering-tengeri, oregon–washingtoni, ÉNy-atlanti) selfeken a legerősebb. Számos ilyen self fenekét maradványüledékek borítják, másokét a nyílt tenger felé csökkenő szemcsenagyságú és osztályozottságú, végül aleuritba átmenő, közép, ill. finom szemű homok fedi. Az észak-amerikai kontinens nyújtotta védettség következtében kevésbé hullámzó Middle At-



10.65 ábra. A norfolki egyenes gerincű homokzátonyok meggörbülésének és feldarabolódásának vázlata CASTON (1972) és JOHNSON (1978) nyomán

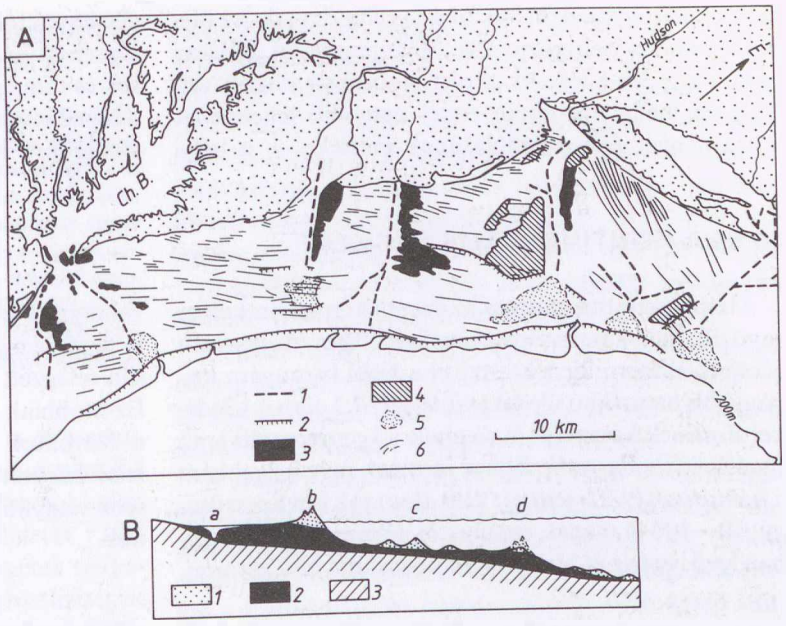
1. A zátony gerincvonala. — *2.* A fenékáramlás és a homokmozgás uralkodó iránya. — *3.* A zátonyon belüli gyöngébb, ill. erősebb homokmozgás iránya.

10.66 ábra. A Middle Atlantic Bight (USA) selfjének fenékmorfológiája SWIFT *et al.* (1971) és JOHNSON (1978) szerint

A: *1.* Víz alatti völgy. — *2.* Selfperem. — *3.* Az egykori homokpart maradványa. — *4.* Kueszta. — *5.* Víz alatti delta. — *6.* Homokgerinc.

B: *a)* A lagúna árapálycsatornája. — *b)* Lagúnazáró gát. — *c)* Pusztuló víz alatti gerincek. — *d)* Az egykori parti gát maradványa.

1. Homok. — *2.* Lagúnaüledék. — *3.* Prekvarter aljzat.



lantic Bight-nak a parttal nagyjából párhuzamos homokgerincei *(10.66 ábra)* elsősorban a pleisztocénbeli síkpartok homokanyagának a holocén transzgresszió során lényegileg helyben történt áthalmozódásával keletkeztek. Anyaguknak tehát csak a kisebb része származik a tektonikai inaktivitása következtében lapos parti síkság folyóinak hordalékából. A 10 m magasságot is elérő gerinceket a 45 km/óra sebességű ÉK-i szelek által gerjesztett, 0,7—1,0 km/óra sebességű fenékáramlás hozta létre.

* * *

A sziliciklasztos selfek múltbeli üledékképződésére vonatkozóan JOHNSON (1978), BANNER—COLLINS—MASSIE (1979—80), HASHIMI (1981), KUEHL *et al.* (1982), NOTA (1958) munkái szolgálnak példákkal. Ezek szerint a fent leírt felhalmozódási alakzatok, tetejük áramlás okozta lenyíródása, anyaguk folytonos áthalmozódása következtében, nem maradnak fenn. Egykori jelenlétükre csak a gyorsan kiékelődő, változatos anyagú és szemcsézetű üledéktestek különböző (lemezes, lencsés, hullámos, flázeres) belső szerkezetéből lehet következtetni (lásd várpalotai Szabóbánya).

10.64 A KONTINENTÁLIS LEJTŐ

2—100 km szélességű csíkjának a nagy folyódelták előterében 1°20′, a tektonikus eredetű partok mentén 5°20′ (átlagosan tehát kb. 4°) hajlásszögű felülete 1,5 és 3,5 km közötti vízmélységben a kontinentális lábazat helyenként 1000 km szélességű, 0,5°-nál is kisebb lejtésű felszínébe megy át. Az utóbbi kb. 4 km mélységben 10‰-nél is kisebb hajlással simul bele a kb. 1‰-es hajlású mélytengeri síkságba (*10.1* és *10.2 ábra*). Az ezen átlagértékek körüli ingadozás természetesen elég nagy. A kontinentális lejtőbe vágódó tenger alatti kanyonok deltái ui. a mélytengeri síkság szélét is elborítják. A lejtőt (pl. Kalifornia előterében vagy a Blake-platón) lépcsős szegélyterületek, a Mexikói-öböl Ny-i részén pedig a part élével párhuzamos, sódiapírok okozta gerincek és mélyedések tarkítják. Ehhez járul még a lejtő középső és alsó részén gyakori üledékcsúszás, -rogyás és -suvadás felszínmódosító hatása (SEIBOLD 1974; BOUMA 1979).

A kontinentális lejtőt és lábazatát a selfek homokos és bentonikus üledékeinek bőségével szemben azoknak a parttávolsággal növekvő csökkenése jellemzi. Uralkodóan terrigén anyagukban a pélitek vannak túlsúlyban; homokot ide már csak a viharok és a selfperemen megindult tömegmozgások szállítanak. A bentonikus alakok megritkulásával együtt a tenger irányában nő a kalcitvázú plankton-foraminiferák mennyisége és ennek következtében az üledék *kalcit/aragonit* hányadosa. A néhol még felismerhető (fodros) rétegzettséget a helyenként még mindig gyakori ásószervezetek, a suvadások és üledékfolyások többnyire eltüntetik. Az O_2-tartalom csökkenése ugrásszerűen — India Ny-i szegélyén pl. 15%-ig — megnöveli az üledék szervesanyag-tartalmát, és szénhidrogénképződésre való alkalmasságát. Az ásó–fúró szervezetek megtelepedését is a szervesanyag-tartalom teszi lehetővé. Az O_2-hiány azonban ezek távolmaradását

és szalagos agyagok keletkezését eredményezi. Az üledéklerakódás sebessége ma 1000 évenként néhány cm-t vagy dm-t tesz ki; a pleisztocénbeli kisebb vízmélység mellett azonban ennél nagyobb lehetett. A lejtők tenger felé nyomulásának mértéke — a helyi viszonyoktól függően — 1000 évenként dm–m nagyságrendű lehet annak ellenére, hogy a tengeráramlások és tömegmozgások a már lerakott anyag bizonyos hányadát a kontinentális lábazatra vagy a mélytengeri síkságokra sodorhatják.

10.65 A KONTINENTÁLIS LÁBAZAT

Alatta a kontinentális és az óceáni kéreg érintkezése rejtőzik. Igen nagy szélesség mellett 10 km magasságot is elérő, ékszerű üledéktesteivel a Föld bizonyára legnagyobb hatásfokú üledékgyűjtője *(10.2 ábra)*. Üledékei zömének kőzettani összetétele a kontinentális lejtő üledékeiéhez hasonló. Ehhez járulnak még helyenként a *konturitok* (9.22. fejezet; *9.49 ábra*) sok km hosszúságú, 10—100 m magas, egymástól néhány km távolságban lévő, agyag és aleurit váltakozásából álló gerincei, valamint a selfről vagy a kontinentális lejtőről kiinduló szuszpenzióárak homokot is tartalmazó, ritmikusan rétegzett *turbidit*jei (4.362. fejezetrész; *4.32 ábra*). Ez utóbbiak durvább rétegeiben — a Kelet-Alföld és a Kárpátok felső-kréta–paleogén, ill. Észak-Anglia felső-karbon flisvonulatainak tanúsága szerint — kisebb-nagyobb szénhidrogéncsapdák is kialakulhatnak.

10.66 A TENGER ALATTI KANYONOK

E csaknem minden parttípus előterében világszerte elterjedt, gyakran folyótorkolatokhoz kötött, mély völgyek Korzikában, a francia Riviérán és Kaliforniában többnyire már a tengerparton elkezdődnek. A selfet átszelő folytatásaik a felszíni vízfolyásokhoz hasonlóan meredek falúak és meanderezők. Ez az egykori folyótorkolatoknak a tengerszint megemelkedése vagy a partvidék süllyedése folytán bekövetkezett elnyelődésére utal. A Hudson folyó 4300 m mélységig követhető kanyonja azonban csak a folyódeltáról meginduló szuszpenzióárak erodáló hatásával magyarázható. A kanyonok oldalirányban korlátozott kiterjedésű mederüledékeinek szerkezete igen változatos. Ezt részint a szuszpenzióárak, homokfolyások, suvadások anyagának a csendes időszakok planktonszervezeteket is tartalmazó pelágikus agyagjával való váltakozása, részint az üledékek ellentétes irányú fodrozottságot és zsindelyeződést okozó áthalmozódása, valamint a bioturbáció teszi érthetővé. Az áthalmozódást az árapály okozta (0,7—11 km/óra sebességű) fenékáramlások idézik elő.

A tenger alatti kanyonok végéhez csatlakozó hordalékkúpok közül az Indusé ~2000 km, a Gangeszé kb. 3500 km hosszú. Ezeket a csúcsuknál több km magasságú, a tenger felé ellapuló kúpokat nem annyira 2‰-es lejtésük, hanem az őket tagoló és eleinte több száz m magas, lépcsőzetes gátakkal kísért, több km szélességű völgyek különböztetik meg a mélytengeri síkságoktól. Az Indiai-óceán fenekének 44%-át e két folyamóriás 1000 évenként átlagosan 1—2 dm-rel vastagodó hordalékkúpja fedi. A hordalékkúp bevágásaiban agyagos–kőzetlisztes homok rakódik le, ehhez a csúcs közelében görgetegek is társulnak. A durva részleg kimaradásával egyre vékonyodó lerakódások osztályozottsága a kúp széle felé természetesen növekszik. A völgyek közötti térségben finom szemű turbiditek és planktoni hozzákeveredést mutató, meszes, pelágikus üledékek váltakoznak egymással.

Annak okát, hogy a szárazulatoknak a partoktól a kontinentális lábazat külső (disztális) széléig terjedő, „inaktív" szegélyén a földtörténet során helyenként 10 km-nél is vastagabb üledékek rakódtak le, Sawier *et al.* (1982) a kontinentális kéreg megnyúlása és kivékonyodása okozta süllyedésben látják. (További részletek *in* Heezen *et al.* 1964; Shepard 1981.)

10.67 A MÉLYTENGER

Ez főleg az Atlanti-óceán inaktív partjai mentén kapcsolódik 1,5—10‰-es lejtésű lábazattal a kontinentális lejtőhöz. A Csendes-óceánban e lábazat helyét sok helyütt a kontinens szélétől 40—140 km távolságban futó *mélytengeri árkok* foglalják el. Ezek közül a Mariana-, a Tonga-, a Kurili-, a Fülöp-szigeti, a Japán- és a Kermadec-árok mélysége 10 km-t is meghalad. Az Atlanti-óceán legnagyobb (9220 m-es) mélysége Puerto Ricónál, az Indiai-óceáné (7450) a Szunda-szorosban van. Az árkok szélessége 6 km mélységben általá-

ban 100 km, de olykor 180 km-t is elér. A legnagyobb (2900 km-es) hosszúságot az Aleuti-árok éri el.

A rendszerint V-keresztmetszetű vagy lapos fenekű árkok két oldala csak ritkán szimmetrikus. A falak hajlásszöge többnyire 1—4° között van, de 30°-ot is elérhet. Lejtőiket kemény agyag és márga vagy bazaltos láva borítja. A lapos fenekűek töltelékében pelágikus üledékeken (pl. diatomiton) kívül a legsekélyebb vízből származó mészhomokot, meszes agyagot, foraminifera-héjakat, növénymaradványokat (főleg *Halimeda*-töredékeket), valamint andezites jellegű vulkáni törmeléket találtak. Az üledék *gradáltsága* és felszínének *áramlási fodrai* szerint ezeket az árkok környékén gyakori sekély- és mélyfészkű rengések hatására megindult szuszpenzióárak juttatták az árkok mélységeibe.

A *mélytengeri* (abisszikus) *síkságok* a Csendes-óceán fenekének csak 1/10-ét, az Atlanti-óceán É-i részének kb. 1/4-ét kitevő, 1‰-es lejtésű, homokkal és meszes agyaggal vastagon fedett, sima felületek *(10.3 ábra)*. Keletkezésük a szárazulatok és szigetek selfjeiről meg-meginduló s az óceánfenék egyenetlenségeit eltüntetni törekvő szuszpenzióárakkal magyarázható. A Csendes-óceánban azért ritkák e sima felszínek, mert a partok és a szigetívek felől jövő szuszpenzióárak anyagát az óceánszegélyi árkok fogják fel. A különböző mélységekben elhelyezkedő mélytengeri síkságokat olykor nagyesésű, viszonylag keskeny barázdák (abyssal gaps) kötik össze.

A *mélytengeri küszöbök* (abyssal rises) olyan több száz km szélességű víz alatti magaslatok, amelyek csak néhány száz m-rel emelkednek környezetük fölé (ilyen pl. a Bermuda-küszöb). Az *abisszikus hátságok* viszont (amilyen pl. az Izland–Färöer–Skóciai-hátság) hosszúságukkal, keskenységükkel és lejtőik meredekségével tűnnek ki. Egészen más az erősen szaggatott felszínű, az abisszikus síkság fölé 1—3 km-nyire kiemelkedő, tenger alatti vulkanizmussal, földrengésekkel, erős hőárammal, kis BOUGUER-anomáliákkal, eltérő polaritású mágneses csíkozottsággal jellemzett, *aktív óceáni hátság (10.3 ábra)*. Az ezek olivingabbróból, bazaltból és szerpentinitből álló, gyakorlatilag csupasz gerincén húzódó, helyenként 2—3 ágra szakadó, másutt hiányzó központi hasadékvölgyet (rift valley) két oldalt, egymástól 25—55 km-re levő, 1000—3000 m-es víz alatti hegyek kísérik (10.2. fejezet). Az óceánok összesen kb. 70 000 km hosszúságú, 1500 km-nél szélesebb aktív hátságainak −4500 m fölötti részein *planktonikus mésziszap*, ennél mélyebb lejtőin *vörösagyag* rakódik le 2—4 cm/100 év, ill. 1 mm/1000 év sebességgel; ezek átlagos vastagsága SEIBOLD (1974) szerint rendre 100, ill. 50 m.

A max. 1000 m magasságú és 20 km szélességű *mélytengeri dombok* (abyssal hills) főleg az abisszikus síkságok tenger felőli oldalán gyakoriak, kisebbek azonban e síkságok területén is találhatók.

A *tengeri hegyek* (sea mounts) 1000 m-nél magasabb, izolált vulkáni kúpok, amelyek különböző magasságig közelítik meg a tenger felszínét, sőt olykor szigetként emelkednek ki belőle. A mélytengeriek száma a Csendes-óceán középső részén 1000 körül van.

A csonkakúp alakú tengeri hegyet *guyot*-nak nevezik. Ilyenek főként az Alaszkai-öbölben, a Kamcsatkától D-re levő „Emperor-hegység" vonalában, a Hawaiitól Ny-ra levő Marcus Necker-küszöbön s a Marshall- és Mariana-szigetek között gyakoriak. Alapjuk átmérője 80 km-t, a tetejüké 40 km-t is elér. Ősmaradványokkal bizonyított tény, hogy a guyot-k a felső-krétában, az alsó-eocénben vagy a miocénben még a tengerszint közeléig vagy afölé emelkedtek ki, csúcsaikat az erős hullámverés pusztította le, és rajtuk korallok telepedtek meg *(10.4 ábra)*. Atollokká azonban az ezt követő regionális megsüllyedés vagy tengerszint-emelkedés miatt már nem fejlődhettek. Megsüllyedésük oka vagy a bazaltos óceánfenék szétterülésében vagy a vulkáni tömeg okozta túlterhelésben, ill. az ezek alatti magmakamrák kiürülésében keresendő (SEIBOLD 1974).

A fenékáramlások felgyorsításán keresztül jelentékenyen befolyásolhatják az óceáni üledékképződést az aktív óceáni hátságokon rést ütő transzkurrens vetők és lineamentumok menti elmozdulások, a tenger alatti vulkáni kitörések s az óceán hatalmas állóhullámait (tsunami) okozó tengerrengések is.

10.68 A MAI ÓCEÁNOK FENÉKÜLEDÉKEI

Az óceáni üledékek jellege a tengervíz fizikai, kémiai és biológiai tulajdonságai (10.4 és 10.5 fejezet) mellett még számos más tényezőtől is függ. Ilyenek: (1) a víz alatti iszapcsúszások és szuszpenzióárak, (2) a fenékáramlások, (3) a folyóvízi, eolikus és glaciális szállítás vagy kozmikus porhullás útján a víz magasabb régióiba került anyagoknak s a plankton és nekton elhalt részéből származó szerves részecskéknek a süllyedési sebessége, továbbá ezeknek a vastag vízoszlopon való áthaladás közben bekövetkező oldódása és bomlása, (4) az óceáni kéreg alól feltörő olvadékok és oldatok különleges környezeti viszonyokat teremtő hatása, valamint (5) a mélytengeri iszap pórusvizeinek diagenetikus aktivitása. Az óceáni üledékképződés (paleo)biológiai szempontból átfogóan pelágikusnak nevezett régiója tehát korántsem egységes. Az egyes részeiben lejátszódó folyamatokkal könyvünk különböző fejezetei foglalkoznak. Ezért itt csak a mai óceánfenék fontosabb üledékeinek áttekintésére szorítkozunk. Az egyes üledékfajtákat azok fő alkotórészei szerint nevezzük meg, de hangsúlyozzuk, hogy ezen üledéktípusok között számos átmenet is van. (További irodalom: CHILDRESS *et al.* 1987; FANNING—MANHEIM 1982; SILVER—ALDREDGE 1981.)

a) Az Atlanti-óceán É-i medencéje más üledékekkel váltakozó *mélytengeri homok*jának zöme szuszpenzióárak üledéke. Ezt az 1 mm-nél is nagyobb szemcsék, a sekélyvízi foraminiferák és mészalga-töredékek gyakorisága, a homok gradáltsága és finom növényi törmeléktől származó, sötétebb színeződése, a kontinentális lábazathoz fűződő elterjedése bizonyítja. Egyes szemcséi azonban eolikusak (lásd: *6.17 ábra*), vagy vulkáni kitörésből, jéghegyek leolvadásából s a vízfenék lesúrolásából származnak. A homok gyors leülepedését bioturbációs nyomainak a mélytengeri 5 cm-es maximumot meghaladó volta bizonyítja.

b) A kontinensperemek 73×10^6 km²-nyi területét (a tengerfenék 1/5-ét) fedő *hemipelágikus terrigén iszapok (10.10. ábra)* környezeti viszonyaira azok színe utal. A szerves anyagot is tartalmazó *kék iszap* színét pl. ferro-vegyületek okozzák, legfelső néhány cm-e azonban a tengervíz oxidáló hatására 56×10^6 km²-en vörösbarna színt ölt. Még több szerves anyag jelenlétében nyúlós *fekete iszap* keletkezik. A csupán 4×10^6 km²-nyi területet borító, csak kevés szerves anyagot tartalmazó *zöld iszap* színe a glaukonittól származik. A szárazföldi laterit bemosódása *vörös*, a löszé *sárga*, a korallszigetek törmelékéé *fehér iszap*ot eredményez. Az üledék eredeti színe azonban a halmirolízis miatt csak gyors lerakódás esetén marad meg.

c) A fehéres, sárgás, rózsaszínű vagy barna *globigerinás iszap* a 2000—5000 m-es mélységek jellemzője, ahol a terrigén anyag már háttérbe szorul, de a mészhéjak feloldódása még nem elég erős. A globigerinás jelző azonban csak akkor alkalmazható, ha a plankton-foraminiferák részaránya meghaladja a legdurvább frakció 25%-át. A tengeri pillangók vázelemeinek feldúlása esetén *pteropodás*, a nannoplankton néhány μm-nyi maradványainak uralma esetén pedig *kokkolitos iszap*ról beszélünk. Ezeknek a *meszes iszapok*nak (calcareous ooze) az elterjedési területe összesen 128×10^6 km².

d) Ahol a planktontenyészetben a kovavázú lények dominálnak, ill. a *„planktoneső"* mészvázú alakjai a kalcit-kompenzáció szintjének magas helyzete következtében a vízfenék elérése előtt feloldódnak, ott *kovaiszap* (siliceous ooze) rakódik le. Ennek fajtái:

(1) A Csendes-óceán K-i medencéjében, az északi egyenlítői áramlás *(10.10 ábra)* területén — a globigerinás és a vörös iszap közti viszonylag keskeny, mindössze 7×10^6 km²-nyi övben — *radioláriás iszap* halmozódik fel; ennek fajgazdagsága azonban a héjak nagy részének feloldódása következtében meg sem közelíti a planktonbeli radioláriákét (III. kötet, 26.9212. fejezetrész).

(2) A hideg vizet kedvelő kovaalgák vázai a sarkkörnyéki feláramlásos területek terrigén anyagban szegény részein halmozódnak fel *diatomás iszap* alakjában (III. kötet, 26.9211. fejezetrész). 31×10^6 km²-nyi elterjedésének határait a légköri frontok mozgatta felszíni vízáramlásoknak a planktontenyészetre gyakorolt hatása szabja meg.

A foraminiferák 5 km-ig való lesüllyedése SEIBOLD (1974) szerint naponta 100—1700 m-t tesz ki, a diatomáké — a hideg víz nagyobb viszkozitása miatt — ennél kissé lassúbb; a kokkolitok tengerfenékre jutása pedig évtizedeket vehet igénybe. Bár az ürülékcsomókba zárt mészvázak süllyedése több nagyságrenddel nagyobb lehet, gyakran csak évszázadok múlva bekövetkező betemetődésük további megritkulásukat eredményezheti.

e) Az átlagosan 5400 m mélységben, kereken 102×10^6 km²-en elhelyezkedő mélytengeri *„vörös"* — túlnyomórészt azonban inkább vörösbarna — *agyagot* („red clay") korábban a tengerfenéki vulkáni kőzetek mállásából vagy a meteoritok porából (11.3. fejezet) származtatták. Ezt az indokolta, hogy az Atlanti-óceán átlagosan 1 μm szemcseméretű „vörös agyag"-jainak 2 μm-nál kisebb frakciója kvarcból, csillámból és agyagásványokból áll, a durvább frakciókban pedig földpát, augit, amfibol és ércek is vannak. Az óceáni üledékek agyagásványainak eloszlása azonban *(2.16 ábra)* oly mértékben egyezik a megfelelő klímaövbeli szárazföldi mállás agyagos termékeinek elterjedésével, hogy az utóbbiakból való származásuk valószínűbbnek látszik. *Az illit és a klorit a magas, a kaolinit és a montmorillonit az alacsony szélességi övek agyagásványa*, s hozzájuk a trópusi folyók torkolatának előterében még gibbsit is társul. Finom — 85%-ban < 0,05 mm-es — szemcsézete révén a vörös agyag különböző, valószínűleg vulkáni exhalációkból származó elemeket (Cu, Cr, Mn, Mo, Zn, Ni, Pb) köthet meg (III. kötet, *28.8 ábra*). Szervesanyag-tartalmának világátlaga azonban a mélységi vizek oxidáló hatása miatt csak 0,5% körül van. Elterjedésének a hideg fenékáramlásokkal és a legmélyebb medencékkel való összeesése *(10.10 ábra)* mésziszapból való keletkezésének a gondolatát is fölvetette, de ezt a két üledéktípus kémiai összetételének különbözősége nem erősíti meg *(10.10 táblázat)*.

10.10. táblázat. Néhány mélytengeri üledék száraz anyaga súly%-os összetételének átlagai*

Alkotórész	Mészhomok, mésziszap	Vörös agyag	Kovaiszapok
SiO_2	18,8	52,8	55,5
TiO_2	0,3	0,9	0,5
Al_2O_3	5,1	16,4	15,1
Fe_2O_3	3,8	9,0	5,8
MnO	0,4	1,0	0,7
MgO	1,4	2,9	2,3
CaO	39,0	7,7	9,7
Na_2O	0,5	1,7	1,0
K_2O	0,7	2,7	2,2
P_2O_5	0,2	0,3	0,3
CO_2	29,8	4,6	6,9

* SEIBOLD (1974) nyomán.

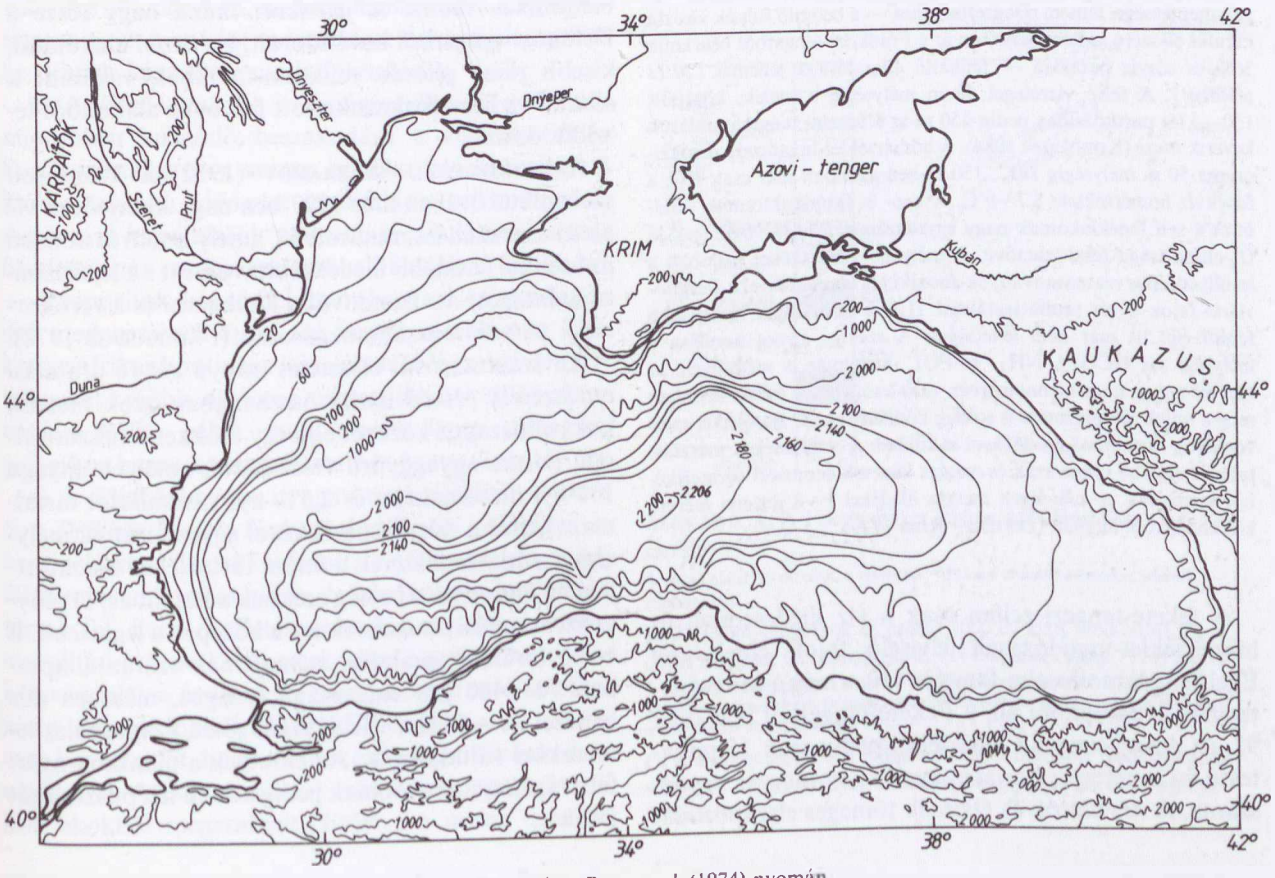
A tengeralatti hegyeken az üledékképződés gyakran csökkent mértékű, szünetel, vagy éppen erózió megy végbe rajtuk. Rendszerint vékony üledékburkuk áramlási fodrai és zászlói, görgetegek körüli kimosásnyomai is állandó vízmozgást bizonyítanak. A Csendes-óceán Hawaiitól DK-re eső egyes területeinek tercier vagy paleogén képződményei fölött a fiatalabb üledékek teljesen hiányzanak. Másutt a jelenkori üledék olyan vékony, hogy annak mikrofaunájához az ásószervezetek tercier alakokat kevernek hozzá. Az óceánfenék hatalmas területeinek eróziójára utalnak a *mélytengeri mangángumók* (III. kötet, 28.721. fejezetrész) is. Míg a mélytengeri üledékek lerakódási sebessége általában néhány mm/1000 év, e gumók 1000-szer lassabban növekednek. Jelenlegi üledékfelszíni elhelyezkedésük tehát a finom üledék kimosódása nélkül nem képzelhető el. Az észak-amerikai kontinensszegély közelében, az Atlanti-óceán É-i részén, a Mexikói-öbölben és a Karib-tengerben a középső-kréta és középső-tercier között kimutatott üledékhiány a múltbeli mélytengeri erózió meggyőző bizonyítéka (SEIBOLD 1974).

10.69 NÉHÁNY MAI BELTENGER ÜLEDÉKEI

A világóceánhoz csak szűk szorosokon át kapcsolódó jelenkori tengermedencék közül a hozzánk legközelebb eső Fekete-, Vörös-, Földközi- és Keleti-tengert emeljük ki.

a) A *Fekete-tenger* területe — a vele 5 m mélységű Kercsi-szorossal összekötött, 30 000 km²-nyi Azovi-tenger nélkül — 411 540 km²; átlagos mélysége 1200 m, legnagyobb mélysége 2246 m *(10.67 ábra)*. A 2,6 × × 10^6 km²-nyi vízgyűjtő területről származó, 0,2 km³-nyi folyóvízi hordalék egyenletes eloszlásban évi 0,5 mm-nyi nedves üledékkel takarná be területét.

Valójában azonban az üledék eloszlása sokkal egyenetlenebb. Keleti medencéjébe ui. Anatólia és a Kaukázus kisebb, de nagy esésű folyóvizeiből durvább üledék kerül, mint a nyugatiba. Ezért a nagy síksági folyamok deltáin, meg az azok szárnyain kialakult lagúnákban (limánokban) általában finom törmelék rakódik le. Az ülepedés jelenkori sebessége a nyugati medence Ny-i részén 100 év alatt csak 1 cm-t ér el; egy ÉK-i széles és egy nagyon keskeny D-i



10.67 ábra. A Fekete-tenger és környéke szintvonalas térképe, Ross *et al.* (1974) nyomán

10.11. táblázat. A Fekete-tenger legfontosabb hidrológiai sajátságainak mélység szerinti változása**

m	Sótartalom ‰	Karbonát g/l	O_2	H_2S	NH_3	P	Plankton*	Baktérium	
			cm^3/l		mg/m^3		szám/l		mg/m^3
0	≤18	—	4,6—7,6	0	0,07	34	10 280	167	33,6
25	19,90	—	2,5—8,6	0	0,05	48	15 200		
50			1,1—7,8	0			6 800		
100	20,36	—	0,1—7,2	0	0,08	79	960	38	7,7
200	21,35	0,104	0—1,9	0,5	0,23	202	280	54	19,7
300	21,73	0,105	0—1,9	1,5	0,37	231	1 880		
500	22,09	0,115	0	3,8	0,72	272	240		
1000	22,31	0,126	0	5,6	1,08	325	500		
2000	22,34	0,130	0	5,8	1,26	348	400	58	48,1

* Az elhalt planktonszervezeteket is beleértve.
** SEIBOLD (1974) nyomán.

sávban >3 cm-t is kitesz. A vízgyűjtő területek különbségei az agyagásványok megoszlásában is tükröződnek: a D-i oldal üledékeinek 2 μm alatti részlegét a *szmektitek*, az északiét pedig az *illit* >50%-os részaránya jellemzi. ÉNy-on a *kaolinit*, ÉK-en pedig a *klorit* mennyisége ér el 10%-ot. A csak Ny-on széles, D-en és K-en viszont igen keskeny self délen meredek lejtővel szakad le a 2000 m-ben kezdődő, csaknem sík fenékre, ahol 1 m vastagságot is elérő turbiditek rakódnak le. A Fekete-tenger vizét a Földközi-tengerrel való kapcsolatának korlátozottsága következtében nemcsak dagálymentessége, hanem rétegzettségének — a beömlő folyók okozta hígulás ellenére, a Boszporuszon át a Földközi-tengerből beáramló 36‰-es sósvíz hatására — fennálló állandósága jellemzi *(10.11 táblázat)*. A felső vízréteget 40 m mélységig a szelek, középütt 150—175, partközelben pedig 250 m-ig a felszíni tengeráramlások keverik össze (KHRISCHEV 1984). A hőmérséklet-ingadozások maximuma 50 m mélységig 18°C, 150 m-ben azonban már csak 2°C; a fenékvíz hőmérséklete 8,7—9°C. A zoo- és fitoplanktonnak, valamint a self fenéklakóinak nagy egyedszámát a felső vízrétegek jó O_2-ellátottsága teszi lehetővé. A mélyebb vízrétegeket azonban a lesüllyedő szerves maradványok anoxikussá teszik. Mivel a *Desulfovibrio*-fajok a víz szulfáttartalmát H_2S-sé redukálják, magasabb rendű élet itt már nem lehetséges. A szerves anyag bomlása a mélységi víz HCO_3^--, NH_3- és PO_4^{3-}-tartalmát is megnöveli. A szerves anyag nagy mennyiségben való lesüllyedése esetén azonban még a sejtek citoplazmája is sokáig konzerválódik. Az üledék szervesanyag-tartalma 2,5—35%-ot is kitehet. A selfüledékek mésztartalma nagyobb mészvázak és meszes kőzetek bemosott törmelékéből származik, a mélységek meszes üledékei 1—3 μm-nyi méretű kokkolitokból állanak (DEGENS—ROSS 1970).

A fekete-tengeri selfen csak a víz kiédesedését és hőmérséklet-ingadozásait elviselő fajok élnek. Az Égei-tenger molluszka-faunája 410, s még a Márvány-tengeré is 240 fajból áll, a Fekete-tengerből már csak 91, az Azovi-tenger É-i részéből pedig csak 15 puhatestű faj ismeretes. Annál nagyobb viszont ezek egyedszáma. A *Mytilus*ok és *Ostrea*k tömeges elszaporodása révén helyenként zátonyszerű biosztrómák keletkeznek. A 45. szélességi foktól É-ra több 10 000 km^2-nyi területet vörösalga- *(Phyllopora rubens)* és *Zostera*-rétek borítanak. A self mélyebb részeit kagylókban dús homok fedi. 65—150 m mélység között pedig az egész tengermedencét *Modiola phaseolina* tartalmú iszapöv veszi körül. 150 m alatt azonban már nincs bentonikus fauna. A jelenkori fauna nagy része a Földközi-tengerből bevándorolt, *eurihalin* alakokból, kisebb része pliocén reliktum-fajokból, valamint a sósabb vízhez alkalmazkodott folyóvízi alakokból tevődik össze.

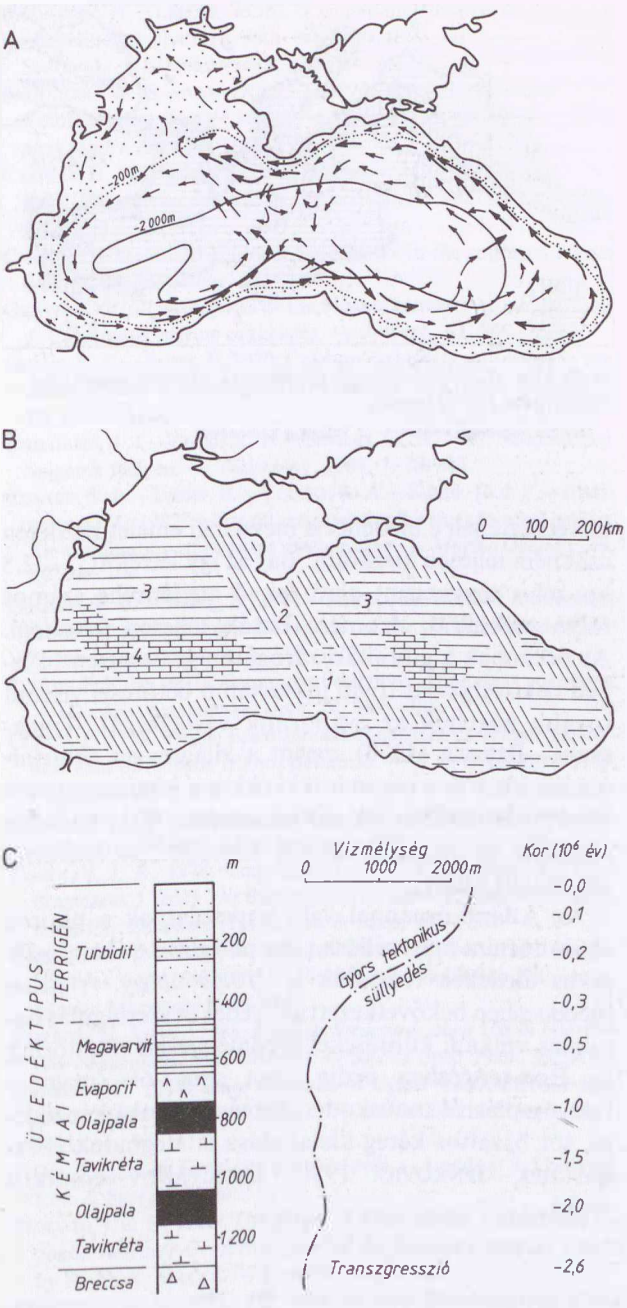
ARHANGELSZKIJ—SZTRAHOV (1932) a krimi self szeizmikus övében már 1927-ben nagy kiterjedésű víz alatti csuszamlást mutatott ki, amely a selfről minden miocénnél fiatalabb üledéket eltávolított s a lejtő lábára halmozott át. Ezenkívül a kaukázusi és a törökországi partok is iszapmozgásosak (FAIRBRIDGE 1978).

Az óramutatóval ellentétes irányú két fő áramlási rendszerrel *(10.68 ábra)* összhangban azok meszes, kokkolitiszapos közepét egy-egy csökkent mésztartalmú, szürke agyaggyűrű veszi körül, amelyek anyaga 1%-nyi diatomahéjat és 2,5%-nyi vasszulfidot tartalmaz. Mivel a felszínközeliekével egyező irányú mélységi áramlásrendszerek a finom törmeléket visszatartják, az ülepedési sebesség ezeknek a hatalmas, örvényszerű áramlási rendszereknek a közepén a legkisebb. E belső területek szalagos agyagjainak száraz állapotban 70—400 μm vastagságú, világos, mészben dús lemezei 20—80 μm vastagságú, sötét, szapropéles lemezekkel váltakoznak. Az előbbiek a plankton nyári felvirágzását, az utóbbiak pedig annak téli pusztulását jelzik.

A Fekete-tenger központi részén telepített mélyfúrások szerint e tenger helyén −2,6— −0,35 millió év között előbb tó, majd sekélytenger volt. Ezek transzgressziós breccsára települt, 1300 m vastag üledéksorain belül a kezdeti vastag tavikréta, olajpala, majd evaporit összleteket csak kb. 0,7 millió évvel ezelőtt váltották fel 10—100 mm vastagságú, törmelékes lemezpárokból álló, sekélytengeri *megavarvitok (10.68 ábra, C)*. A mintegy 350 000 évvel ezelőtti, gyors tektonikus besüllyedéssel kialakult, 2 km mély medencében viszont már mélytengeri, oxikus környezetre utaló, terrigén *turbiditek* rakódtak le, bár ezek sorát 5, anoxikus viszonyokat jelző szapropél- és mésziszapközbetelepülés szakítja meg. A kb. 10%-nyi szerves anyagot tartalmazó, de csak néhány cm vagy dm vastagságú szapropélrétegek kb. 5000 éves időközökben, meleg éghajlat idején, a párolgás okozta vízveszteség pótlására a Földközi-tenger felől fokozatosan benyomuló sósvíz-áramlások hatására képződtek. A szapropél-lerakódás az O_2/H_2O határfelület állandósulásával szűnt meg, amikor a víz sűrűség szerinti tartós rétegzettsége az újra stabilizálódott élőhelyi viszonyokhoz alkalmazkodott plankton-társaság megtelepedését lehetővé tette (DEGENS—STROFFERS 1980). A Fekete-tenger jelenlegi, állandósult viszonyai csak kb. 1000 éve állanak fenn, mióta a legfiatalabb szapropélréteget ismét évenként varvosodott kokkolit-iszap fedi be. Ennek képződése ma is folytatódik.

b) A *Vörös-tenger* s az etiópiai *Danikil-süllyedék* miocénben kezdődő beszakadása a vízkicserélődés korlátozottsága és a száraz éghajlat következtében 3 km vastagságú sóösszlet lerakódását eredményezte. Az óceáni kapcsolatok pliocénbeli javulásával ezt az összletet már rendes „pelágikus" üledékek fedték be. — Evaporitok képződtek azonban az *Atlanti-óceán* déli medencéjének apti korú felszakadásakor is. Ezeket az afrikai kontinens közelében lévő, sekélytengeri telepeket később, az óceán szétterülésekor előbb szapropéles fekete palák, majd meszes iszap, agyag és pelágikus barna agyag takarta be (ANDEL *et al.* 1977).

c) A *Földközi-tenger* nyugati medencéjében a *Deep Sea Drilling Project* fúrásaival mélyvízi pelágikus és hemipelágikus üledékkel fedett, > 1500 m vastagságú, felső-miocén korú anhidrit- és kősótelepes összleteket tártak fel. Ezen összletek száradási repedései, sztromatolitjai és „csirkebél-szerkezetei" egyértelműen sekélyvízi, playa- és szebkha-környezetben való keletkezésre utalnak. Ebből HSÜ (1972) és HSÜ *et al.* (1977) arra következtet, hogy a Földközi-tenger Ny-i medencéjének az Atlanti-óceánnal való kapcsolata tektonikus okokból megszakadt. Ezért s a meleg éghajlat



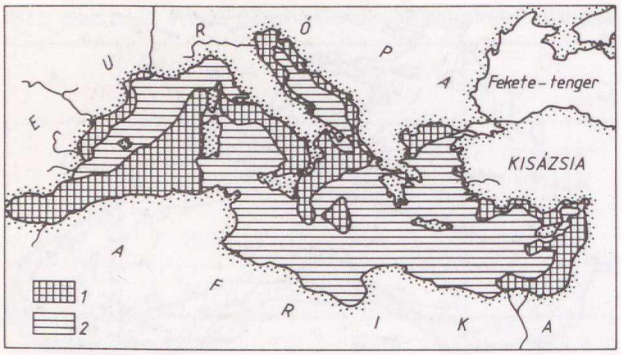
10.68 ábra. **A:** A Fekete-tenger felszíni áramlásai SEIBOLD (1974) szerint

A vastag nyilak 20–40 cm/s, a vékonyak < 20 cm/s áramlási sebességet jelzenek. — *Pontozva:* self.

B: A Fekete-tengernek az utolsó 3000 év alatt lerakódott üledékei MÜLLER G.—STOFFERS P. (*in* DEGENS—ROSS 1974) szerint

1. Gyengén meszes agyag és aleurit. — *2.* Gyengén meszes aleurit és agyag. — *3.* Erősebben meszes aleurit és agyag, valamint kőzetlisztes agyag. — *4.* Márgás agyag, erősen meszes aleurit és agyag.

C: A Fekete-tenger 2,6 millió év alatt lerakódott üledéksorának vázlata a képződmények korának, vastagságának és jellegének feltüntetésével



10.69 ábra. A Földközi-tenger üledékeinek jelenlegi megoszlása EMELYANOV (1972) szerint

1. Terrigén törmelékes kőzetek. — *2.* Pelágikus karbonátok.

következtében e medence a messzinai emelet kezdetén csaknem teljesen kiszáradt. Bár az így létrejött, 1—2,5 km-rel a tengerszint alatt fekvő medencébe számos folyó torkollott, azt nem bírták teljesen feltölteni. Az óceánnak a gibraltári zárógáton át összesen 11 ízben bekövetkezett rövid időtartamú betörései viszont tovább növelték az evaporitok vastagságát. THIERSTEIN—BERGER (1978) szerint a világtenger sótartalmának kb. 6%-a csapódott ki ekkor a Mediterraneum Ny-i medencéjében. (A sok tekintetben túlzó HSÜ-féle elméletet ért bírálatokkal a II. kötet 25.234. fejezetrésze foglalkozik.)

Az Atlanti-óceánnal való kapcsolatnak a pliocén elején történt helyreállása után pelágikus és hemipelágikus üledékek rakódtak le *(10.69 ábra)*. A keleti medencében bekövetkezett süllyedés és széttágulás hatalmas vulkáni kitöréseket eredményezett (Santorin); az Égei-tengerben pedig „hot spot"-ok (magmafelnyomulásról tanúskodó „forró folt"-ok) képződése, sőt bazaltos kéreg kialakulása is megindult (PETRASCHEK—JENKOVIĆ 1986; EMELYANOV—SHINKUS 1986).

A K-i medence kvarter üledékeiből ismert és jelentékeny plankton-pusztulást jelző szapropélitek leülepedését azokkal a Fekete-tenger felőli édesvíz-beáramlásokkal magyarázzák, amelyeket a kelet-európai nagy folyók vízhozamainak az interglaciálisok idején történt megnövekedése idézett elő.

A csak 300 m mély Gibraltári-szoroson át jelenleg is rendes sótartalmú és viszonylag meleg óceánvíz áramlik a Földközi-tengerbe. Ez a nyaranta tovább melegedő és erősen párolgó víz azonban — sótartalmának 38‰-ig való növekedése miatt — a fenékre süllyed. Bár eközben hőmérséklete csökken, még 4 km mélységben is 10—11°C-kal haladja meg a nyílt óceán e mélységének hőmérsékletét *(10.7. táblázat)*.

d) A *Keleti-tenger* 16—18 m mélységű küszöbökkel elválasztott, az édesvíz-utánpótlás bősége miatt a rendesnél jóval kisebb sótartalmú, sekély részmedencék sorából áll. Ezekben a víz sótartalom szerinti rétegződése nyaranta határozott termoklint alakít ki *(10.12 ábra)*. A vizet a részmedencék közti sótartalom- és hőmérséklet-különbségek és főleg a szélnyomás tartja mozgásban. Az árapály ui. igen csekély; a szél okozta vízszintingadozás ellenben >5 m. A bonyolult áramlásrendszer következtében a finom iszap a részmedencék belsejében, a durvább törmelék pedig a küszöbökön és a partok mentén halmozódik fel. Az áramlási sebességnek a küszöbök fölötti megnövekedése miatt azok jégkori üledékeinek finomabb szemcséi teljesen kimosódnak. A küszöböket a hátrahagyott durva maradványkavicsok védik meg a teljes letarolástól. A partok általában középszemű homokjából viszont a ferdén kifutó hullámok keltette partmenti áramlás *Nehrung*nak nevezett hosszú földnyelveket alakít ki. Az ezek által lefűzött terjedelmes lagúnák (*Haff*ok) szárazföld felőli oldalán széles eolikus dűne-mezők terülnek el. Szélfodrok és kisebb futóhomok-buckák természetesen a Nehrungokon is kialakulnak (SEIBOLD 1974. További irodalom: VOIPIO 1981).

IRODALOM

ALLEN, J. R. L. 1970: *Physical Processes of Sedimentation.* — London: Allen & Unwin, 248 p.

ANDEL, T. H. van—THIEDE, J.—SCLATER, J. G.—HAY, W. W. 1977: Depositional history of the S. Atlantic Ocean during the last 125 million years. — *J. Geol.*, **85**, 651—698.

ARHANGELSZKIJ, A. D.—SZTRAHOV, N. M. 1932: Geologicseszkaja isztorija Csernego Morja. — *Bjull. Moszkov. Obscs. Iszpüt. Prir., Otdel Geol.*, **40**, 1—104.

BAGNOLD, R. A. 1940: Beach formation by waves: some model experiments in a wave tank. — *J. Inst. Civ. Engin.*, **15**, 27—52.

BALL, M. M. 1967: Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. — *J. Sed. Petrol.*, **37**, 556—591.

BALOGH K. 1964: *A Bükkhegység földtani képződményei.* — MÁFI Évk., **48**, 2, 241—719.

BANNER, F. T.—COLLINS, M. B.—MASSIE, K. S. (eds) 1979, 1980: *The North-West European Shelf Seas: the Sea Bed and the Sea in Motion. I.* Geology and Sedimentology. — *II.* Physical and Chemical Oceanography, and Physical Resources. — Amsterdam, etc.: Elsevier. — *Elsevier Oceanogr. Ser.* **24A** és **24B.**

BATHURST, R. G. C. 1968: Precipitation of oöids and other aragonitic fabrics in warm seas. — *In:* MÜLLER, G.—FRIEDMAN, G. M. (eds): *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe.* — Berlin: Springer, 1—10.

BATHURST, R. G. C. 1971: *Carbonate Sediments and their Diagenesis.* — Amsterdam: Elsevier, 620 p.

BÁLDI T. 1978: *A történeti földtan alapjai.* — Budapest: Tankönyvkiadó, 303 p.

BEETS, D. J.—ROEP, TH. B.—DE JONG, J. 1981: Sedimentary sequences of the subrecent North Sea coast of the Western Netherland near Allendar. — *Spec. Publ. Internat. Ass. Sediment.*, **5,** 133—145.

BENTON, M. J. 1982: Trace fossils from Lower Paleozoic ocean-floor sediments of the Southern Uplands of Scotland. — *Transact. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **73,** 67—87.

BERGER, W. H. 1968: Planctonic Foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. — *Deep Sea Res.*, **15,** 31—43.

BERGER, W. H. 1970: Planctonic Foraminifera: selective solution and the lysocline. — *Marine Geol.*, **8,** 111—138.

BERGER, W. H. 1971: Sedimentation of planctonic Foraminifera. — *Marine Geol.*, **11,** 325—358.

BERNARD, H. A.—LEBLANC, R. J.—MAJOR, C. F. JR. 1962: Recent and Pleistocene geology of southeast Texas. — *Geol. Gulf Coast and Central Texas and guidebook of excursion.* — Houston Geol. Soc., 175—225.

BERNER, R. A. 1975: The role of magnesium in the crystal growth of calcite and aragonite from sea water. — *Geochim. Cosmochim. Acta,* **39,** 489—504.

BERNER, R.A.—MORSE, J. W. 1972: Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water. II. A kinetic origin for the lysoclin. — *Am. J. Sci.*, **272,** 9, 840—851.

BERNER, R. A.—MORSE, J. W. 1974: Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea weter. IV. Theory of calcite dissolution. — *Am. J. Sci.*, **274,** 2, 108—134.

BERNER, R. A.—WILDE, P. 1972: Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water. III. Saturation state parameter for kinetic calculation. — *Am. J. Sci.*, **272,** 9, 826—839.

BERNER, R. A.—WESTRICH, J. T.—GRABER, R.—SMITH, J.—MARTENS, C. S. 1978: Inhibition of aragonite precipitation from supersaturated seawater. A laboratory and field study. — *Am. J. Sci.*, **278,** 816—837.

BODA J. 1974: A magyarországi szarmata emelet rétegtana. — *Földt. Közl.*, **104,** 249—260.

BOGSCH L. 1968: *Általános őslénytan.* — Budapest: Tankönyvkiadó, 281 p.

BORNHOLD, B. D. *et al.* 1981: Trace Metal Geochemistry of Sediments, Northeast Pacific Ocean. — *Geol. Surv. Canada, Paper,* **80-25,** 21 p.

BORNHOLD, B. D.—GUILCHER, A. (eds) 1984: Sedimentation on high-latitude continental shelves. — *Marine Geol.*, **57,** 1/4, 1—359.

BOUMA, A. H. 1979: Continental slopes. — *In:* BOUMA, A. H. (ed.): *Geology of Continental Slopes.* — *SEPM Special Publ.*, **27,** 1—15.

BOURGEOIS, J. 1978: Beachrock. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Pa.: Dowden, Hutchinson & Ross, 44—45.

BOURROUILLE-LE JAN, F. G.—TOLANDIER, J. 1985: Sédimentation et fracturation de haute energie en milieu récifal: tsunamis, ouraganes et cyclones et leur effets sur la sédimentologie et la géomorphologie d'un atoll: Motu et Hoa, à Rangirosa, Tuamats, Pacifique SE. — *Marine Geol.*, **67,** 263—333.

BRAMLETTE, M. N. 1961: Pelagic sediments. — *In:* SEARS, M. (ed.): *Oceanography.* — *Publ. Am. Ass. Sci.*, **67.**

BRENNER, R. L. 1980: Construction of process-response models of ancient epicontinental seaway depositional systems using partial analogs. — *AAPG Bull.*, **64,** 1223—1244.

BRICKER, O. P. (ed.) 1971: *Carbonate Cements. Part I.* — Baltimore: J. Hopkins Univ. Press, 376 p.

BRIDGES, P. H.—LEEDER, M. R. 1976: Sedimentary model for intertidal mudflat channels with examples from the Solway Firth, Scotland. — *Sedimentology,* **23,** 533—552.

BROECKER, W. S.—VAN DONK, J. 1970: Insolation Changes, Ice Volumens and the O^{18} Record in Deep Sea Cores. — *Rev. Geophys. Space Phys.*, **8,** 169—198.

CASPERS, H. 1957: Black Sea and Sea Azov. — *In:* HEDGEPTH, J. W. (ed.): *Treatise on Marine Ecology.* — *Geol. Soc. Amer.*, **67,** 1, 801—890.

CASTON, V. N. D. 1972: Linear sand banks in the southern North Sea. — *Sedimentology,* **18,** 63—78.

CHAVE, K. E. 1954: Aspects of the biogeochemistry of magnesium. *1.* Calcareous marine organisms. — *J. Geol.*, **62,** 266—283.

CHAVE, K. E.—SUESS, E. 1970: Calcium carbonate saturation in sea water: Effects of dissolved organic matter. — *Limnol. Oceanogr.*, **15,** 633—637.

CHILDRESS, J. J.—FELBECK, H.—SOMERS, G. N. 1987: Szimbiózis a tengerek mélyén. — *Tudomány,* **1987,** 7, 78—85.

CLARKE, T. L.—LESHT, B.—YOUNG, R. A.—SWIFT, D. J. P.—FREELAND, G. L. 1982: Sediment resuspension by surface-wave action: An examination of possible mechanisms. — *Marine Geology,* **49,** 43—59.

CLARKE, T. L.—SWIFT, D. J. P.—YOUNG, R. A. 1982: Numerical model of fine sediment transport on the continental shelf. — *Environmental Geol.*, **4,** 2, 118—129.

CLOUD, P. E. JR. 1962a: Behavior of calcium carbonate in sea water. — *Geochim. Cosmochim. Acta,* **20,** 867—884.

CLOUD, P. E. JR. 1962b: Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas. — *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **350,** 138 p.

COLLINSON, J. D.—THOMPSON, D. E. 1982: *Sedimentary Structures.* — Boston—Sidney: Allen & Unwin, 194 p.

CONOLLY, J. R. 1978: Contourites. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Pa.: Dowden, Hutchinson & Ross, 201—203.

CRONIN, TH. M. 1983/84: Bathyal Ostracods from the Florida–Hatteras slope, the strais of Florida, and the Blake Plateau. — *Marine Micropal.*, **8,** 89—119.

CURRON, H. A. (ed.) 1985: *Biogenic Structures, their Use in Interpreting Depositional Environments.* — *SEPM Spec. Publ.*, **35,** 347 p.

ČADKOVA, Z. 1981: Trace elements in Upper Carboniferous sediments of the Bohemian Massif. — *Věstn. ústr. úst. geol.*, **56,** 1, 1—11.

DANA, J. D. 1875: *Coral and Coral Islands.* — London: S. Low—M. Low & Searle, 348 p.

DARWIN, CH. R. 1840: The origin of Coral Reefs and Islands. — *Journ. Research Geol. Nat. Hist. of the Various Countries Visited by* H. M. S. BEAGLE. — London, 554—559.

DARWIN, CH. R. 1851: *The Structure and Distribution of Coral Reefs.* — London: Smith, Elder & Co. — (Újra kiadta 1962-ben a Univ. Calif. Press, Berkeley.)

DAVIES, J. L. 1964: A morphogenic approach to world shorelines. — *Zeitschr. Geomorph.*, **8.** (Sp. No.), 127—142.

DAVIS, R. A. 1985: *Coastal Sedimentary Environments.* — Berlin—New York: Springer, 716 p.

DAVIS, R. A.—FOX, W. T.—HAYES, M. O.—BOOTHROYD, J. C. 1972: Landward migration of a foreshore ridge. Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environments. — *J. Sed. Petrol.*, **32,** 413—421.

DE BAAR, J. W.—BACON, M. P.—BRENNER, P. G. 1985: Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans. — *Geochim. Cosmochim Acta,* **49,** 1943—1959.

DEGENS, E. T.—ROSS, D. A. 1970: Oceanographic expedition in the Black sea. — *Naturwiss.*, **7,** 349—351.

DEGENS, E. T.—ROSS, D. A. (eds) 1974: *The Black Sea — Geology, Chemistry and Biology.* — *AAPG Mem.*, **30,** 633 p.

DEGENS, E. T.—STOFFERS, P. 1980: Environmental events recorded in Quaternary sediments of the Black Sea. — *J. Geol. Soc. London*, **137**, 131—138.

EICHER, U. 1982: Isotopenmessungen an Sedimenten als Mittel zur Klimarekonstruktion. — *Mitt. Nat.f. Ges. Bern*, **39**, 111—113.

EKMAN, S. 1953: *Zoogeography of the Sea*. — London: Sedgwick & Jackson, 417 p.

ELLIOTT, T. 1978: Clastic Shorelines. — *In:* READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies*. — Oxford, London, etc.: Blackwell, 143—177.

ELLIS, D. B.—MOORE, T. C. JR. 1973: Calcium carbonate, opal and quartz in Holocene pelagic sediments and calcite compensation level in South Atlantic Ocean. — *J. Marine Res.*, **31**, 3.

EMELJANOV, E. M. 1965: Karbonatnoszt' szovremennüh donnüh otlozsenii Szredizemnogo morja. — *In: Osznovnoe csertü geologicseszkogo sztroenija, gidrologicseszkogo rezsima i biologii Szredizemnogo morja*. — Moszkva: Nauka, 71—83.

EMELYANOV, E. M. 1972: Principal types of recent bottom sediments in the Mediterranean Sea: their mineralogy and chemistry. — *In:* STANLEY, D. J. (ed.): *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 355—386.

EMELYANOV, E. M.—SHINKUS, K. M. 1985: *Geochemistry and Sedimentology of the Mediterranean Sea*. — Dordrecht, Holland: D. Reidel Publ. Comp., 553 p.

EMERY, K. D. 1968: Relict sediments on continental shelves of the world. — *AAPG Bull.*, **52**, 445—464.

EMILIANI, C. 1970: Pleistocene paleo-temperatures. — *Science*, **168**, 822—824.

Environments sédimentaires de l'Atlantique Nord au Quaternaire. — Actes Colloque Internat. CNRS no. **325**, Bordeaux, France. — Bull. Int. Géol. Bassin Aquitaine, 31—32.

FAIRBRIDGE, R. W. 1967: Carbonate rocks and paleoclimatology in the biogeochemical history of the planet. — *In:* CHILINGAR, G. V.—BISSEL, R. W.—FAIRBRIDGE, R. W. (ed): *Carbonate Rocks. Origin, Occurrence and Classification. — Development in Sedimentology* **9A**. Amsterdam–New York: Elsevier, 471 p.

FAIRBRIDGE, R. W. 1978: Black Sea sediments. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Pa.: Dowden, Hutchinson & Ross, 75—78.

FAIRBRIDGE, R. W.—JOHNSON, D. L. 1978: Eolianite. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Pa.: Dowden, Hutchinson & Ross, 279—282.

FAIRBRIDGE, R. W.—TEICHERT, C. 1948: The Low Isles of the Great Barrier Reef: A New Analysis. — *Geogr. J.*, **111**, 68—88.

FANNING, K. A.—MANHEIM, F. T. 1982: The Dynamic Environment of the Ocean Floor. — Lessington, Mass. — Toronto: Heath & Co., 502 p.

FARROW, G. E. 1974: On the Ecology and Sedimentation of the Cardium Shellrends and Transgressive Shellbanks of Traigh Mhor, Island of Barra, Outer Hebrides. — *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, **69**, 9, 203—230.

FISCHER, A. G. 1964: The Lofer cyclotherms of the Alpine Triassic. — *In:* MERRIAM, D. F. (ed.): *Symposium on Cyclic Sedimentation. — Bull. Geol. Surv. Kansas*, **169**, 107—149.

FISCHER, A. G. 1975: Tidal deposits, Dachstein Limestone of the North Alpine Triassic. — *In:* GINSBURG, R. N. (ed.): *Tidal Deposits*. — Berlin: Springer, 235—242.

GALLOWAY, W. E.—HOBDAY, D. K. 1983: *Terrigenous Clastic Depositional Systems. Application to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration*. — New York–Berlin, etc.: Springer, 423 p.

GARRELS, R. M.—THOMPSON, M. E. 1962: A chemical model for the sea water at 25°C and one atmosphere total pressure. — *Am. J. Sci.*, **260**, 57—66.

GEBELEIN, C. D. 1974: Biologic control of stromatolite microstructure: Implication for Precambrian time stratigraphy. — *Am. J. Sci.*, **274**, 575—598.

GÉCZY B. 1986: *Őslénytan*. — Budapest: Tankönyvkiadó, 474 p.

GINSBURG, R. N. 1956: Environmental relationships of grain size and constituent particles in some south Florida carbonate sediments. — *AAPG Bull.*, **40**, 2384—2427.

GINSBURG, R. N.—HARDIE, L. A. 1975: Tidal and storm deposits, northeastern Andros Island, Bahamas. — *In:* GINSBURG, R. N. (ed.): *Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. — Berlin: Springer, 201—208.

GINSBURG, R. N.—JAMES, N. P. 1974: Holocene carbonate sediments of continental shelves. — *In:* BURK, C. A.—DRAKE, C. L. (eds): *The Geology of Continental Margins*. — Berlin: Springer, 137—155.

GRIFFITH, L. S.—PITCHER, M. G.—RICE, G. W. 1969: Quantitative environmental analysis of a Lower Cretaceous Reef Complex. *In:* FRIEDMAN, G. H. (ed.): *Depositional Environments in Carbonate Rocks. — SEPM Spec. Publ.*, **14**, Tulsa, Okla.

GOULD, H. R.—MCFARLAN, E. 1959: Geological history of the chenier plain, southwestern Louisiana. — *Trans. Gulf-Coast Ass. geol. Socs*, **9**, 261—270.

HAAS J. 1976: $CaCO_3$-oldódás a tengervízben jelenleg és a geológiai múltban. — *Földt. Közl.*, **106**, 3, 276—289.

HAAS J.—DOBOSI K. 1982: Felső-triász ciklusos karbonátos kőzetek vizsgálata bakonyi alapszelvényeken. — *MÁFI Évi Jel.*, **1980**, 135—168.

HALLEY, R. B.—SHINN, E. A.—HUDSON, J. H.—LIDZ, B. H. 1977: Pleistocene barrier bar seaward oöid shoal complex near Miami, Florida. — *AAPG Bull.*, **61**, 519—526.

HARDER, H. 1970: Boron content of sediments as a tool in facies analysis. — *Sediment. Geol.*, **4**, 153—175.

HARRIS, P. M. 1979: Facies anatomy and diagenesis of a Bahamian oöid shoal. — *Sedimenta*, **7**. Comparative Sedimentology Laboratory, University of Miami, Fl.

HASHIMI, N. H. 1981: The Use of Grain-Size Statistics to Distinguish the Effects of Environments on the Surface Sediments of Nort-Western Shelf of India. — *Senckenberg. marit.*, **13**, 1—3, 65—78.

HAYES, M. O. 1975: Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. — *In:* CRONIN, L. E. (ed.): *Estuarine Research*. Vol. **II**. *Geology and Engineering*. — London: Acad. Press, 3—32.

HAYES, M. O. 1979: Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. — *In:* LEATHERMAN, S. P. (ed.): *Barrier Islands*. — New York: Academic Press, 1—27.

HAYES, M. O.—KANA, T. W. 1976: Terrigenous Clastic Depositional Environments. — Migration of a Foreshore Ridge. Some Modern Examples. — *Techn. Rept. 11-CRD, Coastal Res. Div., Univ. South Carolina*. — **I.** 131 p.; **II:** 184 p.

HÄNTSCHEL, W. 1962: Trace fossils and problematica. — *In:* MOORE, R. C. (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology*. — Lawrence: University of Kansas Press, W117—245.

HECKEL, P. H. 1974: Carbonate build-ups in the geological record: a review. — *In:* LAPORTE, L. F. (ed.): *Reefs in Time and Space. — SEPM Spec. Publ.*, **18**, 90—154.

HECKEL, P. H.—COOKE, J. M. 1969: Phylloid Algal Mound Complexes in Outcropping Upper Pennsylvanian Rocks of Mid-Continent. — *AAPG Bull.*, **55**, 5, 1058—1074.

HEEZEN, B. C.—HOLLISTER, C. D.—RUDDIMAN, W. F. 1966: Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. — *Science*, **152**, 502—508.

HEEZEN, B. C.—MENZIES, R. J.—SCHNEIDER, E. D.—EWRING, W. M.—GRANELIP, N. C. I. 1964: Congo submarine canyon. — *AAPG Bull.*, **48**, 1126—1149.

HEEZEN, B. C.—THARP, M.—EWING, M. 1959: *The Floors of the Oceans.* — *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper,* **65,** 126 p.

HILL, M. N. (ed.) 1962-63: *The Sea. Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas.* — **I**: 864 p. — **II**: 554 p. — **III**: 963 p. — New York–London.

HINTE, J. E. VAN—CITA, M. B.—WEIJDEN, C. H. VAN DER 1978: Extant and ancient anoxic basin conditions in the Eastern Mediterranean. — *Marine Geol.,* **76,** 1/4, 11+281 p.

HOFFMEISTER, J. E.—MULTER, H. G. 1965: Fossil mangrove reef of Key Biscayne, Florida. — *Bull. Geol. Soc. Amer.,* **76,** 845—852.

HONJO, S.—MANGANINI, S. J.—POPPE, L. J. 1982: Sedimentation of lithogenic particles in the deep ocean. — *Marine Geol.,* **50,** 199—220.

HOUBOLT, J. J. H. C. 1968: Recent sediments in the southern bight of the North Sea. — *Geol. Mijnb.,* **47,** 245—273.

HSÜ, K. J. 1972: Origin of saline giants: a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite. — *Earth Sci. Rev.,* **8,** 371—396.

HSÜ, K. J.—MONTADERT, L.—BERNOULLI, D.—CITA, M. D.—ERIKSON, A.—GARRISON, R. E.—KIDD, R. B.—MELIERES, X.—MULLER, C.—WRIGHT, R. 1977: History of the Mediterranean salinity crisis. — *Nature,* **267,** 399—403.

INMAN, D. L.—BAGNOLD, R. A. 1963: Littoral processes. — *In:* HILL, M. N. (ed.): *The Sea.* — New York: Wiley, **III:** 529—583.

JAMES, N. P. 1979: Reefs. — *In:* WALKER, R. G. (ed.): *Facies models.* — Waterloo, Ont.: Geol. Assoc. Canada, 121—132.

JAMES, N. P.—GINSBURG, R. N. 1979: The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs.— *Int. Ass. Sed. Spec. Publ.,* **3.**

JÁMBOR Á. 1978: Új elképzelések a magyarországi neogén tengerek vizének sótartalom változásairól. — *MÁFI Évi Jel.,* **1976,** 261—265.

JENKYNS, H. C. 1978: Pelagic Environments. — *In:* READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies.* — Oxford, London, etc.: Blackwell, 314—371.

JOHNSON, H. D. 1978: Shallow Siliciclastic Seas. — *In:* READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies.* — Oxford, London, etc.: Blackwell, 207—258.

KAHN, J. H.—ROBERTS, H. H. 1982: Variation in storm response along a microtidal transgressive barrier island arc. — *Sediment. Geol.,* **33,** 129—146.

KENYON, N. H. 1970: Sand ribbons of European tidal seas. — *Marine Geol.,* **9,** 25—39.

KHRISCHEV, KH. G. 1984: Sediment dispersal on the South Bulgarian Black Sea shelf — Lithological criteria. — *Proc. 27th Internat. Geol. Congr.,* **4.** (Sedimentology), 199—212.

KINSMAN, D. J. J. 1975a: Salt floors to geosynclines. — *Nature,* **255,** 375—378.

KINSMAN, D. J. J. 1975b: Rift valley borning and sedimentary history of trailing continental margins. — In: FISCHER, A. G.—JUDSON, S. (eds): *Petroleum and Global Tectonics.* — Princeton, N. J.: Princeton Univ. Press.

KOBLENTZ-MISHKE, O. J.—VOLKOVINSKY, V. V.—KABANOVA, J. G. 1970: Plankton primary production of the world ocean. — *In:* WORSTER, W. S. (ed.): *Scientific Exploration of the South Pacific.* — Washington: Nat. Acad. Science, 183—193.

KOMAR, P. D. 1976: *Beach Processes and Sedimentation.* — Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall.

KOVÁCS S. 1979: A dél-gömöri Alsóhegy magyarországi részének földtani felépítése. — *Őslénytani Viták,* **24,** 33—58. — Budapest: Magyarh. Földt. Társ.

KRAUSKOPF, K. B. 1979: *Introduction to Geochemistry.* (2. kiadás). New York: McGraw-Hill.

KUEHL, S. A.—NITTROUER, CH. A.—DEMASTER, D. J. 1982: Modern sediment accumulations and strata formation on the Amazon continental shelf. — *Marine Geol.,* **49,** 3/4, 27—300.

KUENEN, PH. H. 1950: *Marine Geology.* — New York: J. Wiley, 568 p.

LADD, H. S.—SCHLANGER, S. O. 1960: Drilling operations on Eniwetok Atoll. — *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper,* **260-Y,** 863—903.

LADD, H. S.—TRACEY, J. L.—WELLS, J. W.—EMERY, K. O. 1950: Organic growth and sedimentation on an atoll. — *J. Geol.,* **58,** 410—425.

LEEDER, M. R. 1982: *Sedimentology. Process and Product.* — London, etc.: Allen & Unwin, 344 p.

LEEDER M. R. 1983: On the dynamics of sediment suspension by residual Reynold stresses — confirmation of Bagnold's theory. — *Sedimentology,* **30,** 485—491.

LELKES GY. 1986 és 1987: Recens trópusi sekélyvízi karbonátos üledékek szedimentpetrográfiai vizsgálatának eredményei. I. Kuba. — II. Florida. — *MÁFI Évi Jel.,* **1984,** 561—590, ill. **1985,** 309—342.

LESS, B. J. 1983: The relationship of sediment transport rates and paths to sandbanks in a tidally dominated area of the coast of East Anglia, U. K. — *Sedimentology,* **30,** 461—483.

LESSERTISSEUR, J. 1955: Traces fossils d'activité animale et leur signification paléobiologique. — *Mémoires Soc. Géol. France., Nouv. Sér. Mém.,* **74,** 150 p.

LIPPMANN, F. 1973: *Sedimentary Carbonate Minerals.* — New York: Springer, 228 p.

LOGAN, B. W.—DAVIES, G. R.—READ, J. F.—CEBULSKI, D. E. 1970: Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia. — *AAPG Mem.,* **13,** 223 p.

LOWENSTAM, H. A. 1955: Aragonite needles secreted by algae and some sedimentary implications. — *J. Sedim. Petrol.,* **25,** 270—272.

LOWENSTAM, H. A. 1963: Biologic problems relating to the composition and diagenesis of sediments. — *In:* DONELLY, T. W. (ed.): *The Earth Sciences — Problems and Progress in Current Research.* — Chicago: Univ. Chicago Press.

MANHEIM, F. T. 1978: Interstitial water in sediments. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Pa.: Dowden, Hutchinson & Ross, 408—412.

MARSHALL, J. D.—ASHTON, M. 1980: Isotopic and trace element evidence for submarine lithification of hardgrounds in the Jurassic of eastern England. — *Sedimentology,* **27,** 3, 271—289.

MAXWELL, W. G. H. 1968: *Atlas of the Great Barrier Reef.* — Amsterdam: Elsevier, 258 p.

MCLELLAN, H. J. 1965: *Elements of Physical Oceanography.* — Oxford: Pergamon.

MEHL, J. 1982: Die Tempestit-Facies im Oberen Muschelkalk Südbadens. — *Jb. geol. Landesamt Baden-Württemberg,* **24,** 91—109.

MILLIMAN, J. D. 1972: Atlantic continental shelf and slope of the United States. — Petrology of the sand fraction — northern New Jersey to southern Florida. — *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper,* **529—J,** 40 p.

MILLIMAN, J. D. 1974: *Marine Carbonates.* — Berlin, etc.: Springer, 375 p.

MILLIMAN, J. D. 1975: Dissolution of aragonite, Mg-calcite, and calcite in the North Atlantic Ocean. — *Geology,* **3,** 461—462.

MILLIMAN, J. D.—MÜLLER, G.—FÖRSTNER, U. 1974: *Recent Sedimentary Carbonates.* — Part I.: MILLIMAN, J. D.: *Marine Carbonates.* — Berlin, etc.: Springer, 375 p.

MORITANI, T.—ONODERA, K.—NISHIMURA, K. 1981: Submarine Topography by 12kHz POR in the GH78-1 Area. — *Cruise Rep. A.* — *Geol. Surv. Japan,* 44—56.

MULTER, H. G. 1969: *Field Guide to Some Carbonate Rock Environments: Florida Keys and Western Bahamas.* — Madison, N. J.: Fairleigh Dickinson Univ., 156 p.

MÜLLER, G.—TIETZE, G. 1975: Regressive diagenesis in Pleistocene eolianites from Fuerteventura, Canary Islands. — *Sedimentology*, **22,** 486—496.

NAGY, E.—FRANCO, G.—RADÓCZ, GY. 1981: Contribution to the study of fossil coral facies development in Eastern Cuba. — *Acta Geol. Hung.*, **24,** 2/4, 257—264.

Nairn, A. E. M.—Stehli, F. G.—Uyeda, S. (eds) 1985: *The Ocean Basins and Margins.* Vol. **7A.** *The Pacific Ocean.* — New York–London: Plenum Press, 733 p.

NEEV, D.—EMERY, K. O. 1967: The Dead Sea: depositional processes and environments of evaporites. — *Israel Geol. Surv. Bull.*, **41,** 1—147.

NEUMANN, A. C.—LAND, L. S. 1975: Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas: a budget. — *J. Sed. petrol.*, **45,** 763—786.

NOTA, D. J. G. 1958: *Sediments of the western Guiana Shelf.* — Mededeling. Landb.school Wageningen, Nederland, **58,** 2, 1—104.

OLAUSSON, E. 1985: The Glacial Oceans. — *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **50,** 2/3, 291—301.

PELIKÁN P. 1986: Gerennavári Mészkő Formáció. — *Magyarország Geológiai Alapszelvényei.* — MÁFI, 5 p.

PERKINS, E. D.—ENOS, P. 1968: Hurricane Betsy in the Florida—Bahama area: Geologic effects and comparison with Hurricane Donna. — *J. Geol.*, **76,** 710—717.

PETERSON, M. N. A. 1966: Calcite: rates of dissolution in a vertical profile in the central Pacific. — *Science*, **154,** 1542—1544.

PETRASCHEK, W. E.—JENKOVIĆ, S. (eds) 1986: *Geotectonic Evolution and Metallogeny of the Mediterranean Area and Western Asia.* — New York: Springer, 298 p.

PORRENGA, D. K. 1967: Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. — *Marine Geol.*, **5,** 495—501.

PURDY, E. G. 1963: Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. — *J. Geol.*, **71,** 334—355, 472—495.

PURDY, E. G. 1974: Reef configurations: cause and effect. — *In:* LAPORTE, L. F. (ed.): *Reefs in Times and Space.* — *SEPM Spec. Publ.*, **18,** 9—76.

PURDY, E. G.—IMBRIE, J. 1964: Carbonate Sediments, Great Bahama Bank. — *Ann. Meeting Geol. Soc. Amer.* — *Guidebook Field Trip*, **2,** 66 p.

PURSER, B. H. 1979: Middle Jurassic sedimentation on the Burgundy Platform. — *Symp. Sed. Jurass. West. Europe.* — *ASF Publ.*, **1,** 75—84.

PURSER, B. H.—EVANS, G.1973: Regional sedimentation along the Trucial Coast, S. E. Persian Gulf. — *In:* PURSER, B. H. (ed.): *The Persian Gulf.* — Berlin: Springer, 211—232.

RAD, U. v.—HINZ, K.—SARNTHEIN, M.—SEIBOLD, E. 1982: *Geology of the Northwest African Continental Margin.* — Berlin, Heidelberg, etc: Springer, 531 p.

RADÓCZ GY. 1979: Aktuogeológiai megfigyelések (zonációk és tanatocönózis) kubai sziklás tengerpartok mentén. — *MÁFI Évi Jel.*, **1977,** 327—342.

READING, H. G. (ed.) 1978: *Sedimentary Environments and Facies.* — Oxford, etc.: Blackwell, 577 p.

REINECK, H.-E. 1967: Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea. — *In:* LAUFF, G. D. (ed.): *Estuaries.* — Washington, D. C.: Amer. Ass. Adv. Sci., 191—206.

REINECK, H.-E.—SINGH, I. B. 1971: Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer) III. Die Gefüge von Vorstrand- und Schelfsedimenten. — *Senckenberg. mar.*, **3,** 185—201.

REINECK, H.-E.—SINGH, I. B. 1972: Tidal flats. — *In:* RIGBY, L. K.—HAMBLIN, W. K. (eds): *Recognition of Ancient Sedimentary Environments.* — *SEPM Spec. Publ.*, **16,** 146—159.

REINECK, H.-E.—SINGH, I. B. 1973 és 1980: *Depositional Sedimentary Environments.* — Berlin, etc.: Springer (1. és 2. kiadás), 439 p., ill. 551 p.

REINSON, G. E. 1978: Barrier island systems. — *In:* WALKER, R. G. (ed.): *Facies Models.* — Toronto: Geol. Ass. Canada, 57—74.

REVELLE, R.—FAIRBRIDGE, R. W. 1957: Carbonate and carbon dioxide. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **67,** 1, 239—296.

RONA, P. A. 1973: Worldwide unconformities in marine sediments related to eustatic changes of sea level. — *Nature, Phys. Sci.*, **244,** 25—26.

RONOV, A. B. 1968: Probable changes in the composition of sea water during the course of geological times. — *Sedimentology*, **10,** 25—43.

ROSS, D. A. 1977: *The Black Sea and the Sea of Azov.* — *In:* NAIRN, A. E. M.—KANES, W. H.—STEHLI, F. G. (eds): *The Ocean Basins.* Vol. **4A.** *The Eastern Mediterranean.* — New York–London: Plenum Press, 481 p.

ROSS, D. A.—UCHUPI, E.—PRADA, K. E.—MACILVAINE, J. C. 1974: Bathymetry and microtopography of Black Sea. — *AAPG. Mem.* **20,** 1—10.

RUPKE, N. A. 1978: Deep Clastic Seas. — *In:* READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies.* — Oxford, etc.: Blackwell, 372—415.

SANDBERG, P. A. 1975: New interpretations of Great Salt Lake ooids and of ancient nonskeletal carbonate mineralogy. — *Sedimentology*, **22,** 497—537.

SAWIER, D. S.—SWIFT, B. A.—SCLATER, J. G.—TOKSÖZ, M. N. 1982: Extensional model for the northern United States Atlantic continental margin. — *Geology*, **10,** 3, 134—140.

SCHOLL, D. W. 1963: Sedimentation in Modern Coastal Swamp, SW Florida. — *AAPG Bull.*, **47,** 8, 1681—1683.

SCHOLL, D. W. 1966: Florida Bay: a modern site of limestone formation. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W. (ed.): *The Encyclopedia of Oceanography.* — New York: Reinhold Publ. Co., 282—288.

SEIBOLD, E. 1974: Das Meer. — *In:* BRINKMANN, R. (ed.): *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. Bd. I.* (2. Aufl.) — Stuttgart: Enke, 291—511.

SEIBOLD, E.—BERGER, W. H. 1982: *The Sea Floor.* — *An Introduction to Marine Geology.* — Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 288 p.

SEILACHER, A. 1953 és 1956: Studien zur Palichnologie I. és II. — *Neues Jb. Geol. Pal. Abh.* **96,** 3, 421—452; **98,** 87—124.

SEILACHER, A. 1964a: Biogenic sedimentary structures. *In:* IMBRIE, J.—NEWELL, N. D. (eds): *Approaches to Paleoecology.* — New York: Wiley, 296—316.

SEILACHER, A. 1964b: Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. — *Sedimentology*, **3,** 253—256.

SEILACHER, A. 1967: Bathymetry of trace fossils. — *Marine Geol.*, **5,** 413—428.

SEILACHER, A. 1977: Evolution of trace fossil communities. — *In:* HALLAM, A. (ed.): *Patterns of Evolution.* — *Developments in Palaeontology and Stratigraphy* **5** — Amsterdam, etc.: Elsevier.

SEILACHER, A. 1978: Evolution of trace fossil communities in the Deep Sea. — *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, **157,** 251—255.

SELLWOOD, B. W. 1978: Shallow-water Carbonate Environments. — *In:* READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies.* — Oxford, London, etc.: Blackwell, 259—313.

SELLWOOD, B. W. 1986: Shallow-marine Carbonate Environments. — *In:* READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies.* — Oxford, London, etc.: Blackwell, 283—342. (2. kiadás.)

SHEARMAN, D. J. 1966: Origin of marine evaporites by diagenesis. — *Trans. Inst. Min. Metall. B.*, **75,** 208—215.

SHEPARD, F. P. 1981: Submarine Canyons, Multiple Causes and Long Time Persistence. — *AAPG Bull.*, **65,** 6, 1062—1077.

SHINN, E. A. 1963: Spur and grove on the Florida reef tract. — *J. Sed. Petrol.*, **33,** 291—303.

SHINN, E. A. 1973a: Sedimentary accretion along the leeward SE coast of Quatar Peninsula, Persian Gulf. — *In:* PURSER, B. H. (ed.): *The Persian Gulf.* — Berlin, etc.: Springer, 199—209.

SHINN, E. A. 1973b: Recent intertidal and nearshore carbonate sedimentation around rock highs, E-Quatar, Persian Gulf. — *In:* PURSER, B. H. (ed.): *The Persian Gulf.* — Berlin, etc.: Springer, 193—198.

SHINN, E. A. 1980: Geologic history of Grecian Rocks, Key Largo coral reef marine sanctuary. — *Bull. Marine Science,* **30,** 3, 646—656.

SHINN, E. A. 1982: Geology and sediment accumulation rates at Carrier Bow Cay, Belize. — *In:* RUTZLER, K.—MACINTYRE, I. G. (eds): *The Atlantic barrier reef ecosystem at barrier Bow Cay, Belize. Structure and communities. — Smithsonian Contr. Marine Sci.,* **12,** 63—75.

SHINN, E. A. 1983: Tidal flat environment. — *In:* SCHOLLE, P.—BEBOUT, P. G.—MOORE, C. H. (eds): *Carbonate Depositional Environments. — AAPG Mem.,* **33,** 171—210.

SHINN, E. A.—HUDSON, J. H.—HALLEY, R. B.—LIDZ, B. 1977: Topographic control and accumulation rate of some Holocene coral reefs, South Florida and Dry Tortugas. — *Third Internat. Coral Reef Symposium, Miami, Fla.,* **2,** *Geology.* — 1—8.

SHINN, E. A.—LLYOD, R. M.—GINSBURG, R. N. 1969: Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas. — *J. Sed. Petrol.,* **39,** 1202—1228.

SILVER, M. W.—ALLDREDGE, A. L. 1981: Bathypelagic marine snow: deep-sea algae and detrital community. — *J. Marine Research,* **39,** 3, 501—530.

SLITER, W. V.—BÉ, A. W. H.—BERGER, W. H. 1975: *Dissolution of the Deep-sea Carbonates. — Cushman Foundat. Foramin. Research. Spec. Publ.,* **13,** 1—159.

Stable Isotopes in Sedimentary Geology. 1983 — SEPM Short Course **10.** — Dallas.

SUESS, E.—THIEDE, J. (eds) 1983: *Coastal Upwelling. Its Sediment record.* — **Part A:** *Responses of Sedimentary Regime to Present Coastal Upwelling.* — **Part B:** *Sedimentary Records of Ancient Coastal Upwelling.* — New York–London: Plenum Press, 592+ +610 p.

SVERDRUP, H. U.—JOHNSON, M. W.—FLEMING, R. H. 1954: *The Oceans. Their Physics, Chemistry, and General Biology.* — Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall, 1087 p.

SWIFT, D. J. P.—STANLEY, D. L.—CURRAY, J. R. 1971: Relict sediments on continental shelves: a reconsideration. — *J. Geol.,* **79,** 322—346.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: *Geokémia.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 680 p.

SZÖŐR GY. 1969—70: Recens és fosszilis Mollusca héjak nyomelem vizsgálata. — *Acta Biol. Debrecina,* **7/8,** 177—192.

SZÖŐR, GY. 1971: The instrumental analysis of modern Vertebrate tooth as fossil model material. — *Acta Miner.-Petr. Univ. Szeged,* **12,** 1, 149—167.

SZÖŐR GY. 1974: Paleobiokémia és kronológia. — *Acta Biolog. Debrecina,* **10/11,** 67—72.

TELEGDI ROTH K. 1953: *Ősálattan.* — Budapest: Tankönyvkiadó, 813 p.

THIERSTEIN, H. R.—BERGER, W. H. 1978: Injection events in ocean history. — *Nature,* **276,** 461—466.

THUNELL, R. C. 1982: Carbonate dissolution and abyssal hydrography in the Atlantic Ocean. — *Marine Geol.,* **47,** 3/4, 165—180.

TILL, R. 1978: Arid shorelines and evaporites. — *In:* READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies.* — Oxford, London, etc.: Blackwell, 178—206.

TILLMAN, R. W.—SIEMERS, CH. T. 1984: *Siliciclastic Shelf Sediments. — SEPM Spec. Publ.,* **34,** 268 p.

TOP, Z.—CLARKE, W. B. 1983: Helium, neon, and tritium in the Black Sea. — *J. Marine Research,* **41,** 1—17.

TUREKIAN, K. K. 1965: Some aspects of the geochemistry of marine sediments. — *In:* RILEY, I. P.—SHIRROW, G. (eds): *Chemical Oceanography.* — London: Acad. Press, 81—126.

VADÁSZ E. 1955: *Elemző földtan.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 516 p.

VAIL, P. R.—MITCHUM, R. M. JR.—THOMPSON, S. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part four: Global cycles of relative changes of sea level. — *AAPG Mem.,* **26,** 83—98.

VALENTINE, P. C. 1987: The Shelf-Slope Transition — Canyon and Upper Slope — Sedimentary Processes on the Southern Margin of Georges Bank. — *U. S. Geol. Surv. Bull.,* **1782,** 1—29.

VAN STRATEN, L. M. J. U. 1978: Wadden sea sedimentology. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Pa.: Dowden, Hutchinson & Ross, 862—864.

VENDL A. 1951: *Geológia I.* — Budapest: Tankönyvkiadó, 655 p.

VERMES J. 1986: Tengerparti mikroformák és a parti homok fáciesváltozatai árapály nélküli parton. — *Földr. Ért.,* **35,**387—400.

VOIPIO, A. (ed.) 1981: *The Baltic Sea.* — Amsterdam, etc.: Elsevier. — *Oceanographic Series,* **30,** 418 p.

WAGNER, C. W.—TOGT, C. VAN DER 1973: Holocene sediment-types and their distribution in the Southern Persian Gulf. — *In:* PURSER, B. H. (ed.): *The Persian Gulf.* — Berlin: Springer, 123—155.

WAPLES, D. W. 1983: Reappraisal of Anoxia and Organic Richness, with Emphasis on Cretaceous of North Atlantic. — *AAPG Bull.,* **67,** 6, 963—978.

WARNE, J. E. 1971: *Paleoecological aspects of a modern coastal lagoon. — Univ. California Publ. Geol. Sci.,* **87,** 110 p. (Berkeley–Los Angeles).

WARNE, J. E.—DOUGLAS, R. G.—WINTERER, E. L. 1981: *The Deep Sea Drilling Project: A Decade of Progress. — SEPM Spec. Publ.,* **32,** 564 p.

WEDEPOHL, K. H. 1968: Chemical fractionation in the sedimentary environment. — *In:* AKRINS (ed.): *Origin and Distribution of the Elements.* — Oxford, 999—1016.

WEDEPOHL, K. H. 1969—1970: *Handbook of Geochemistry.* — **1, 2/1, 2/2.** — Berlin: Springer, 457+596+671 p.

WEDEPOHL, K. H. (ed.) 1978: *Handbook of Geochemistry.* **2,** 5. — Berlin, etc.: Springer, 1546 p.

WEERING, TJ. C. E. VAN 1982: Recent sediments and sediment transport in the northern North Sea; piston-cores from the Skagerrak. — *Proseed. k. Nederland. Ak. Wetensch.,* **B85,** 2, 155—202.

WETZEL, A. 1983: Biogenic structures in modern slope to deep sea sediments in the Sulu Sea Basin (Philippines). — *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.,* **42,** 285—304.

WILSON, J. L. 1975: *Carbonate Facies in Geologic History.* — Berlin, etc.: Springer, 471 p.

WONG, C. S.—BOYLE, E.—BOULARD, K. W.—BURTON, J. D.—GOLDBERG, E. D. 1983: *Trace Metals in Sea Water.* — Proceedings of a NATO Advanced Research Institute. Held March 30—April 3. — New York–London: Plenum Press, 920 p.

WOOD, G. V.—WOLFE, M. J. 1969: Sabkha cycles in the Arab/Darb formation of the Trucial Coast of Arabia. — *J. Sed. Petrol.,* **12,** 3/4, 165—192.

ZANKL, H. 1971: Upper Triassic carbonate facies in the northern Limestone Alps. — *In:* MÜLLER, G. (ed.): *Sedimentology of Parts of Central Europe.* — Guidebook VIII. Intern. Sedim. Congr. — Frankfurt: Kramer, 147—185.

ZEIL, W. 1975: *Brinkmanns Abriss der Geologie I.* — Stuttgart: Enke, 246 p.

11. A VÍZBEN OLDOTT MÁLLÁSI TERMÉKEK. ENDO- ÉS KOZMOGÉN ÜLEDÉKEK

BALOGH KÁLMÁN

11.1 MÁLLÁSI OLDATOK

A valódi vagy kolloid oldatok egyszerű vagy komplex ionjai alakjában, továbbá a szuszpendált szemcséken adszorbeálódva tovaszállított mállástermékek — vagy még a szabad felszínen, vagy az állóvízi üledékgyűjtőbe kerülésük után, vagy a talaj- és az üledékvagy kőzetszemcsék között szivárogva — a mozgásukat biztosító fizikai és kémiai feltételek megváltozása következtében előbb-utóbb kicsapódnak. A kristályos vagy gél állapotban kivált anyagok mennyiségük, anyaoldatuk mozgásiránya s a rendelkezésre álló tér nagysága szerint bevonatok, kérgek, repedés-, üreg- és póruskitöltések, konkréciók, önálló lencsék vagy rétegek alakjában, gyakran azonban az egyidejűleg lerakódó törmelékes szemcsékkel összekeveredve halmozódnak fel. A törmelékszemcsék közti pórusvízből e szemcsék *kötőanyagaként* utólag kivált ásványok elsősorban a leülepedéskor még laza törmelékhalmazok kőzetté szilárdulásában játszanak fontos szerepet. Az oldatokból kicsapódó anyagok mennyisége, minősége és megjelenési módja igen sokféle tényező kölcsönhatásának eredménye. A kicsapódási folyamat fő vonásait a forrásterület lepusztulását befolyásoló számos körülményen, a szállítás módján és sebességén kívül a felhalmozódási terület éghajlati, geomorfológiai, vízföldtani és hidrodinamikai viszonyai határozzák meg. Részletei pedig elsősorban a folyó- és állóvizek s az ezekkel szoros kapcsolatban álló talajvíz, valamint a mélységi rétegvizek *p/t* viszonyaitól, sűrűségétől, áramlásaitól, redox- és pH-viszonyainak alakulásától, gáz-, só-, elektrolit- és szervesanyag-tartalmától, továbbá a bennük megtelepedett élettársaságok tevékenységétől függenek. A tisztán fiziko-kémiai (tehát közvetlen), vagy a biokémiai közreműködéssel történő (tehát közvetett) kicsapódás igen változatos módjáról, termékeinek összetételéről, szöveti és szerkezeti tulajdonságairól, üledéktani és gazdasági jelentőségéről a következő fejezetek igyekeznek képet adni. Itt csupán azt hangsúlyozzuk, hogy *a mállási oldatok mozgásai, alkotóiknak egymással és a bezáró üledék vagy kőzet szemcséivel való reakciói a szemcseközi pórusokban tárolt talaj- és rétegvizekben is folytatódnak*. Ezért a fiziko-kémiai kicsapódás üledékképződés közbeni (szingenetikus) vagy betemetődés utáni (dia- és epigenetikus) folyamatait nem mindig könnyű egymástól elválasztani. Elsődleges kiválással főleg az álló- és folyóvizek réteges vagy lemezes mész- és sólerakódásai esetében lehet számolni. A talajvíz kapilláris fölemelkedéséből származó mész-, szóda- és kovakérgek azonban éppúgy másodlagosak, mint pl. a löszbabák vagy a bauxitkonkréciók. Ezek a helyi jellegű kiválások csak viszonylag kis mennyiségű üledék megszilárdulását biztosítják. Sokkal fontosabb náluk a nagy üledékhalmazok egészét átjáró pórusoldatok általános kötőanyagul szolgáló, a porozitást és permeábilitást csökkentő — meszes, dolomitos, foszfátos, kovás, vas- és mangánoxidos stb. — csapadéka. Ez a csapadék a *kőzet színét* is erősen befolyásolja. A törmelékes ásványokat átitató vagy vékony hártya alakjában bevonó ásványfázisok színe ui. általában elnyomja a fő ásványokét, amelyek színét gyakran nyomnyi mennyiségű „idegen" ionok befolyásolják. Az üledékes kőzet színe már makroszkóposan is sokat elárul annak képződési viszonyairól. A szerves anyagban dús üledékek sötét színe pl. ülepedés vagy diagenezis közbeni O_2-hiányról, pirittartalommal párosulva pedig O_2-mentesség melletti H_2S-fejlődésről tanúskodik. A ferro-hidroxidos üledékek szürke vagy zöldesszürke színe redukciós, a hematitosak, ill. limonitosak vöröstől sárgás szürkéig változó színe pedig oxidatív körülményekre utal, s közvetve a környezet és klíma nedves, ill. száraz jellegét tükrözi (2.4., III. kötet, 27.51. és 30.41. fejezet). A felszínen levő üledék mállási színeiért főleg a beszivárgó csapadék felelős.

Nincs olyan üledékes kőzet, amely a mállási vagy diagenetikus oldódás és/vagy kicsapódás nyomait nélkülözné; a különbségek azonban nagyságrendiek. Az üledékek törmelékes, kémiai és biokémiai osztályainak elkülönítésében is az oldatokból való kicsapódás nagyságrendi különbségei tükröződnek. A „tiszta típusok" közötti számos átmenet azonban újra és újra áttöri azokat a mesterséges határokat, amelyeket elménknek a természeti jelenségeket csak kategóriákon keresztül átfogni képes működése nyomán állítunk fel. Ezek számos példája közül is kiemelkednek azok az

átmeneti kőzetek, amelyek a törmelékes agyagásványok és az oldatokból kicsapódó karbonátok hasonló nagyságú szemcséinek változó arányú keverékéből állanak. Ezek összetétele ui. megszakítatlan sorban halad a tiszta mészkőtől (vagy dolomittól) a márgán át a tiszta agyag felé (II. kötet, 22. fejezet).

11.2 ENDOGÉN TERMÉKEK

A külső geoszférákban képződő üledékek mennyiségét sok helyütt a földkéreg mélyéből feltörő anyagok gyarapítják. Ezeknek a szárazföldi, tavi és tengeri üledékekhez közvetlenül, ill. gravitációs, vízi vagy légi szállítás hatására változó arányban hozzákeveredő, gyakran azonban nagy vastagságú önálló rétegsorokat alkotó, endogén üledékek anyaga a szárazföldi és víz alatti kitörések szórt anyagából és izzófelhők lerakódásaiból ered. Ezek képződési folyamatairól a II. kötet, 23., a hidrotermák csapadékairól a III. kötet, 26.911., 27.51. és 28.34., a diagenetikus repedéskitöltésekről pedig főleg a 14.27. és a II. kötet 17. fejezetében emlékezünk meg.

A hegységszerkezeti mozgások során képződő *tektonikus breccsák* keletkezése távol áll a hasonló szemnagyságú durvatörmelékes üledékekétől. A nagy tektonikai takarók alján való elhelyezkedésük miatt azonban az üledékes breccsákkal való összetévesztésük veszélye fennáll. Ennek elkerülése érdekében a II. kötet, 19.72. fejezet néhány sorát ezen „endogén pszéfitek" ismertetésének szenteljük.

11.3 METEORITOK ÉS KOZMIKUS POR

A Naprendszer aszteroida övéből időként (főleg az augusztusi „csillaghullás"-kor) bolygónk vonzáskörébe került, különböző anyagú és szerkezetű *meteoritok*, igen nagy (15—75 km/s) behatolási sebességük miatt a sűrűbb légrétekegben izzásig hevülve, kisebb-nagyobb darabokká és porrá esnek szét. Földet ért darabjaik leggyakoribb fajtája az olvadásos cseppeket formáló igen kevés SiO_2-ot tartalmazó (ultrabázikus) *kondrit*; ritkább a cseppszerkezet nélküli, bázisos szilikátokból álló *akondrit*; legritkább a Fe–Ni-ötvözet jellegű, de néha *troilit*et (FeS) is tartalmazó *vasmeteorit*. Mindezek legnagyobb (3—80 t súlyú) darabjainak 1,2 km átmérőt meg nem haladó *becsapódási kráterei* leginkább a hideg és meleg sivatagok területén bizonyíthatók, különösen akkor, ha a kráterek mélyén a becsapódó meteorit „téridegen" darabjai is megtalálhatók *(11.1 ábra)*. Csapadékos területeken a meteoritkráterek valódi természetének kiderítését az azokat kitöltő tavak akadályozhatják. Ennek ellenére a neogén és a pleisztocén állóvízi üledékeiből helyenként kimutatott, 70—86%-nyi SiO_2-ot tartalmazó, zöldes színű, üvegszerű *tektit*ek apró (legföljebb ökölnyi), gömbölyű vagy körte alakú darabjait ugyancsak kozmikus eredetűnek tartják.

A meteoritok mindig fontos szerepet játszottak a Föld belső felépítésére és kialakulására vonatkozó elméletekben. Úgy tűnik azonban, hogy igazán nagy méretű meteoritok főleg a légkör kialakulása előtti időkben gyarapították közvetlenül a Föld anyagát (6.2. fejezet). A jelenleg Földre hulló meteoritok szerény (csupán 2000 t/év) mennyisége csak kb. 10 milliomod része az évente keletkező földi üledéktömegnek (SZÁDECZKY-KARDOSS 1955). Azok a nézetek pedig, amelyek a Kaszpi-tó vagy a Földközi-tenger fiatal medencéinek keletkezését óriásmeteoritok becsapódásaival hozzák kapcsolatba, földtani tényekkel alá nem támasztott, felületes spekulációknak minősíthetők.

Meteoritok szétrobbanásából származott *„kozmikus por"*-nak „mágneses gömböcskék" alakjában való



11.1 ábra. Az 1200 m átmérőjű és 180 m mély Barringer meteoritkráter. — Foto: SHELTON, J. S., *in* SHORT (1967)

leülepedését először 1891-ben mutatták ki mélytengeri lerakódásokból. Azóta is számos közlemény foglalkozott extratellúrikus anyagok jelenkori és fosszilis üledékekben való fellépésével. Általában mélytengeri üledékekben, a sarki jégsapkákban, firnmezőkön vagy kontinentális homok- és porlerakódásokban talált, 5—300 μm (többnyire azonban <60 μm) átmérőjű, *nikkelvas-*, ill. olivin-, piroxén- és nikkelvas-tartalmú *szilikátgömböcskékről* van szó. Ezek valóban vas-, ill. kondritos meteoritok szétrobbanásából származhatnak. A Ni-tartalom nélküli magnetit-gömböcskék eredete azonban bizonytalan, mert ezek vulkáni kitörésekből és vasolvasztók vagy öntödék porából is kikerülhetnek. A Földre jelenleg hulló mágneses gömböcskék mennyiségét évi 100 000 t-ra becsülik (FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970). Ez a mennyiség a Föld mintegy 4,2 milliárd éves történetére kivetítve a földfelszínnek kereken 10 km-es porréteggel való bevonódását jelentené.

A mélytengerek pleisztocén és neogén üledékeiben levő mágneses gömböcskék kg-onkénti darabszámát változónak, de mindig 5 000 alattinak találták. Jelenlétüket perm, sőt szilur üledékekből is kimutatták. A fosszilis gömböcskék darabszámából a jelenkori hullási sűrűség alapján a gazdakőzet (pl. a júra radiolaritok) ülepedési sebességére kapott értékek (10 mm/100—400 év) azonban GARRISON (1974) ugyanezen üledékek más alapon számított, 0,7—1,0 mm/1 000 éves sebesség-adatainál (III. kötet, 26.92241. fejezetrész) éppen két nagyságrenddel nagyobbak.

IRODALOM

ARRHENIUS, G. 1963: Pelagic Sediments. — *In:* HILL, M. N. (ed.): *The Sea; Ideas and Observations on Progress in Study of the Seas.* **3.** *The Earth beneath the Sea.* — New York, N. Y.: Interscience, 655—727.

CROZIER, W. D. 1966: Nine years of continuous collection of black magnetite spherules from the atmosphere. — *J. Geophys. Res.*, **71,** 603—611.

FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970: *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Stuttgart: Schweizerbart, 150—151.

GARRISON, R. E. 1974: Radiolarian cherts, pelagic limestones, and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages. — *In:* HSÜ, K. J.—JENKYNS, H. C. (eds): *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea.* — *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* **1.** — Oxford, etc.: Blackwell, 367—399.

GLASS, B. P.—FOLGER, D. W. 1978: Extraterrestrial material in sediments. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 316—319.

MUTCH, T. A.—GARRISON, R. E. 1967: Determination of sedimentation rates by magnetic spherule abundances. — *J. Sed. Petrol.*, **37,** 4, 1139—1146.

SCHMIDT, R. A. 1965: A survey of data on microscopic extraterrestrial particles. — *NASA Tech. Note,* **D-2719,** 132 p.

SHORT, M. N. 1967: Explosion craters. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W. (ed.): *Encyclopedia of Atmospheric Sciences and Astrogeology.* — New York–Amsterdam–London: Reinhold Publ. Co., 373—378.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: *Geokémia.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 41—46.

12. A DIAGENEZIS

BALOGH KÁLMÁN ÉS BÉRCZI ISTVÁN

12.1 FOGALOM ÉS ELHATÁROLÁS

A keletkezési helyén maradt, vagy rövidebb-hosszabb szállítás után a szárazföldi vagy tengeri üledékgyűjtőben felhalmozódott, laza üledék nemcsak fizikailag különbözik a belőle létrejött, jóval szilárdabb és keményebb üledékes kőzettől. Gyakran a kettő ásványtani, sőt kémiai összetétele sem fedi pontosan egymást. E különbségek általában az evaporitoknál, a mészköveknél, a nagy kvarctartalmú pszéfiteknél és pszammitoknál a legkisebbek; az agyagkőzeteknél közepesek. A kiinduló anyagtól való legnagyobb fizikai és kémiai eltérés az éghető szerves kőzetek (III. kötet, 31. fejezet) körében tapasztalható; ezért is lehetett azok kialakulásfolyamatait oly nehezen megállapítani. A friss üledék szemcseelrendeződése, nagy porozitása, tetemes víztartalma, ill. vízbefogadó képessége azonban mindig különbözik a belőle kialakuló, nagyobb térfogatsúlyú szilárd kőzetétől, s az utóbbiban bizonyos anyagok távozása mellett új ásványok képződése is megindul. Ez alól még az olyan eleve szilárd üledéktestek sem jelentenek kivételt, amilyeneket a közvetlen kémiai kicsapódás vagy a biogén támasztóvázak zátonyszerű felhalmozódása hoz létre.

Azoknak a folyamatoknak az összességét, amelyek hatására a lerakódott üledékszemcsék konszolidálatlan (gyakran nagy víztartalmú és lágy) halmazából olyan, az adott körülmények között stabilis szemcsékből álló kőzet lesz, amelynek részecskéit újonnan képződött cementásványok, vagy a részecskék összefogazódásai tartják össze, először GÜMBEL (1868, 1888) nevezte *diagenezis*nek („átnemzés"-nek). De mivel e nevet a leülepedéstől a teljes kőzetátalakulást is felölelő egész folyamatsorra vonatkoztatta, annak használatát a tudományos közvélemény sokáig mellőzte. A név mögött rejlő fogalmat végül is WALTHER (1894) tisztázta és fogadtatta el úgy, hogy *az a leülepedés és a metamorfózis közötti tér- és időbeli folyamatok együttesét jelentse*. Mivel pedig ezek legfeltűnőbb eredménye az üledék kőzetté szilárdulása, a diagenezisnek megfelelő magyar műszó a *kőzettéválás* lett. Ez a szó azonban — betű szerint véve — nem fedi pontosan a diagenezis teljes fogalomkörét, mert annak csupán egyik — bár kétségkívül legszembetűnőbb — részjelenségét, a friss üledék *litifikációját* („kövesedés"-ét) emeli ki.

A litifikáció a diagenezisnek csak egyik oldala; a kiindulási anyag sajátságaitól is függő, különböző természetű és időtartamú, gyakran *jelentős időkülönbségekkel* érvényesülő folyamatok eredménye. Ezért a diagenezis bármelyik szakaszában felléphet, sőt egymás után többször ismétlődhet is. A kémiai csapadékok (pl. a travertinó) már születésükkor is eléggé szilárdak, bár ez még nem jelenti litifikációjuk lezárulását. A törmelékes üledékek viszont többnyire jóval leülepedésük után szilárdulnak meg.

A litifikáció folyamatai közül legáltalánosabb a *mechanikai tömörödés* (kompakció), amit a betemetődő üledékre nehezedő víztartalmú üledék- (és kőzet-) oszlop lefelé egyre növekvő geosztatikus nyomása idéz elő. A nyomás növekedése a *pórustérfogat* és *-tartalom* csökkenését okozza. A kőzetnek a szemcsék eredeti elrendeződését átalakító tömörödése a *pórusfluidumok* és az azokban oldott anyagok *vándorlását* indítja meg. Ez viszont nyomásárnyékban, hőmérséklet-csökkenés, pH és Eh változások, ioncserék, adszorpció, kristályvízfelvétel és -leadás és egyéb fizikai meg kémiai reakciók következtében kiváló s a szabad szemcséket összecementező (ezzel a kőzet szilárdságát növelő) *kötőanyag* keletkezését, a *porozitás* és *áteresztőképesség* csökkenését eredményezi. A kompakció mértéke a betemetődési mélységtől, az üledék fajtájától és a cementáció fokától függ. Sebessége a lerakódást követően a legnagyobb, később azonban csökken. Ez a folyamatsor a finom aleuritnál durvább törmelékes kőzetekben már szabad szemmel is felismerhető. A szilárd vázak halmazából álló, s ezért eleve kemény zátonyüledékekben azonban a mechanikai tömörödés szerepe már jóval kisebb, s az alulról fölfelé vagy oldalirányban haladó pórusvízáram helyébe a felülről lefelé tartó vízszivárgásnak a vázak közötti hézagoknak mechanikai vagy kémiai eredetű „belső üledék"-kel való kitöltődése lép. Az eleve finom szemű kémiai és biokémiai üledékek viszonylag gyors litifikációjában a kolloidok átkristályosodása, a lassan szivárgó pórusvizek és az üledékszemcsék közötti oldási és kicsapódási folyamatok, a nyomási oldódás, a nyomásárnyékban beálló *szinerézis* (III. kötet, *30.5 ábra*) és a konkréció-

képződés játszik főszerepet. A szerves üledékek (pl. a tőzeg) litifikációját (III. kötet, *31.1 ábra*) viszont a tömörödés, vízvesztés, bakteriális lebontás és kolloid folyamatok mellett a könnyen illók távozása, a C-tartalmú vegyületek fokozatos polimerizációja vezérli.

A diagenezis az üledék szövetének és összetételének viszonylag kismértékű átalakulása. Fogalomköre azért tágabb, mint a litifikációé, mert folyamatai a már megszilárdult kőzetben is az annak egész ásványos, szöveti és szerkezeti felépítését átalakító metamorfózis kezdetéig folytatódnak. A szilárd kőzetben is fennmaradó vízáramlás nemcsak az egyes formációk vizének a rétegek ásványtani összetételétől függő homogenizálódását okozhatja, hanem a kioldott anyagoknak a kőzettömeg más helyein konkrécióképződés, ioncserés beépülés és más neomorf folyamatok útján való kiválását is tovább folytatja. Az ioncserés átalakulások közül legnagyobb méretű *a meszes üledékek dolomitosodása* (14.29. fejezet).

A diagenezis gyakran konzerválja az üledék s a belé zárt ősmaradványok szerkezetét. Máskor azonban az üledék kioldott ásványainak vagy szerves maradványainak helyét már csak az azokat kiszorító *pszeudomorfózák* őrzik. A dolomitosodással együttjáró átkristályosodás pedig teljesen eltüntetheti a mészkő finomszemcsés szövetét, ősmaradványait és réteges–pados szerkezetét.

A diagenezis tehát mindazon kémiai, fizikai és biológiai változások összessége, amelyek az üledékben annak lerakódását követően, a litifikáció közben és után, a felszíni mállás és a metamorfózis kivételével bekövetkeznek. Azokat a folyamatokat öleli fel, amelyek a földkéreg felső részén uralkodó, legfeljebb 1 kbar nyomáson és max. 220°C hőmérsékleten végbemehetnek: vízvesztés, kompakció, cementáció, ásó- és fúrószervezetek okozta átdolgozás, autigenezis, helyettesítés, (át)kristályosodás, kioldódás, hidratáció, bakteriális működés, konkrécióképződés. *A diagenezis annak az útnak a kezdeti szakasza, amelyen haladva az üledék anyaga újra a litoszféra szilárd részévé válik.* Megvalósulásának módja részint az üledék kezdeti összetételétől és szemcsenagyságától, valamint lerakódási helyének környezeti viszonyaitól, részint a *betemetődés mértékétől* és *időtartamától* függ. Néhány km mélységben ugyanabból az üledékből is más küllemű, tömörebb kőzet keletkezik, mint felszínközelben. Az idősebb üledékek a diagenezisnek általában magasabb fokán vannak, ill. ugyanazt a diagenetikus fokozatot lényegesen kisebb mélységben mutatják, mint a fiatalabbak. Az Apseron-félsziget neogén képződményeiben a sekély és mély betemetődési öv határa 5 km-t megközelítő mélységben van. Ugyanez a határ Szibéria mezozóikumában 2,5 km, az Orosz-tábla paleozóikumában 1,3—1,7 km, proterozóikum-végi (riféi) üledékeiben pedig < 1 km mélységben van. A különböző ásványok és kőzetek a besüllyedéssel növekvő nyomásra és a geotermikus grádiens helyi értékétől függő hőmérséklet-növekedésre igen eltérő módon reagálnak. Mélyfúrásokkal feltárt kvarchomokkövekben még 7, sőt 10 km mélységig sem észleltek metamorfózist. Mészkövek szöveti elrendeződését viszont már igen csekély egyoldalú nyomás is képes deformálni. Evaporitok diagenetikus átkristályosodása azok szövetét gyakran álmetamorf jellegűvé alakítja. Ezzel szemben a barna- és feketekőszenekben tapasztalható s a metamorfózis határát súroló teljes átépülésnek a telepeiket kísérő nem-szerves kőzetekben jóformán semmi nyoma. Ezért — bár a metamorfózishoz hasonlóan — a diagenezis is az üledék új p/t-viszonyokhoz való alkalmazkodásaként fogható fel — annak a metamorfózistól való éles és egyértelmű elhatárolása máig sem teljesen megoldott.

12.2 A DIAGENEZIS FOKOZATAI ÉS AZOK NEVEZÉKTANA

A kőzet szövetének és porozitásának rétegterhelés okozta *geometriai elváltozásai* lényegileg a *mechanikai diagenezis* körébe tartoznak. Az ezzel egyidejű *kémiai diagenezist* viszont inkább a betemetődéssel járó hőmérséklet-emelkedés s az üledék vagy üledékes kőzet pórusoldatainak ehhez kapcsolódó tér- és időbeli mozgása és átalakulása vezérli. A nyomás és a hőmérséklet mindig egyszerre hat. Hatásuk nyílt rendszerben összeadódik; zárt rendszerben viszont egymás ellen működnek, és ez a kémiai folyamatok késleltetését eredményezheti. A pórusvíz hatékonyságát elsősorban annak gáz- és iontartalma, pH-ja és redoxállapota, bakteriális aktivitása, a reá ható s a kőzet alkata szerint változó helyi hőmérsékleti és nyomásgrádiens, valamint az utóbbiaktól s a kőzet porozitásától függő áramlási sebesség határozza meg. *A diagenezis végső oka* a pórusvíz és az üledék vagy kőzet szemcséi közötti egyensúly megbomlásában, ill. abban keresendő, hogy ez az egyensúly a p/t-viszonyok betemetődés okozta eltolódásai következtében nem tud tartósan állandósulni. Az éppen uralkodó p/t- és ionkoncentráció-feltételek között beálló termodinamikai változások az üledék (vagy kőzet) anyagát átrendező (mechanikai és/vagy kémiai) folyamatok egész sorát indítják

meg. E fejlődés egyes — az üledék szemcséinek elrendeződésében és ásványtani összetételében tükröződő — állomásai a *diagenezis fokának* kifejezői (ORME—FAIRBRIDGE 1978).

Az ásványtársaságuk alapján a diagenezis azonos fokán álló kőzetek együttesét egyazon *diagenetikus fácies*hez tartozónak nevezzük. E fáciesek megkülönböztetése fontos információkat nyújt a diagenezis lefolyásáról, annak korai, közbülső és prémetamorf állapotáról. Az alacsony hőmérsékletű, korai diagenetikus fácieseket — amelyek felismerését a jelenkori üledékképződéssel való összehasonlítás is megkönnyíti — elsősorban a pH- és Eh-változások irányítják. A hő és nyomás növekedésével ezek a paraméterek elvesztik egyeduralmukat. Erre támaszkodva TEODOROVICS (1954) 14 diagenetikus fáciest definiált.

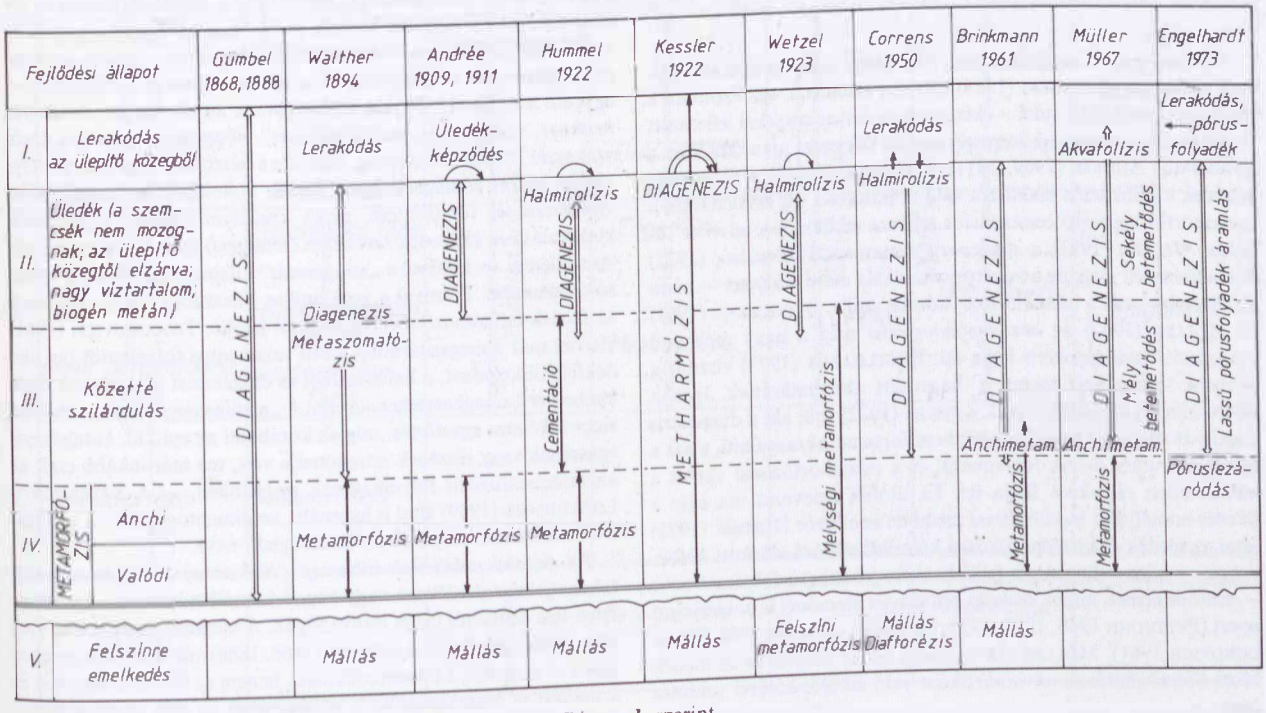
A nagyobb mélységű diagenezis fokozatainak elkülönítésére a pH-változások iránt igen érzékeny, *hidratált alkáli Al-szilikátok* is alkalmasak. Adott medence adott geotermikus viszonyai között azonban a diagenezis fokozódását jelenleg széleskörűen a *szmektit/illit* átalakulás, ill. a *vitrinitreflexió* mérőszámai alapján (II. kötet, 22.4., III. kötet, 31.141. és 31.2321. fejezetrészek) igyekeznek megállapítani, anélkül, hogy az így nyert értékek más medencékben is azonos betemetődési mélységekhez kötődnének.

A diagenezisnek nemcsak a metamorfózistól, hanem a mállás és leülepedés közbeni folyamatoktól való elválasztása is bizonytalan, hiszen ezek az üledék fejlődésének három — térben és időben elhúzódó és egymásba átmenő — részfolyamatát képviselik. Elegendő itt az üledék leülepedés utáni, vízalatti mállásának (a halmirolízisnek, ill. akvatolízisnek: 2.5 fejezet) a diagenezistől, ill. a konszolidálódott kőzet felszínre emelkedését követő epigenetikus változásoknak a mállási folyamatoktól való elkülönítési nehézségeit fölemlíteni. Ezzel kapcsolatban ENGELHARDT (1973) a következő — de sajnos, inkább csak elvi — megkülönböztetést javasolja:

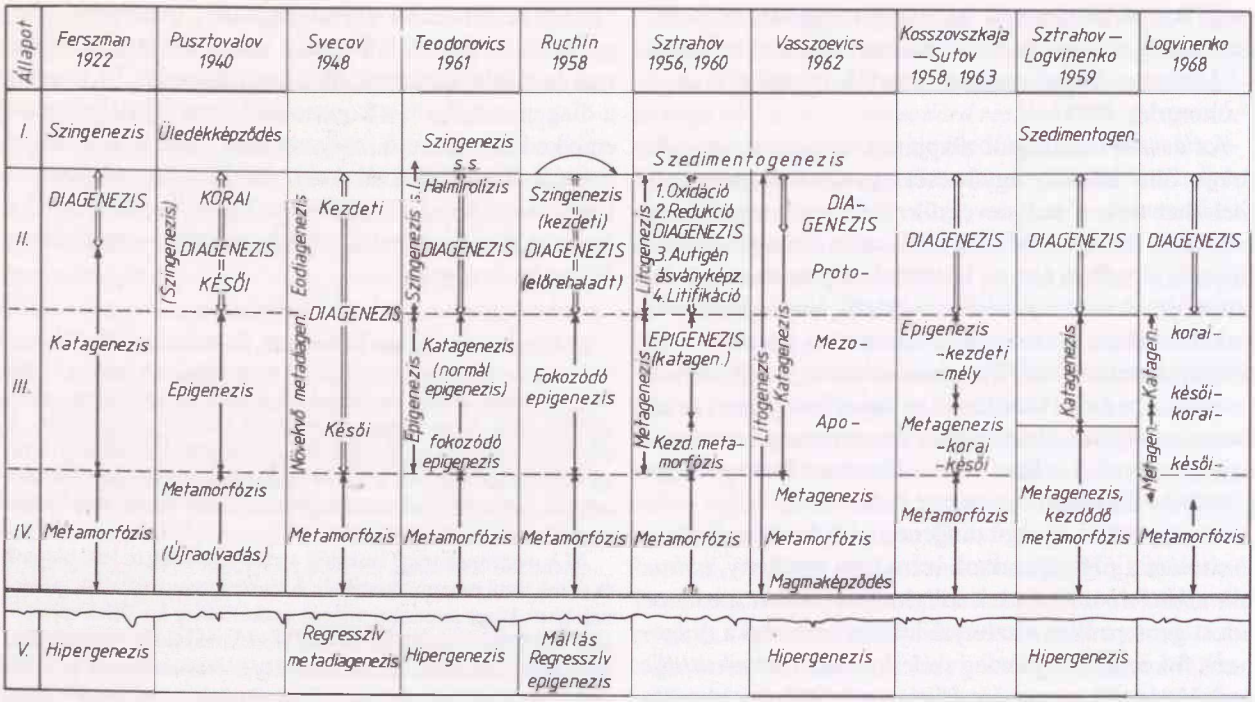
a) A dia- (és epi-)genezis az üledékek, ill. üledékes kőzetek pórusvizéhez s az abban oldott gázokhoz kapcsolódik. A metamorfózis viszont, amely lényegileg szilárd állapotban, szemcsehatár menti diffúzió útján megy végbe, a pórusterek zárulásával kezdődik. A diagenezis így szerinte a pórustérfogat gyakorlati fennállásáig tartana. Valójában azonban a kőzet porozitását a metamorfózis sem szünteti meg: sztilolitok menti vagy töréses porozitással a metamorfitokban is számolni kell.

b) A diagenezis vegyi reakcióit a szűk pórusokban levő oldatok és gázok lassú mozgása késlelteti. A légköri vagy a víz alatti mállásnak kitett kőzet részecskéi viszont gyakorlatilag korlátlan mennyiségű oldószerrel, nyílt rendszerben lépnek reakcióba. A diagenezis tehát akkor kezdődik, amikor az üledék pórustartalmának az ülepítő közeg oldataival való szabad érintkezését a reá boruló újabb üledékréteg meggátolja.

Nagyobb baj, hogy az elhatárolási nehézségeket WALTHER (1894) után német, francia, szovjet és angol vagy amerikai kutatók jelentős *nevezéktani zűrzavar*ral tetézték. Ez a zűrzavar részint a nyelvi hovatartozástól függően, részint aszerint alakult ki, hogy az egyes szerzők milyen földtani környezetben, milyen



12.1 ábra. A diagenezis fogalma a német szakirodalomban BÉRCZI I. szerint



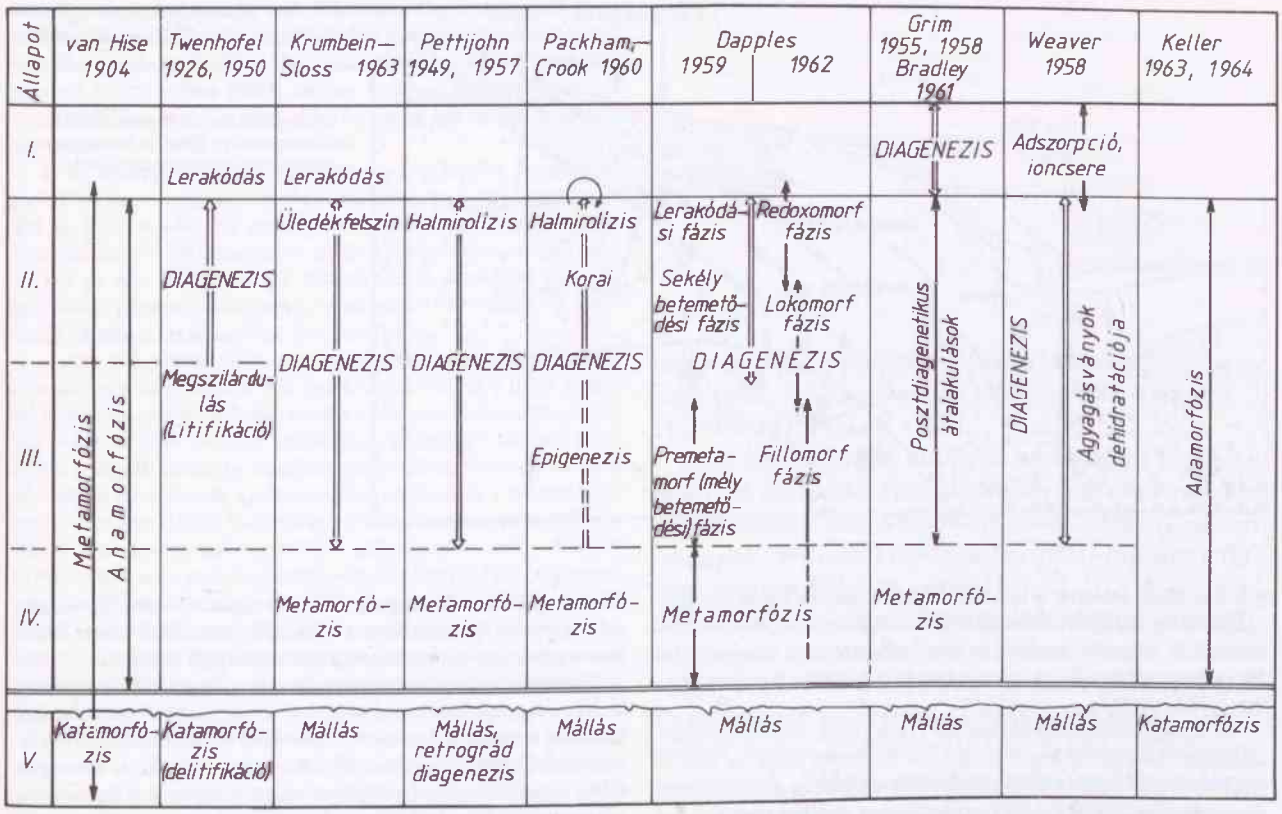
12.2 ábra. A diagenezis fogalma az orosz nyelvű szakirodalomban BÉRCZI I. szerint

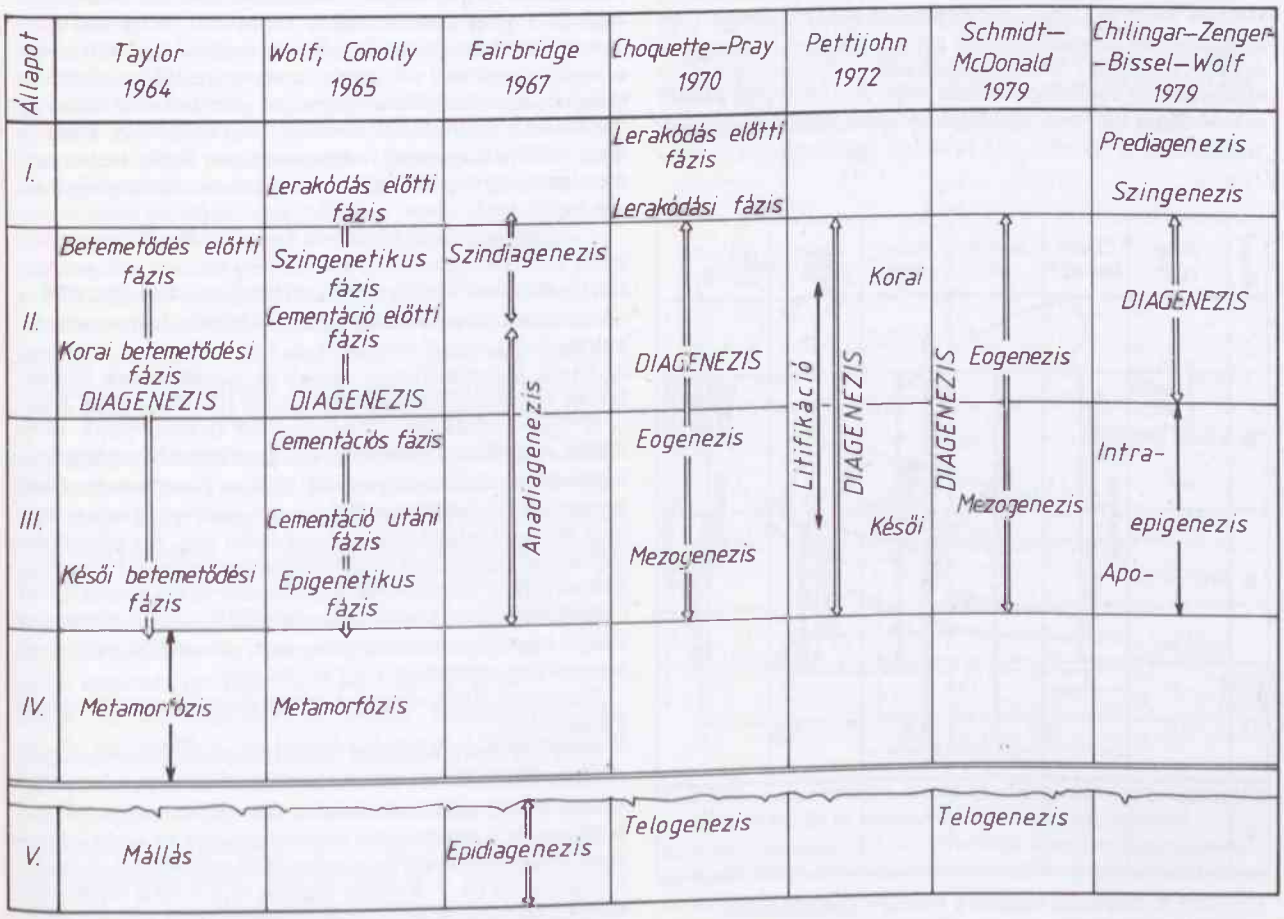
kőzettípust vizsgálva mérlegelték a diagenezis terjedelmét. A diagenezis lefolyásának anyagfüggő volta a felelős azért, hogy az annak alsó—felső határát, hőmérsékleti és nyomástartományait, ásványkiválásait és -oldódásait másként ítélték meg azok, akik a homokkövekkel foglalkoztak, mint azok, akik az agyagokat, a szerves kőzeteket vagy a mésziszapok átalakulását tanulmányozták.

A *német nyelvű* szakirodalom *(12.1 ábra)* a diagenezis terjedelmét többnyire WALTHERt (1984) követve értelmezi, aki azonban a diagenezis litifikáció utáni — kiszorításos folyamatokkal jellemzett — szakaszára maga is a *metaszomatózis* kifejezést ajánlotta. Ezt a gondolatot ANDRÉE (1909, 1911) és HUMMEL (1922) a diagenezis körének a litifikációs szakaszra való szűkítésével s a litifikációtól a metamorfózisig tartó cementációs szakasz elkülönítésével vitte tovább. WETZEL (1923) a diagenezis tartamát HUMMELhez (1922) hasonlóan ítéli meg, de a kőzetté szilárdulás utáni szakaszt — némi átfedéssel — már a metamorfózis körébe utalja. BRINKMANN (1961) és MÜLLER (1967) az *anchimetamorfózist* még a nagy mélységű diagenezis határeseteként fogja fel. ENGELHARDT (1973) viszont a pórusok lezáródását tekinti a diagenezis alsó határának. Igazán eltérő nézeteket azonban csak KESSLER (1922) vall, aki a diagenezis fogalmát az üledéklerakódás közbeni folyamatokra szűkíti, s azt a lerakódás utáni összes folyamattal és a metamorfózissal együtt a *metharmózis* részeként fogja fel. Ez utóbbi elnevezés ma már a feledés homályába merült. Ezzel szemben az először HUMMEL (1922) által az üledék és az ülepítő közeg kölcsönhatására alkotott *halmirolízis* — mint a diagenezis felső határán jelentkező folyamat neve — számos német, angol, amerikai és szovjet szerzőnél is polgárjogot nyert (PETTIJOHN 1949, 1957, 1975; PACKHAM—CROOK 1960; THEODOROVICH 1961). MÜLLER (1970) pedig ezt az édesvíz és az üledék közti kölcsönhatások *akvatolízis*ként való elkülönítésével toldotta meg.

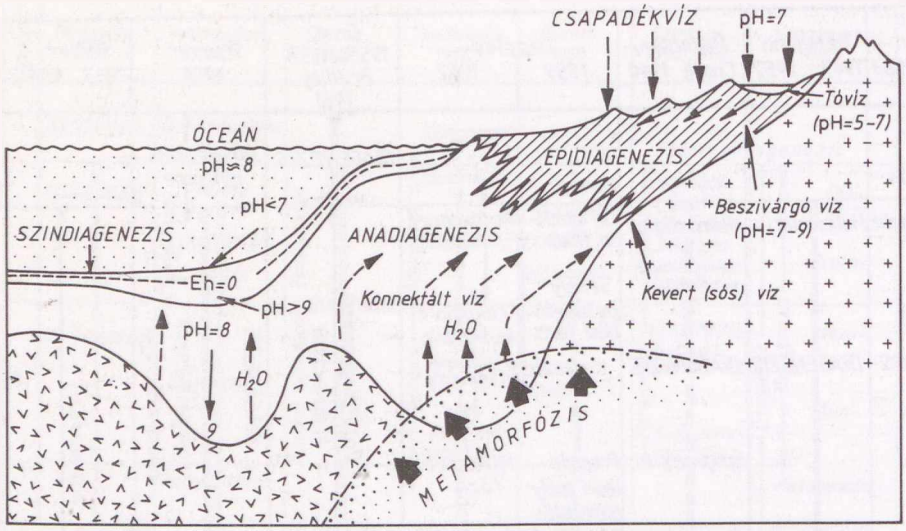
A *szovjet kutatók (12.2 ábra)* a diagenezis fogalmát általában a korai litifikáció szakaszára korlátozzák, s a kőzetté szilárdulás utáni (a metamorfózisig terjedő) szakaszt *epigenezis* vagy *epi+metagenezis* vagy *katagenezis* néven különítik el. VASSZOEVICS (1962) és követői azonban a diagenezis terjedelmét igen szűkre szabják, s a betemetődés utáni folyamatok túlnyomó részét — a szerves anyag átalakulásának fokozatai szerint — a *proto-, mezo-* és *apokatagenezis* között osztják meg (III. kötet, *31.59 ábra*). A kőolaj és nedves gáz képződése szempontjából legfontosabb mezokatagenetikus öv felső határát kb. 0,6, alsó határát pedig kb. a 2,0 Rm_0%-os vitrinitreflexiónál jelölik ki. A WALTHER-féle felfogáshoz — amely a diagenezis elnevezést a leülepedéstől a metamorfózisig alkalmazza — egyedül SVECOV (1948) tartotta magát, de annak kezdeti *(eodiagenetikus)*, valamint a „metadiagenezis" előnyomulását hozó, késői szakaszát különböztette meg. Szerinte a felszínhez vagy kis vízmélységhez kötött eodiagenezist az üledék kolloidjainak koagulációja, vízvesztése és tömörödése, gyors kristálynövekedés, konkréciók kialakulása és az üledék szerkezeti (rétegzési) formáinak konzerválása jellemzi. — Feltűnő a „szingenezis" kifejezés szerzőnként változó értelmezése. E szóval a geokémikus FERSZMAN (1922) még csak az üledék felhalmozódási folyamatait jelölte. TEODOROVICH (1961) viszont már a megszilárdulás előtti valamennyi folyamatot (az üledékfelhalmozódást, a halmirolízist és diagenezist is) a tágabb értelemben vett szingenezishez sorolja. A „metagenezis" értelmezésében sincs tökéletes egyetértés: míg az korábban az epi-, ill. katagenezis egészének vagy részének szinonímája volt, ma már inkább csak az anchimetamorfózis folyamatának megjelölése. — A SZTRAHOV—LOGVINENKO (1959) által is használt „szedimentogenezis" a szállítási és leülepedési folyamatok összefoglaló neve.

Az *angolul publikálók* többsége *(12.3 ábra)* — több-kevesebb fokozatjelző toldalékszó vagy képző hozzáillesztésével — a WALTHER-féle definíciót tartja irányadónak. A magmás-petrográfus VAN HISE (1904) azonban — GÜMBEL (1868, 1888) véleményét is meghaladva — nemcsak a kőzetátalakulást, hanem az üledéklerakódást és a mállást is összekapcsolta a litifikációval, és ezek mindegyikét a metamorfózis részének tekintette. Ezen belül azokat a felszínközeli





12.3 ábra. A diagenezis fogalma az angol nyelvű szakirodalomban BÉRCZI I. szerint

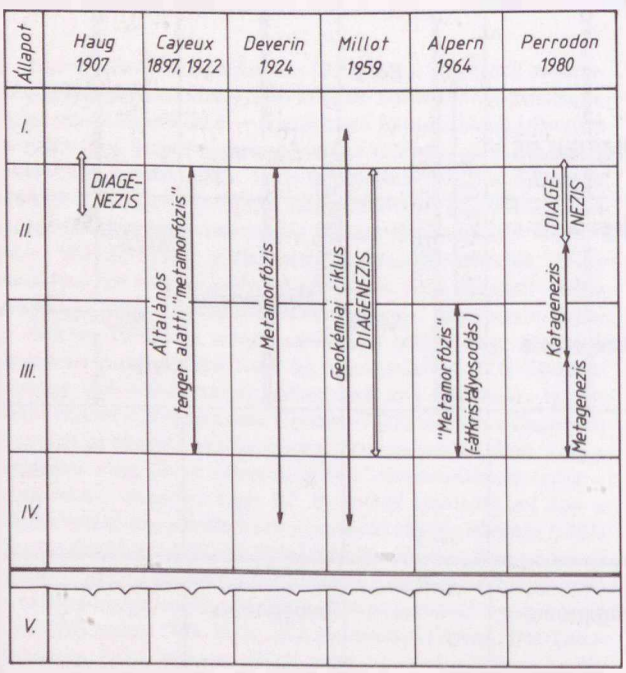


12.4 ábra. A kontinensperemi üledékek diagenetikus öveinek, ill. stádiumainak idealizált szelvénye FAIRBRIDGE (1967) szerint

A szindiagenezis övét a porusvizek diffúziója, az anadiagenezisét a fölfelé, az epidiagenezisét a lefelé irányuló fluidummozgás jellemzi.

folyamatokat, amelyek a kiindulási kőzet komplex ásványait egyszerűbbekké alakítják („delitifikálják"), *katamorfózis* néven különítette el. A nagyobb nyomás és hőmérséklet alatti, bonyolultabb ásványképződést pedig az *anamorfózis* körébe utalta. Ezt tette KELLER (1963, 1964) is.

Az agyagásványokkal foglalkozó GRIM (1955, 1958) olyképpen igyekezett megváltoztatni a diagenezis fogalmát, hogy az csak a szállítás és a leülepedés közbeni változásokat jelentse. Szerinte minden, a kompakcióval kezdődő változás már posztdiagenetikus átalakulás. BRADLEY (1961) — az előidéző okoktól függetlenül — az agyagásványok kristályrácsát érő minden változást diagenetikusnak minősít. POWERS (1959) *petrodiagenetikus*, ill. *hidrodiagenetikus* változásokként különíti el a szállítás során, ill. a lerakódást követően (elsősorban a K^+/Mg^+ arányokban) tapasztalható változásokat.



12.5 ábra. A diagenezis fogalma a francia szakirodalomban BÉRCZI I. szerint

WEAVER (1959) csak az agyagásványok rácsrétegein belüli változásokat sorolja a diagenezishez; a szállítás és lerakódás közbeni folyamatokat szerinte a rácsrétegek közti adszorpció jellemzi.

TAYLOR (1964) és PETTIJOHN—POTTER—SIEVER (1972) nyomán szokás a diagenezis leülepedést követő *korai*, ill. *késői* betemetődési fázisairól beszélni. Közel áll ehhez WOLF (1965) és CONOLLY (1965), valamint CHOQUETTE—PRAY (1970) indítványa. Ők a lerakódás előtti, valamint lerakódási fázisok után a diagenezis *szingenetikus*, cementációs *(= eogenetikus)*, cementáció utáni *(= mezogenetikus)*, ill. a kőzet kiemelkedéséhez kapcsolódó *(= epigenetikus)* fázisait különböztetik meg. SCHMIDT és MCDONALD (1979) szerint az eogenezis elnevezés a diagenezis cementáció előtti, a mezogenezis pedig annak cementációs és cementáció utáni szakaszát illeti meg. Teljessé teszi a nevezéktani zűrzavart, hogy CHILINGAR, BISSEL és WOLF (1967) a diagenezist a megszilárdulással zárják, s az innen a metamorfózisig terjedő szakaszt *intra-*, valamint *apoepigenezis* néven osztják ketté.

A szénhidrogén-kutató TISSOT és WELTE (1978) a leülepedéstől a fényes barnakőszén-képződés alsó határáig számítja a diagenezist; a katagenezis alsó határát a sovány feketekőszén-képződés felső, a metagenezisét pedig a metaantracit-képződés felső határán jelöli ki, ami rendre 0,6, 2,0, ill. 4,0 Rm_0%-os vitrinitreflexiónak felel meg. Az általuk katagenetikusnak nevezett öv terjedelme tehát VASSZOJEVICSék mezokatagenetikus övével azonos (III. kötet, *31.59 ábra*).

A főleg homokköveket tanulmányozó DAPPLES (1967, 1979) viszont a diagenezis alábbi három szakaszát különbözteti meg: *a*) az oxidációs és redukciós folyamatok túlsúlya miatt *redoxomorf*nak nevezett kezdeti (lerakódási) fázis, amelynek lefolyását még uralkodóan az üledékfelhalmozódás közege szabja meg; *b*) a sekély betemetődésnek cementációs és kiszorításos folyamatokkal jellemzett, *lokomorf* fázisa, amelynek már a szemcseközi térben konnektált víz a meghatározója; *c*) a mély betemetődésnek az autigén csillám- és földpát-képződés előtérbe kerülése miatt *fillomorf*nak minősített, metamorfózis előtti fázisa (*12.3* és *12.6 ábra*).

FAIRBRIDGE (1967) ugyancsak három fázisú folyamatként kezeli a diagenezist:

a) Az első fázis a BISSELLTŐL (1959) kölcsönzött szóval elnevezett *szindiagenezis*, amely 0—100 m-nyi üledéktakaró alatt, a lerakódási környezettel szoros kölcsönhatásban zajlik le. Ez maga is két szakaszra oszlik: *1.* oldott O_2-ben viszonylag gazdag, az aerob baktériumok CO_2-termelése folytán azonban lefelé csökkenő pH-jú, *kezdeti szakaszát* az Eh = 0 vonala választja el *2.* a *korai betemetődés* szakaszának anaerob, redukáló és az előbbinél kissé nagyobb pH-jú környezetétől, amelynek jellemző terméke a FeS_2 *(12.4 ábra)*. A

szindiagenetikus öv kémiai reakcióinak elsődleges szabályozója az üledékszemcsék közt nagy mennyiségben és változó kötéserősséggel jelenlevő pórusvíz. A szállítás és a lerakódott üledék közti összekötő kapcsot a halmirolízis jelenti. Már e fázisban gyakori jelenség a korai litifikáció és autigenezis. Alsó határát a bakteriális tevékenység megszűnése jelöli ki.

b) Az *anadiagenezis* az 1—10 km-es nagyságrendű, hosszú (10^8 év) időtartamú, *mély betemetődés* stádiuma, amit többnyire *nagy* pH és *kissé negatív* Eh melletti kompakció, lassú dehidratáció, hipogén autigenezis, cementáció, az üledék pórusaiban rekedt (tenger)víz és más fluidumok (pl. kőolaj) fölfelé és oldalra irányuló migrációja jellemez, miközben a hőmérséklet 100—200°C-ig emelkedik. Alatta a metamorfózis öve következik.

c) Az *epidiagenezis* fázisa a megszilárdulás után felszínközelben maradt vagy tektonikusan oda emelkedett kőzetnek a lefelé szivárgó meteorikus vizek hatására, kezdeti alacsony pH és erősen pozitív Eh mellett történt, oxidatív átalakulása, különböző helyben keletkezett (autigén) ásványok képződése kíséretében. Ez a szakasz nyilvánvalóan ugyanannak a kőzetfejlődési szakasznak a szinonímája, amit Ferszman (1922), Vasszoevics (1962), Teodorovich (1961) és Sztrahov—Logvinenko (1959) „hipergenezis"-nek, Svecov (1948) „regresszív metadiagenezis"-nek, Ruchin (1958) „regresszív epigenezis"-nek, Twenhofel (1926) „katamorfózis"-nak („delitifikáció"-nak), Pettijohn (1949) „retrográd diagenezis"-nek, Choquette—Pray (1970) pedig „telogenezis"-nek nevez. Az epigenezis a felszíni mállás (vagyis az új szedimentációs ciklus) megindulásával fejeződik be.

Az eddigiekből azt a tanulságot vonhatjuk le, hogy *a mélységi diagenezis alsó határa helyett célszerűbb a metamorfózis felső határáról beszélni.* E téren ui. főleg csak a régibb *francia* szerzőknél *(12.5 ábra)* bukkanunk nehézségekre, akik századunk első felében egyáltalán nem vettek tudomást a német, szovjet és angol–amerikai szakirodalomnak a diagenezissel kapcsolatos fogalmairól. Diagenezis helyett csupán egy nagy, általános, az üledéklerakódástól a regionális metamorfózisig terjedő „metamorfózis" vagy „átkristályosodás" (Cayeux 1897, 1922; Deverin 1924; Alpern 1964), vagy egy mindent felölelő „geokémiai ciklus" (Millot 1959, 1964) egyik fázisáról beszéltek. Az ezen egyoldalú szemlélettől való elszakadás csak az újabb szerzőknél tapasztalható, a szovjet iskola, főleg Logvinenko (1968) elnevezésének átvételével (Perrodon 1980).

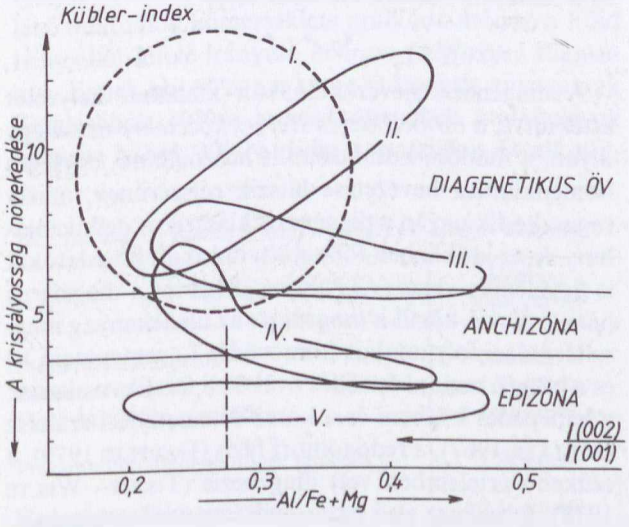
Ma már tehát széleskörű az egyetértés abban, hogy a metamorfózis felső határát alkáli-dús környezetben az olyan, felszíni viszonyok között instabilis ásványtársulások megjelenése jelöli, mint a heulandit–analcim, különösen pedig a kvarc–laumontit–prehnit–pumpellyit (Coombs *et al.* 1959; Packham—Crook 1960; Brown—Thayer 1963; Kosszovszkaja—Sutov 1963; Hay 1966; Iijima—Utada 1966). Winkler (1967) ezt a határt — a geosztatikus nyomástól függetlenül — 200 ± 20°C hőmérsékletnél vonja meg. Jól egybevág ezzel a Roedder (1979) által folyadékzárványos üledékes ásványokon végzett dekrepitációs kísérletek eredménye. Eszerint 150—200°C között következik be az összetételnek olyan homogenizációja, amely az üledékes eredetből származó különbségeket elfedi. Az éghető kőzetek (*kausztobiolitok:* III. kötet, 31. fejezet) körében ezt a határt az antracitnak metaantracitba, ill. grafitba való átmeneténél (4 Rm_0% vitrinitreflexió táján) vonják meg (III. kötet, *31.35* és *31.59 ábra*). A vulkáni tufák és tufitok metamorfózisa kezdetének megállapításához indexásványként használt zeolitok egy részéről azonban kiderült, hogy nemmetamorf üledékekben is előfordulnak (Kaley—Hanson 1955; Raam 1968).

12.1. táblázat. Az illit kristályossági foka, mint a metamorfózis mérőszáma

Kübler-index (mm)	Metamorfózis
> 8,5	Nincs
8,5—6,5	Kezdődő
6,5—6,1	Igen gyenge
6,1—5,0	Gyenge
< 5,0	Epimetamorfózis

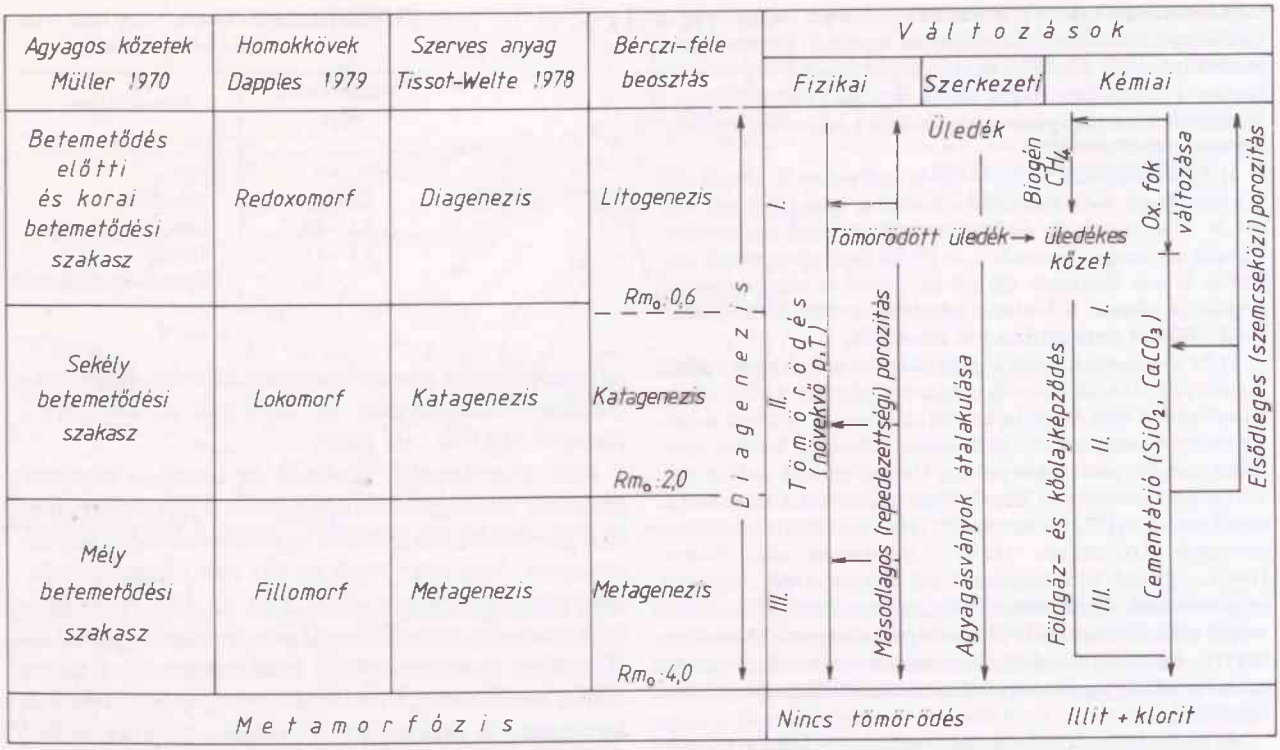
Jobb lehetőségeket kínálnak az üledékes összletek csaknem mindegyikében jelenlevő, a *p/t*-viszonyokra és a geokémiai környezetre egyaránt érzékeny *agyagásványok*. Weaver (1960) az illit (001) lapjaihoz tartozó röntgen-reflexiós görbe 10,0, ill. 10,5 Å-nél mérhető csúcsmagasságai hányadosát (a reflexió „élesség"-ét) tekinti a metamorfózis mérőszámának. Kübler (1964, 1967, 1968), Dunoyer de Segonzac (1964) és Dunoyer de Segonzac—Ferrero—Kubler (1967) szerint viszont az illitreflexió 10,0 Å-höz eső csúcsmagasságának felénél, mm-ben mért csúcsszélesség a kristályossági fok mérőszáma (II. kötet, *22.11 ábra*), a *12.1 táblázat* értékrendjének megfelelően.

Esquevin (1969) szerint a kicsiny Fe + Mg-tartalmú muszkovit (001) lapjain 10 Å-nél jelentkező röntgencsúcsok Kübler-indexei ugyancsak arányosak az ásvány kristályossági fokával (az illit és a muszkovit



12.6 ábra. A diagenetikus és metamorf övek Esquevin (1969)-féle elkülönítése az illit és muszkovit Kübler-indexei, valamint a (002), ill. a (001) lapokról való visszaverődési intenzitás hányadosával [az I(002):I(001)-el] fordítva arányos Al:(Fe + Mg) hányados alapján (Szerkesztette Bérczi I.)

A római számok Esquevin eredeti vizsgálati területeinek sorszámai.



12.7 ábra. A diagenezis BÉRCZI I.-féle nevezéktana (Rm_0 = átlagos vitrinit-reflexió)

tehát ezen az alapon nem különíthető el!). A kristályosság fokát az illit (002) és (001) lapjaihoz tartozó reflexió-intenzitások hányadosával mérjük; ez viszont fordítva arányos az ásvány Al:(Fe+Mg) hányadosával. Ennek alapján ESQUEVIN (1969) a *12.6 ábrán* látható kétváltozós diagramot javasolta a diagenetikus és a metamorf zónák elkülönítésére.

* * *

A diagenezis nevezéktanában kialakult helyzetet áttekintve, *a törmelékes és szerves kőzetekre* nézve egy olyan, a fluidum-kutatásban is használható, egységes nómenklatúra bevezetése látszik célszerűnek, amely ragaszkodik ugyan a diagenezis klasszikus definíciójához, de az időközben fölmerült, indokolt javaslatokat is figyelembe veszi *(12.7 ábra)*. Eszerint a diagenezis három fázisa közül a *litogenezis* az üledékanyag megszilárdulási folyamatait (tömörödés I., cementáció I.) és a biogén metánképződés övét öleli fel. Ekvivalensei: a leülepedés közbeni és a korai betemetődési szakasz (MÜLLER 1967), a redoxomorf fázis (DAPPLES 1979), a szűkebb értelemben vett diagenezis (TISSOT—WELTE 1978). E szakasz alsó határának megvonása kétségkívül nehéz; leginkább a biogén metánképződésnek és a redoxfolyamatoknak az eltűnésével, az agyagkőzetek víztartalmának 2—3%-ra való csökkenésével, a pszammitok cementeződésének kezdetével s a vitrinit-reflexió (Rm_0) 0,6%-os értékével jelölhető meg.

A *katagenezis* a tömörödés II. szakaszát, az elsődleges cementáció II. (fő-)fázisát és a fő agyagásvány-átalakulási folyamatokat foglalja magában. Megfelelői a sekély betemetődési (MÜLLER 1970), ill. a lokomorf fázis (DAPPLES 1979), s a TISSOT—WELTE (1978) értelmezése szerinti katagenezis. Alsó határa Rm_0 = = 2-nél vonható meg.

A *metagenezis*t a tömörödés III. (intenzív) szakasza, a cementáció kiszorításos reakciókkal jellemzett III. szakasza és az agyagásvány-spektrumok uniformizálódása jellemzi. Szinonímái a mély betemetődés (MÜLLER 1967), a fillomorf fázis (DAPPLES 1979) és a TISSOT—WELTE-féle (1978) metagenezis. Alsó határa Rm_0 = 4-re tehető.

Ez a javaslat a szóban forgó kőzetek utólagos, „epidiagenetikus" elváltozásait kiveszi a diagenezis fogalomköréből. A karbonátos és más vegyi üledékes kőzetekre viszont — amelyek „végső" kiformálásában korai megszilárdulásukon és mélybe süllyedésükön kívül az epigenezisnek is jelentékeny szerepe lehet (14.2911. fejezetrész) — *a* FAIRBRIDGE-féle (1967) *elnevezések használata ajánlható (12.3 ábra)*. Az egyes fázisok elkülönítésének nehézségei miatt mindössze a szindiagenetikus folyamatok jelzőjét célszerű a „korai" jelzővel fölcserélni. Hangsúlyozandó azonban, hogy a FAIRBRIDGE-féle szemlélet a kőzetek kiemelkedéshez kötött átalakulásainak jelentős részét még — epidiagenezis néven — a diagenezis részének tekinti.

12.3 A DIAGENEZIS FOKÁNAK MEGHATÁROZÓI

12.31 A FELSZÍN ALATTI NYOMÁS ÉS HŐMÉRSÉKLET

Mélységfüggő emelkedése a diagenetikus oldódás és ásványkiválás megindítója.

12.311 A betemetődési nyomás vizsgálatakor különbséget kell tenni a *hatékony terhelési nyomás* és a *pórusnyomás* között. Az előbbi az a nyomás, amelyet az üledék vagy kőzet egy területegységnyi horizontális felületének szemcséire a fölötte levő víztartalmú üledék- vagy kőzetoszlop gyakorol. Ennek átlagos értéke (III. kötet, 31.2614. fejezetrész)

$$p_g = \sigma_{vk} g h , \qquad (12.1)$$

ahol h a területegység fölötti, vízzel telített üledék- vagy kőzetoszlop magassága, σ_{vk} annak átlagos sűrűsége, g pedig a nehézségi gyorsulás ($9{,}81 \times 10^{-2} \approx 0{,}1$). A σ_{vk} értéke a víz ρ_v, ill. a száraz üledék (kőzet) ρ_k részsűrűségeinek összege:

$$\sigma_{vk} = P\rho_v + (1-P)\rho_k , \qquad (12.2)$$

ahol P a porozitási százalék. Bár a terhelési nyomás alakulását a porozitás is befolyásolja, annak növekedése a σ_{vk} átlagérték-jellege miatt mégis lineárisnak tekinthető *(12.8 ábra)*. A felszín (h_0) alatt h_2 mélységben uralkodó nyomás értékét a

$$p_g = g \int_{h_2}^{h_0} \sigma_{vk} dh \qquad (12.3)$$

integrálfüggvény grafikus megoldásával határozhatjuk meg.

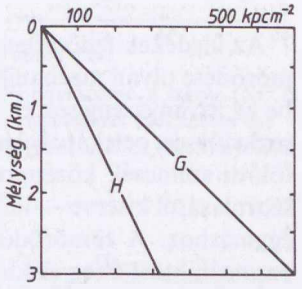
Az *intersticiális* vagy *pórusnyomás* (p_p) a betemetődött kőzet egységnyi területre eső, vízzel telt pórusaiban kialakult nyomás. Amíg a pórusok — kanyargásaikra való tekintet nélkül — összeköttetésben vannak a felszínnel, addig a pórusnyomás *hidrosztatikus* marad, és értéke a fedőben levő, h magasságú és ρ_v sűrűségű vízoszlop súlyától függ:

$$p_p = \rho_v g h . \qquad (12.4)$$

Ilyenkor a fedőterhelést egyedül a szemcsék alkotta „kőzetváz" viseli. Nagy mélységekben viszont, ahol már nincs, vagy elhanyagolható a közlekedő pórustérfogat (agyagkő, agyagpala), ott a terhelési nyomást a pórusfolyadék is fölveszi, ezért nyomásának mélységi megoszlása az *átlagos geosztatikus grádienst* követi *(12.8 ábra)*. Közbülső esetekben pedig a hidro- és a geosztatikus nyomás közötti értéket vesz fel. Eloszlása — ha a hőmérsékletnek, a nyomásnak és a benne oldott anyagoknak a víz sűrűségére gyakorolt hatását elhanyagoljuk — természetesen szintén lineáris.

Mivel ρg az anyag γ térfogatsúlyát jelenti, a hidrogeológusok számításaiban gyakran ez utóbbi megfelelő értékeivel találkozunk (pl. JUHÁSZ 1976).

A geosztatikus nyomás növekedése a *szemcsék nyomási oldódását* okozza (12.32., 13.8. és 14.25. fejezet). A pórusnyomás növekedése viszont az üledékbe vagy kőzetbe zárt fluidumok vándorlását eredményezi (III. kötet, 31.25. fejezet). A föld alatti víz nyomásviszonyaira és mozgásaira vonatkozó további levezetések JUHÁSZ (1976) könyvében találhatók.



12.8 ábra. A geosztatikus *(G)* és a hidrosztatikus *(H)* nyomás emelkedése a mélység függvényében

12.312 A betemetődési hőmérséklet. A Föld felszínközeli régióinak hőmérsékletét a kívülről a neutrális zónáig hatoló napsugárzás *(inszoláció)* szabályozza. Az ezen zóna alatti kéregrészek és a bennük levő fluidumok hőmérséklete uralkodó módon a Föld belsejéből kifelé irányuló *hőáram (hőfluxus)* függvénye. Ennek kb. 60%-a a kéreg radioaktív anyagainak bomlásából, 10%-a a felsőköpenybeli átalakulások termelte hőből, 30%-a pedig a vasszilikát öv alkotói-

12.2. táblázat. A földkéreg nagy egységeinek átlagos hőárama*

Egység	Hőáram (μcal/cm^2/s)
Prekambriumi pajzsok	0,92 ± 0,17
Paleozóos orogének	1,23 ± 0,40
Mezo–kainozóos orogének	1,92 ± 0,49
Prekambrium utáni anorogén területek	1,54 ± 0,38
Kainozóos vulkáni területek	2,16 ± 0,46
Óceáni medencék	1,28 ± 0,53
Óceáni hátságok	1,82 ± 1,56
Mélytengeri árkok	0,99 ± 0,61

* LEE—UYEDA (1965) szerint.

nak szételegyedéséből származik. A kéreg és az alatta levő földövek termális viszonyai ennek a hőáramnak (Φ; egysége mW/m^2), a kőzetek hővezető képességének (a *kondukció*nak: λ; egysége $W/°Km$) és a *reciprok geotermikus grádiens*nek (*gg*; egysége $m/°C$, ill. δ; egysége $°K/m$) az értékeivel jellemezhető. Az ezek közötti összefüggés:

$$gg = \lambda/\Phi \qquad (m/°C) \qquad (12.5)$$

$$\Phi = 10\delta\lambda \qquad (W/m^2). \qquad (12.6)$$

A földi hőáram 60—63 mW/m^2 világátlagával szemben a Pannon-medence hőfluxusa 80—130 mW/m^2 között mozog, és ez mind mélységi vizeink, mind szénhidrogén-előfordulásaink kialakulását és összetételét jelentősen befolyásolja.

Bár a földi hőáram túlnyomóan kondukciós jelenség, a vulkáni magmakamrák és az óceánközépi hátságok szomszédságában levő permeábilis kőzetek hőmérsékletét a beléjük hatoló pórusfluidumok *konvekciós áramlásai* is jelentősen megemelik. A földkéreg egyes nagy egységeinek átlagos hőáramáról a *12.2 táblázat*, geotermikus grádienseiről pedig a III. kötet, *31.25 táblázat*a tájékoztat.

12.32 KOMPAKCIÓ, TÚLNYOMÁS, NYOMÁSI OLDÓDÁS

Az üledékek fedőterhelés okozta alakváltozása, tömörödése olyan mechanikai eredetű folyamat, amelybe az ásványszemcsék és a pórusoldat közötti kémiai reakciók is belekapcsolódnak. Hatására az egymás fölötti szemcsék középpontjai — a pórusfluidum kiszorulásától kísérve — idővel egyre közelebb kerülnek egymáshoz. A tömörödés csökkenti a porozitást, a permeábilitást és az elektromos vezetőképességet, növeli a térfogatsúlyt és a szeizmikus sebességet. A vegyi átalakulás nélküli porozitáscsökkenés azonban FÜCHTBAUER és MÜLLER (1970) szerint a diagenezis korai szakaszára korlátozódik, és főleg a törmelékes kőzeteket érinti. A frissen lerakódott, egyenletes szemcsenagyságú (homodiszperz) homok térfogata már a szemcsék egyszerű átrendeződése útján is 20%-kal csökkenhet, s eközben eredeti pórusoldatainak 50%-át is elveszítheti (ENGELHARDT 1973). Legnagyobb mértékben mégis a szerves anyagok halmazai és az agyagásványokat is tartalmazó finom szemű üledékek, legkevésbé a durva szemű kőzetek tömörödnek.

A nagyobb mélységű mechanikai tömörödés során a szemcsék szorosabb illeszkedését gyakran a csillámoknak és a csillámszerű ásványoknak a nyomott felületbe való fordulása, a kemény szemcséken való meggörbülése, s a ridegebb szemcsék (földpátok, ooidok, biogén vázelemek) összetöredezése teszi lehetővé. A tömörödés folytán az agyagokból és meszes agyagokból kiszoruló fluidumok ionokat és szerves molekulákat visznek át a szomszédos, kevésbé tömörödött homok(kő-) és aleur(ol)it-rétegekbe. A szemcseközi hézagokon át vándorló fluidumból a szabad szemcséket összekötő, egyúttal azonban a fluidumvándorlást akadályozó, sőt meg is szüntető *cement* válik ki.

Különböző szilárdságuk és tömörségük folytán az egymással váltakozó homok- és agyagrétegek eltérő módon válaszolnak a terhelési nyomásra. Nemcsak a vastagságuk változik különbözőképpen, hanem nyomás okozta alakváltozásaik is egészen mások.

Mélyfúrásokkal a Föld számos helyén (így hazánkban is) olyan üledékzónákat tártak fel, amelyek kőzeteinek tömörsége nem éri el a mélységük után várható szintet. E zónák elsősorban a mély medencék gyorsan lerakott deltaüledékeinek egymástól impermeábilis szintekkel elválasztott homoklencséihez kötődnek, amelyek pórusaiban a hidrosztatikusnál jóval nagyobb nyomás uralkodik. E *túlnyomás* miatt a rendes nyomású fedő- és fekühöz képest nagyobb a porozitásuk, kisebb a sűrűségük és a szeizmikus sebességük, nagyobb bennük a fúrási előrehaladás sebessége, nagyobb a hőmérséklet, az elektromos vezetőképesség és kisebb a pórusoldat sókoncentrációja *(12.9 ábra)*. A túlnyomásos szintek a fúrólyuk kitörésre és elfajulásra való hajlandósága miatt a fluidumkutatás számára mindig veszélyt jelentenek. A túlnyomás egyéb okai közül itt csak a zárt pórusokban levő víz fölhevülése miatti *akvatermális nyomás*t (BARKER 1972), a törmelékes agyagok montmorillonitjának *dehidratációj*át (POWERS 1967), továbbá a zárt pórusokban végbemenő bio- és termokémiai *metánképződés*t (HEDBERG 1974) említjük. A kérdéssel részletesebben a III. kötet 31.2614. fejezetrészében foglalkozunk.

Mikroszkóp alatt számos törmelékes és karbonátos kőzet szemcséinek egymásba mélyedő, varratos felületek mentén való érintkezése figyelhető meg *(12.10 ábra)*. Ez a jelenség a szilárd anyag jelentős mennyiségeinek az adott hőmérséklet melletti nyomás hatására történt, differenciált oldódásáról és távozásáról, s az oldhatatlan részeknek az érintkezési felületeket bevonó hártya alakjában való hátrahagyásáról tanúskodik (13.8. és 14.25. fejezet). A *nyomási oldódás* nemcsak mélyen eltemetett, hanem egyoldalú tektonikai feszültségeknek alávetett kőzetekben is fellép; ez esetben gyakran metamorf ásványok és terjedelmes klivázs övek kifejlődése kíséri. A jelenség a RIECKE-féle elvet követi, miszerint a szilárd test feszültségre merőleges részeinek oldhatósága nagyobb mértékű, mint a feszültségmentes részeié. Mivel az egymás fölötti szemcsék érintkezési felületére nehezedő terhelési nyomás

nagyobb, mint a víztartalmú pórustérben uralkodó hidrosztatikus nyomás, a kettő közötti nyomásgrádiens kémiai potenciálkülönbséget idéz elő. Ez pedig a magas nyomású helyekről az alacsony nyomásúak felé irányuló, diffúziós anyagátvitelt eredményez (DURNEY 1976; DE BOER 1977). Ennek következtében a pórustér fokozatosan feltöltődik, a feszültsége nő, a nyomási oldódás pedig csökken.

ENGELHARDT (1973) szerint, ha egy szilárd test valamely felületrésze Δp-vel nagyobb nyomás alá kerül, mint annak többi része, akkor a nyomott felületrész c oldhatóságának (telítettségi koncentrációjának) aránya a nem-nyomott test c_0 oldhatóságához:

$$\ln \frac{c}{c_0} = \frac{V_0}{RT} \Delta p . \qquad (12.7)$$

Itt V_0 az anyag móltérfogata szilárd állapotban, R a gázállandó, T a hőmérséklet. A nyomófeszültség természetesen a nyomásra ferdén álló felületrészeken is mutatkozik. A nyomásiránnyal párhuzamos felületrész c' oldhatóságának a nem-nyomott kristály oldhatóságához való viszonyára GORANSON (1940) *in* ENGELHARDT (1973) szerint felírható:

$$\ln \frac{c'}{c_0} = \frac{V_0}{RT\varepsilon} (\Delta p)^2 . \qquad (12.8)$$

Itt ε a test rugalmassági modulusa (ez azonban a kvarcra nézve elhanyagolhatóan kicsiny).

A teljes V_0 számításba vétele azonban csak akkor helyes, ha a feloldandó anyag minden molekulája önálló részecske gyanánt jelenik meg az oldatban. Ha azonban a szilárd állapotú anyag minden egyes molekulájából csak a részecske megy oldatba, akkor a termodinamikailag is helyes egyenlet:

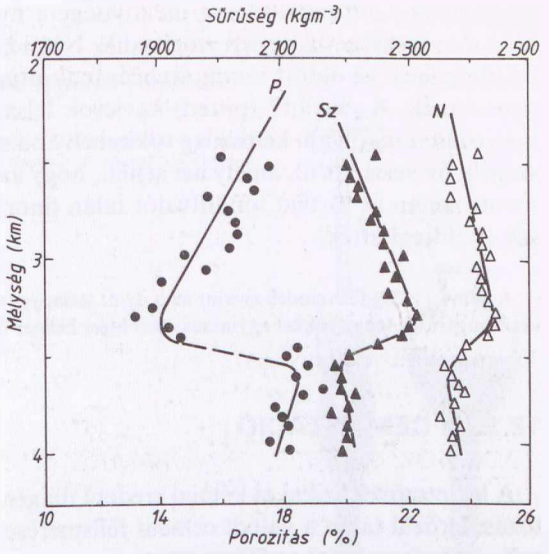
$$\ln \frac{c}{c_0} = \frac{V_0}{aRT} . \qquad (12.9)$$

Teljes vagy részleges disszociáció esetén $a > 1$, s ekkor az oldódásnak a (12.9) képlet alapján számított növekedése a (12.7) képlet szerint számítottnál kisebb lesz, egyesülés esetén viszont $a < 1$, s akkor felülmúlja azt.

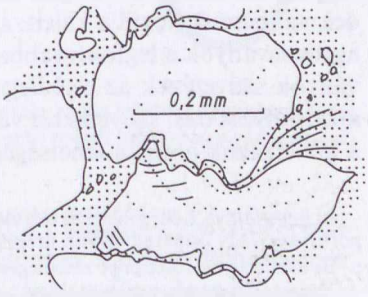
A (12.7) és a (12.9) egyenlet érvénye azonban ENGELHARDT (1973) szerint csak híg oldatokra terjed ki, amelyekben az oldott anyag aktivitása azok koncentrációjával egyenlő, és csak azokban a nyomástartományokban használhatók, amelyekben a V_0 állandónak tekinthető.

A kvarc, a kalcit és az ortoklász oldhatóságának 100 at (= 9806,65 kP) és 40 °C mellett a (12.7) egyenlet alapján számított $c\Delta p/c_0$ növekedési aránya rendre: 1,092, 1,155 és 1,523. A kalcitnak és az ortoklásznak a disszociáció miatt a (12.9) egyenlet szerint vehető oldhatósága ennél sokkal nagyobb.

Nyomási oldódás csak akkor következik be, ha az érintkező ásványszemcsék között elegendő vastagságú, diffúzióképes folyadékfilm van. Az oldódás addig tart, amíg a folyadékfilm és a szabad pórustér telítettségi hányadosának különbsége, tehát az illető ásványra nézve fennálló Δp nyomáskülönbség fennmarad. A folyamat mechanizmusára nézve egyébként két föltevés van:



12.9 ábra. A porozitás *(P)* növekedése, a száraz *(Sz)* és nedves *(N)* kőzet térfogatsűrűségének csökkenése egy USA-beli túlnyomásos rétegben, LEEDER (1982) nyomán



12.10 ábra. Agyagszegéllyel körülvett kvarcszemcsék nyomási oldódás okozta varratos érintkezése. Vázlat FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) nyomán

a) BATHURST (1971, 1975) szerint az oldódás csak olyan helyeken következik be, ahol a szemcsék és a pórusvíz között közvetlen érintkezés van. Ekkor a szemcseérintkezések nagy nyírófeszültség alatti peremeit a rajtuk átszüremkedő pórusvíz kilúgozza. A kilúgozott szegélyek egymásba roskadásával keletkezett apró darabkák pedig feloldódnak, s a folyamat újrakezdődik.

b) WEYL (1959) viszont azt állítja, hogy az oldódáshoz nem szükségesek nyírófeszültségek; azt a rendes összenyomódási feszültségek is kiválthatják, s a folyamat a szemcsék adszorpciós folyadékfilmjén át történő iondiffúzió útján bonyolódik le. E folyadékfilmnek természetesen elég erősnek kell lennie ahhoz, hogy ellenálljon a diagenetikus térségben uralkodó nyomáskülönbségeknek. Az adszorbeált vízrétegen át a csak hidrosztatikus nyomás alatt álló pórusvízbe diffundált ionok itt új ásványokká egyesülve kicsapódhatnak, vagy azzal együtt eltávozhatnak.

Azt már CORRENS—STEINBORN (1959), BREHLER (1951) és később mások (*in* DE BOER 1977) kísérletileg is igazolták, hogy nyomási oldódás csak folyadékfilm jelenlétében megy végbe, intenzitása a hőmérséklet emelkedésével erősödik, független a pórusvíz eredeti iontartalmától, és a szabad pórusterekben kicsapódáshoz vezető telítettséget hoz létre. Terrigén törmelékes kőzetekben a szemcseérintkezések belső oldaláról

a pórusvízbe diffundáló kova mennyisége a nyomási oldódás sebességével együtt emelkedik. Némi bizonytalanság csak az oldott ionok távozásának útja körül mutatkozik. A „kivájt" (pitted) kavicsok felszínének mélyedéseit ui. olyan, kémiailag sokkal elváltozottabb szegély öv veszi körül, amely azt sejteti, hogy az elváltozott zónán át történt iondiffúziót talán finom törések is elősegítették.

A WEYL (1959)-féle modell szerint az a dz/dt sebesség, amellyel két r sugarú és tengelyükkel egymásra merőleges henger nyomási oldódás révén összetolódik, a következő képlettel számítható:

$$-dz/dt = 8Dmb(\Delta p/r^2), \qquad (12.10)$$

ahol D, a folyadékfilmen át történő diffúzió együtthatója, állandó; a film m vastagsága azonban az érintkezési felületen uralkodó átlagos Δp nyomástól függ, b megközelítő értéke pedig:

$$b = c_0 V_0 / aRT. \qquad (12.11)$$

E modellnek gömb alakú szemcsék „kockás" elrendeződésére való átvitele megegyezik a tapasztalattal: *a nyomási oldódás folytán* az érintkezési helyeken *mutatkozó tömörödés finom szemű homokkövekben gyorsabban megy végbe, mint durvább szemű kőzetekben.*

12.33 A CEMENTÁCIÓ

A kőzetszövet fizikai és kémiai eredetű diagén elváltozásai közül talán a valódi cement felismerése a legnehezebb. BATHURST (1975) szerint *a cement vagy kötőanyag azoknak a passzív kicsapódású, üregkitöltő kristályoknak az összessége, amelyek pórusteret körülvevő szemcsékhez tapadva növekednek.* A cementásványok a pórusfluidum ionjainak közreműködésével helyben keletkezett, autigén képződmények. Tömérdek változatuk közül a kalcit, a dolomit, a SiO_2 és az agyagásványok a legfontosabbak. A valódi cementásványok szövetének az elsődleges (leülepedési), ill. az átkristályosodási szövetektől való megkülönböztetése a következők alapján lehetséges:

a) a kristályok a lerakódásból származó szilárd szemcsék közötti pórusteret vagy ősmaradványok üregeit töltik ki;

b) a kristályok főtengelye merőleges a szemcsefelszínre;

c) a pórus belsejét csak részlegesen kitöltő „szegélycement" kristályainak jellegzetes növekedési alakjuk van;

d) a pórus belsejét teljesen kitöltő cement kristályainak mérete a pórus belseje felé növekszik;

e) a cementkristályok növekedésének hasonló sebessége következtében a kristályok közti határok sík felületek;

f) számos kristályközi hármashatáron — annak nyomásos jellege következtében — az érintkezésnél levő három szög egyike 180° körül van;

g) ha a pórusteret két vagy több cementgeneráció béleli, akkor a pórusfalhoz legközelebbi generáció a legidősebb.

Az átkristályosodási kristályilleszkedésnek a kötőanyagon belülitől való megkülönböztetése különösen a karbonátos kőzetekben nehéz; ezért arra a 14.21. és 14.23. fejezetben még visszatérünk.

A diagenetikus kristályok illeszkedése *fénymikroszkóppal* áteső fényben, ill. *pásztázó elektronmikroszkóppal* tanulmányozható. Az utóbbi különösen az agyagos kötőanyagú homokköveknél előnyös, mert a kicsiny agyagkristályokat — amelyek vékonycsiszolat-készítéskor egyébként is könnyen tönkremennek — fénymikroszkóp alatt nehéz megkülönböztetni. *Elektronmikroszonda* használatával viszont ezeknek nemcsak a morfológiája, hanem az összetétele is megállapítható.

12.34 POROZITÁS ÉS PERMEÁBILITÁS

A görög πορος (latinosítva *porus*) szó eredetileg átjárót jelent. A kőzettanban viszont az üledék vagy kőzet szemcseközi hézagainak csak azokat a szabad szemmel, kézi nagyítóval vagy fénymikroszkóp alatt megfigyelhető tágulatait nevezik így, amelyeket a szűkebb és többnyire nehezen megfigyelhető pórusösszeköttetések (csatornák, pórusszűkületek) kapcsolnak össze egymással *(12.11 ábra)*. *Pórusrendszer*: a pórusok különböző típusainak együttese. *Pórustér, pórustérfogat*: a pórusok és pórusösszeköttetések által elfoglalt tér, ill. térfogat.

A kőzetminta V_k teljes térfogata a szilárd alkotók V_{sz} és a pórusok V_p térfogatának összege. Ezért a P *abszolút porozitást* a pórustérfogat és a teljes kőzettérfogat hányadosa fejezi ki:

$$P = V_p : V_k = (V_k - V_{sz}) : V_k. \qquad (12.12)$$

Ugyanez a teljes kőzettérfogat százalékában:

$$P = \frac{100 V_p}{V_k}. \qquad (12.13)$$

A porozitás helyett használatos ε *relatív pórustérfogat* a pórustérfogatnak és a szilárd térfogatnak a hányadosa:

$$\varepsilon = V_p : V_{sz}. \qquad (12.14)$$

A porozitás és a relatív pórustérfogat közötti össze-

függés:

$$P = \varepsilon : (1+\varepsilon); \quad \varepsilon = P : (1-P). \qquad (12.15)$$

Ha a szilárd alkotók fajsúlya ρ_{sz}, *a légszáraz állapotú teljes kőzeté pedig (mikor a pórusokat levegő tölti ki)* ρ_k, *akkor*:

$$P = 1 - (\rho_k/\rho_{sz}); \quad \varepsilon = (\rho_{sz}/\rho_k) - 1. \qquad (12.16)$$

BÁRDOSSY (1977) a *bauxit* porozitását a *d* fajsúly és a *D* térfogatsúly különbségének a *d* százalékában való megadásával fejezi ki:

$$P = 100(d-D) : d. \qquad (12.17)$$

Ugyanő a bauxit és a tűzálló agyagok *látszólagos porozitás*ának (P') kifejezésére az ALLEN (1955)-féle képletet közli:

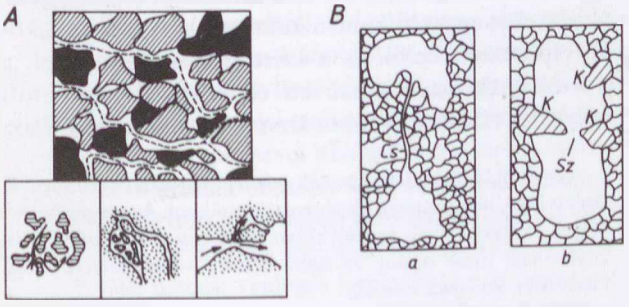
$$P' = 100(W-V) : (W-S). \qquad (12.18)$$

Itt W a vízzel telített minta súlya; S a vízbe merített minta súlya; V pedig a légszáraz minta súlya.

Az üledékben vagy kőzetben tárolt fluidumok természetesen csak az egymással közlekedő pórusokból nyerhetők ki. Az ezek összességét jelentő *hatékony* vagy *effektív porozitás*t kifejező szám azt mutatja, hogy az egymással közlekedő pórusok térfogata hány százaléka az üledék vagy kőzet teljes térfogatának:

$$P_{eff} = \frac{100 \times \textit{hatékony pórustérfogat}}{\textit{teljes kőzettérfogat}}. \qquad (12.19)$$

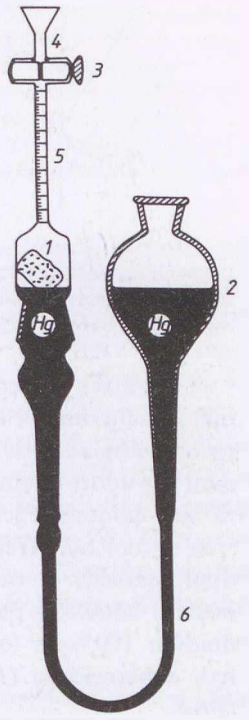
A hatékony pórustérfogat túlnyomó részét a tágabb pórusok alkotják ugyan, a víz és a szénhidrogének kőzetbe hatolását (ill. azoknak a kőzetből való kinyerését) mégis a többnyire jóval kisebb térfogatú pórusösszeköttetések minősége szabályozza. Ennek ellenére a kőzet leírásakor általában csak a pórusok alakjára, méretére és eloszlására vonatkozó közvetlen megfigyeléseinket sorolhatjuk fel. A finom pórusösszeköttetések mennyiségére és tulajdonságaira ui. általában csak a kapilláris mérőeszközök *(poroziméterek)* adataiból következtethetünk.



12.11 ábra. A: Pórusrendszer és pórusösszeköttetések. — *B:* Póruskapcsolatok *a)* keskeny csatornán *(Cs)*, ill. *b)* karbonátkristályok *(K)* okozta pórusszűkületen *(Sz)* keresztül ASCHENBRENNER—ACHAUER (1960) és MATING (1971) nyomán

12.12 ábra. Higanyos poroziméter vázlata

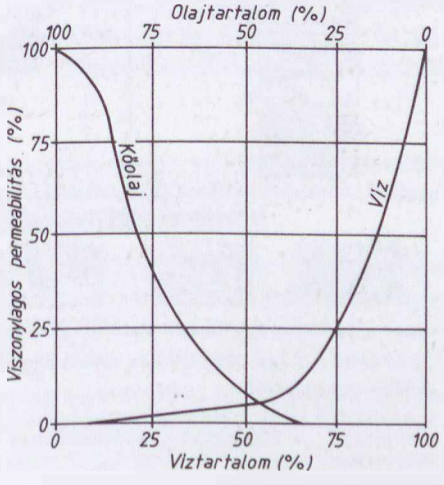
1. Kőzetminta. — *2.* Higanytartály. — *3.* Elzáró csap. — *4.* Tölcsér. — *5.* Mérce. — *6.* Gumicső.



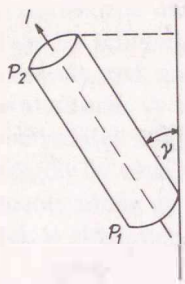
A *poroziméter* olyan készülék, amely a hatékony pórustér terjedelmét a kőzet térfogategységébe préselt higany vagy gáz segítségével méri *(12.12 ábra)*.

A *permeábilitás*, a kőzet fluidum-áteresztőképessége, elsősorban a pórusösszeköttetések minőségének, méretének és megoszlásának a függvénye. Egysége a millidarcy.

1 darcy ($= 10^{-8}$ cm^2) az áteresztőképesség akkor, ha a hatékony pórusteret teljesen kitöltő, 1 centipoise viszkozitású fluidum a visz-



12.13 ábra. A kőolajra és a vízre vonatkozó relatív permeábilitásgörbék jó áteresztőképességű kőolajtároló karbonátkőzetekben ENGELHARDT (1973) szerint



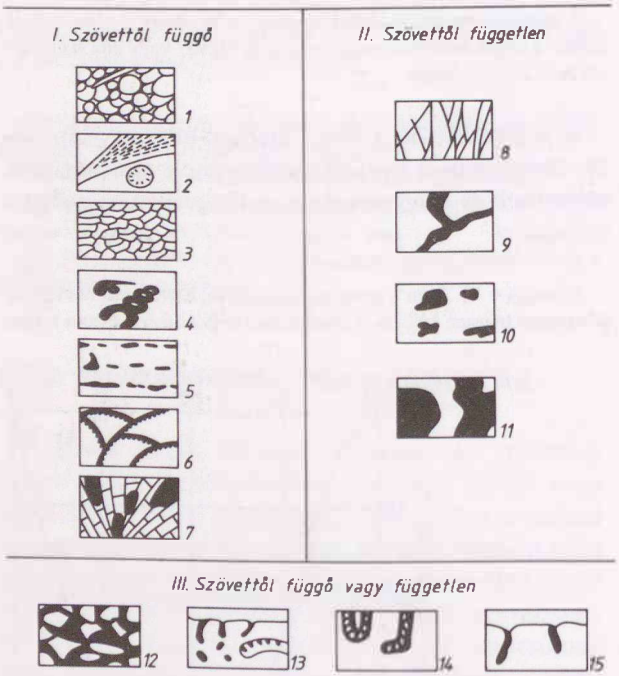
12.14 ábra. Vázlat a vízszivárgás DARCY-féle egyenletének levezetéséhez, ENGELHARDT (1973) nyomán

p_1 és p_2 = az r sugarú, henger alakú kapilláris két végén uralkodó nyomás. — l = a vízszivárgás iránya.

kózus folyás feltételei között, 1 atm (= 101, 325 kPa) nyomás — ill. az ennek megfelelő hidraulikus grádiens esetén — a kőzeten 1 cm/s/cm^2 sebességgel halad át.

A *hatékony* (effektív) *permeábilitás* a kőzet pórusaiban levő fluidumok valamelyikének a többiéhez viszonyított áthaladási sebessége. Ez azt a hatást fejezi ki, amit egy adott fluidumnak a kőzeten való áthaladására más fluidumok jelenléte gyakorol.

A *viszonylagos* (relatív) *permeábilitás* egy adott fluidum részleges póruskitöltése (részleges telítettsége) melletti hatékony permeábilitásnak és az ugyanazon fluidum 100%-os telítettsége melletti permeábilitásnak a hányadosa (*12.13*, III. kötet, *31.98* és *31.99 ábra*).



12.15 ábra. A CHOQUETTE—PRAY (1967)-féle porozitástípusok, az AAPG engedélyével

I. *Szövettől függő típusok: 1.* Részecske- vagy szemcseközi. — *2.* Részecskén belüli. — *3.* Kristályközi. — *4.* Kioldódási. — *5.* Likacs- (fenesztrális). — *6.* Védett. — *7.* Építmény-porozitás.

II. *Szövettől független típusok: 8.* Törési. — *9.* Csatorna. — *10.* Üreg. — *11.* Kaverna.

III. *Szövettől függő vagy független típusok: 12.* Breccsás. — *13.* Falójárat. — *14.* Ásási vagy vájatnyom. — *15.* Zsugorodási.

A permeábilitás egységének definíciója a vízszivárgás DARCY-féle egyenletén (*in* ENGELHARDT 1973) alapul. Ez azt az ideális esetet fejezi ki, amikor egy összenyomhatatlan folyadék Q mennyisége egy a függőlegeshez γ szöggel hajló és F cm^2 keresztmetszetű hengeren $-\mathrm{d}p/\mathrm{d}x$ nyomásesés mellett halad át (*12.14 ábra*). A henger bizonyos helyének keresztmetszetén időegység alatt átlépő, μ viszkozitású és ρ sűrűségű folyadék mennyiségét kifejező egyenlet:

$$Q/F = -k/\mu\,[(\mathrm{d}p/\mathrm{d}x) - g\rho\cos\gamma]. \qquad (12.20)$$

Az ebben szereplő k arányossági tényezőt nevezik permeábilitásnak.

A nagyszámú ellenőrző vizsgálat szerint a DARCY-törvény csak a tiszta homokokban és kavicsokban történő vízszivárgásra érvényes. Agyagtartalom esetén azonban a törvény e kőzetekben is érvényét veszti, s a gázok üledékekben való áramlása is ettől eltérően megy végbe. A szivárgási kutatások újabb eredményeit JUHÁSZ J. (1976) foglalta össze.

12.341 Az alapvető pórustípusok. Az ezeket leíró szakkifejezések egy része a köznyelvből átvett szó (pl. *üreg-*, *csatorna-*, *kaverna-*, *likacs-*, *járat-*, *vájat-* és *kioldódási porozitás*). Más részüket speciális szóösszetételek fejezi ki: pl. *részecske-*, *szemcse-* vagy *kristályközi* (ill. ugyanezeken belüli) *porozitás*; *törési*, *zsugorodási*, *breccsa-*, *váz-* vagy *védett porozitás*. Sajnos, mivel e diagnosztikai műszavak egymástól függetlenül kerültek a szakirodalomba, értelmezésük és használatuk korántsem olyan egységes, mint azt szó szerinti jelentésük alapján gondolni lehetne. Ráadásul számos olyan műszó is született, amelyeknek a porozitás jellemzésére való fenntartása — homályos jelentésük miatt — nem indokolt. Ilyen pl. a szacharoidális, a földes, a krétás, a sejtes, a hajcsöves, a destrukciós, a kioldásos, a madárszem-, a dolomit-, a homok- vagy az iszapporozitás.

A karbonátos kőzetek porozitását leíró fogalmak megrostálása és pontosabb definíciója CHOQUETTE és PRAY (1967) nevéhez fűződik (*12.15 ábra*). Ezek többsége azonban a nem-karbonátos üledékeknél is jól használható. Definícióik a pórusok méretén, alakján, keletkezésmódján és a kőzetszövet elemeihez viszonyított helyzetén alapulnak (*12.3 táblázat*), bár ezeket az ismérveket egyenlőtlenül alkalmazzák. A részecskeközi, részecskén belüli és a kristályközi típusnál pl. a pórusoknak csak a szöveti elemekhez viszonyított helyzetét tekintik, a többi szempontot elhanyagolják.

Annak eldöntése, hogy melyik porozitástípussal van dolgunk, attól is függ, hogy honnan kiindulva tekintjük azt. Az aragonitpelleteknek az őket alkotó kristályokhoz viszonyított porozitása kristályközinek tűnik ugyan, az egész kőzetre vonatkoztatva mégis részecskén belülinek minősül.

E porozitástípusok némelyike eltérő módon és nagy időkülönbségekkel *ismétlődve* is létrejöhet, tehát *poligenetikus*. A részecskeközi porozitás pl. általában a leülepedés folyamán, a jó osztályozódás

12.3. táblázat. A CHOQUETTE—PRAY-féle porozitástípusokat meghatározó tulajdonságok

Az alapvető porozitástípus neve	mérete	alakja	szöveti helyzete	keletkezési módja	szövettől való függése
Falójárat-		*K*		*F*	*Változó*
Ásási (vájat-)		*K*	*F*	*F*	*Van*
Breccsa-			*F*		*Változó*
Kaverna-	*F*			*K*	*Ritka*
Csatorna-		*F*		*K*	*Nincs*
Likacs- (fenesztrális)	*K*	*K*	*F*	*K*	*Van*
Törési		*K*		*F*	*Ritka*
Építmény-			*F*	*F*	*Van*
Kristályközi			*F*	*F*	*Van*
Részecskeközi			*F*		*Van*
Részecskén belüli			*F*		*Van*
Kioldódási				*F*	*Van*
Védett	*K*		*F*	*F*	*Van*
Zsugorodási				*F*	*Változó*
Üreg-		*F*		*K*	*Nincs*

F = Főtulajdonság. — *K* = Kevésbé fontos tulajdonság.
Az *American Association of Petroleum Geologists* engedélyével.

eredményeként alakul ki, de a leülepedést követően, szelektív oldódás révén is létrejöhet.

Számos karbonátos kőzet két vagy több alapvető porozitástípust is tartalmaz. Ha ezek egymástól könnyen megkülönböztethetők, és térbelileg is elkülönülnek, *összetett pórusrendszer*ről beszélünk. A sem fizikailag, sem genetikailag élesen el nem különíthető pórusok együttesei viszont *átmeneti pórusrendszer*t alkotnak. A törési pórusok pl. igen gyakran breccsa-pórusokkal keveredtek, ill. az utóbbiakba mennek át.

12.342 A porozitás relatív kora. A porozitás kialakulása számos tényezőnek — köztük az ásványtani összetételnek, a kőzetalkotó szemcsék méretének és egymáshoz viszonyított helyzetének, a kőzet szerkezetének, a leülepedési módnak s a kőzetet ért dia- és epigenetikus változásoknak — a függvénye. A CHOQUETTE—PRAY-féle (1967) pórustípusok többsége azoknak csak a képződésmódját árulja el, anélkül, hogy keletkezésük idejéről bármit is mondana. Ahhoz pedig, hogy a porozitás a diagenezis folyamatát is megvilágítsa, a pórusok létrejöttének a kőzetfejlődési szakaszokhoz viszonyított idejét is meg kell állapítanunk. A kőzetalakulási szakaszok tartamára vonatkozó ismeretek fejlődésével később bizonyára a porozitás kialakulásának *abszolút* ideje is becsülhető lesz.

Legcélszerűbb a porozitás keletkezési idejét a kőzet anyagának lerakódási idejéhez viszonyítani. Eszerint minden az üledék végleges lerakódásának befejeztéig létrejött porozitást elsődlegesnek, minden ezt követően létrejött pórust másodlagosnak tekintünk.

HOHLT (1948) ugyan a kőzetté szilárdulás befejeződést jelölte meg az elsődleges és másodlagos porozitás kialakulásának határkövéül. A litifikáció idejének kőzettípusonként változó volta, befejeződésének gyakran tetemes mértékű elhúzódása miatt azonban ez a próbálkozás meddő maradt. A korallos–filloid algás zátonymészkő vagy a travertinó szinte már születése pillanatában szilárd; számos — kezdetben még laza — karbonátüledék már a tengerfenéken cementálódik; a zátonylábi mészkőtörmelék azonban csak jóval később keményedik szilárd kőzetté. Még homályosabb a litifikáció befejeződésének dátuma.

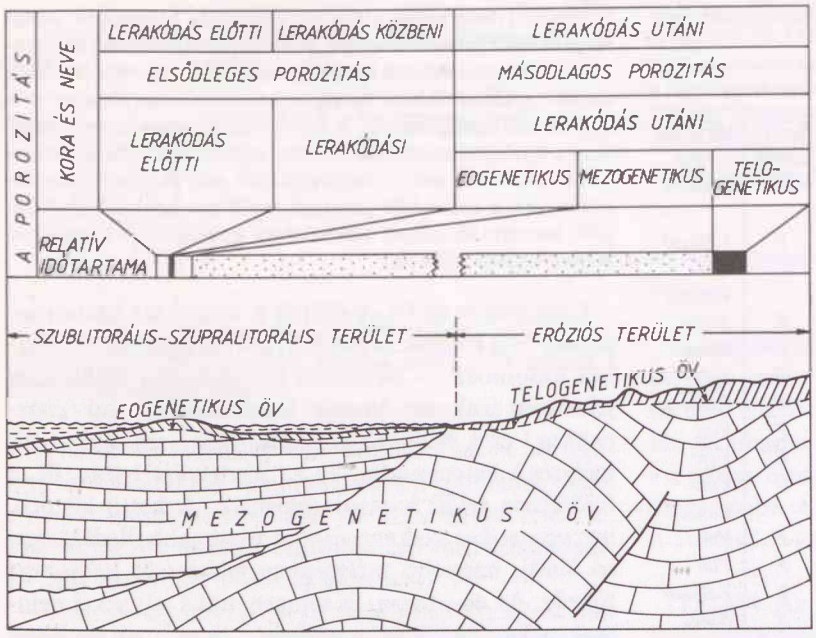
CHOQUETTE és PRAY (1967) a lerakódás utáni időszakot — a FAIRBRIDGE-féle (1967) diagenetikus övekhez hasonlóan — három, a betemetődési mélységgel jellemzett szakaszra bontja. Ezek közül a korai *(eogenetikus)* és a befejező *(telogenetikus)* szakaszt a kis mélységű betemetődés, és az üledék/víz határ, ill. a földfelszín felőli hatások jellemzik. A kettő közötti, *mezogenetikus* szakasz viszont vastagabb üledéktakaró alatti, nagyobb mélységben lejátszódó hatásokat tükröz. Az eo-, mezo- és telogenetikus jelzőkkel nemcsak a kőzetfejlődési szakaszok, hanem az azokban lejátszódó folyamatok és azok színhelyei is jellemezhetők (*12.16 ábra*).

12.3421 Az elsődleges porozitás. Két, a kialakulás ideje szerint elkülöníthető fajtája van:

a) *A leülepedés előtti porozitás* az üledék alkotórészeinek a lerakódás helyére érkezésük idején már meglévő, a lepusztuló kőzetből átöröklött, vagy a lerakódás folyamán szerzett porozitása (pl. a vázépítő szervezetek vázüregei) vagy a medencén belül keletkezett (intrabazinális) szemcsék (pelletek ooidok, pizoidok, intraklasztok: 16.211. fejezetrész) leülepedés előtti porozitása. Ide tartozik továbbá minden olyan porozitásnövelő vagy -csökkentő változás is, amit az üledék vázeredetű vagy egyéb részecskéi még lerakódásuk előtt szenvedtek. Ezek közül BATHURST (1964, 1966) az aragonit-anyagú puhatestű-héjak korai kalcitosodását, ill. fúrómoszatok okozta elváltozásait, PURDY (1963) pedig más, leülepedés előtti kémiai módosulásait sorolja föl.

A lerakódás előtti időtartam extra- vagy intrabazinális üledékfeldolgozás esetén akár több évezredet is kitehet. Közvetlen karbonátkicsapódás esetén azonban általában rövid.

b) *A leülepedési porozitás* az üledék végleges lerakódásához vagy a szerves és szervetlen építmény kezdeti betemetődéséhez fűződő, rövid kialakulási időt igénylő porozitás. A durvább, de jól osztályozott karbonátüledékek leülepedési porozitása a kőzet teljes térfogatának 66%-át is elérheti. Az effajta porozitás túlnyomórészt részecskeközi jellegű, de ide tartozik a szerves vagy szervetlen építmények (pl. az édesvízi mészkövek) és az azok egyidejű lepusztulása révén keletkezett



12.16 ábra. A CHOQUETTE—PRAY-féle (1967) porozitási övek, azok viszonylagos kialakulási idejének és időtartamának feltüntetésével, az AAPG engedélyével

„boundstone"-ok (II. kötet, 24.3. fejezet) részecskeközi, fúrószervezetek okozta vagy másféle eredetű porozitása is.

12.3422 A másodlagos porozitás. A pórustérfogat változásának leülepedés utáni — általában hosszú időtartamú és a betemetődés mélységétől függő — szakaszait a diagenezis foka alapján lehet megítélni. Nem véletlen tehát, hogy a CHOQUETTE—PRAY-féle porozitásrendszer időfogalmaiban FAIRBRIDGE-nek (1967) az intraformációs vizek keletkezésében, sajátságain és mozgásirányán alapuló szin-, ana- és epidiagenetikus övei *(12.4 ábra)* tükröződnek. A fő különbség csupán annyi, hogy FAIRBRIDGE epidiagenetikus öve csak a beszivárgás kimutatható alsó határáig terjed, a felszíni mállást azonban kizárja; a CHOQUETTE—PRAY-féle telogenetikus öv viszont a felszíni mállást is felöleli, és lefelé, a vadózus övön át, kb. a talajvíz tükréig terjed.

12.34221 Az eogenetikus porozitás a betemetődés kezdeti szakaszához kapcsolódik. Az eogenezis felső határa a szárazföldi eróziós felszín, vagy az átmeneti üledékszünetet jelző üledék/víz határ. Az alatta következő mezogenetikus övtől való elválasztása kevésbé éles. Többnyire csak néhány m vastag rétegét ásó–fúró szervezetek és növényi gyökerek járják át; szupralitorális síkságokon pedig alja az árapály hatómélységével esik egybe. Kis mélységű vízáramlás esetén az eogenetikus jelleg kétségtelen. Ha azonban az oldó, cementáló vagy helyettesítést (pl. dolomitosodást) okozó vízáramlás több száz m mélységig terjed (ADAMS—RHODES 1960), az alsó határ megállapítása már kétessé válik.

Az eogenezis időtartama ugyan rövid, hatómélysége pedig sekély lehet, a porozitást mégis jelentősen növelheti vagy csökkentheti. A még laza üledékek eogenetikus *porozitását növelő tényezők* az ásó–fúró szervezetek, az üledékek zsugorodása, az üledék szerves anyagának bomlásakor képződő gázbuborékok, a gyökerekkel való átszövődés és az ezek elhalásakor keletkező üregek. Szilárdabb üledékekben a fúrószervezetek és a gyökerek mellett az oldódás is növelheti a porozitást.

Ennél azonban sokkal fontosabb az eogenetikus övbeli ásványkiválások *porozitáscsökkentő* hatása. Ebben az aragonit feloldódását követő kalcitkiválás, a kalcitnak dolomittal való helyettesítődése, evaporitásványok kiválása játszik nagy szerepet. Ehhez járul még a „belső üledék"-nek durva törmelékszemcsék és a szerves vázelemek közé való bemosódása is. Az eogenetikus cementet éppen annak a belső üledékhez való viszonya alapján lehet felismerni. Belső üledék híján azonban a karbonátos kőzet cementjének eo- vagy mezogenetikus voltát többnyire lehetetlen eldönteni.

12.34222 A mezogenetikus porozitás az üledék nagyobb mélységre süllyedése nyomán fejlődik ki. A mezogenetikus stádium az üledék betemetődése és újbóli felszínre emelkedése közti, hosszú időtartamot öleli fel. A mezogenetikus övnek sem a felső, sem az alsó határa nem éles; az utóbbit általában a diagenezis és a metamorfózis határfelületénél lehetne megvonni.

A benne végbemenő folyamatok többsége *csökkenti a porozitást* (cementáció, tömörödés, nyomási oldódás).

12.34223 A telogenetikus porozitás a kőzetfejlődés végső szakaszában jön létre, amikor a mezogenetikus stádiumban kialakult, idősebb kőzetre felszínközeli, *porozitásnövelő* folyamatok hatnak. Mivel e folyamatok a már kész kőzet eróziójával kapcsolatosak, elvileg élesen különböznek a friss üledék eogenezisének áthalmozási folyamataitól. A telogenetikus öv felső határa a víz alatti, vagy légköri lepusztulási felszín. Alsó határa a talajvíz (mélykarsztvíz) ingadozó szintjénél vagy kissé az alatt vonható meg. Vastagsága az erózió hatómélységétől függ (szélső esetben több száz m-t kitehet). A vadózus övön kívül a freatikus öv felső részét is magában foglalja. Folyamatai közül a csapadékvíz oldó hatása a legfontosabb. Oldódás azonban a talajvíz öv felső részében is bekövetkezhet. Más porozitásnövelő tényezők a fúrószervezetek, valamint a kioldódást követő beomlással vagy a tektonikus folyamatokkal kapcsolatos töredezés és breccsásodás; ezt (pl. karbonátok és evaporitok karsztosodásakor) további oldódás követheti. Csökkenti viszont a porozitást a kőzetet átjáró oldatokból való kicsapódás és a belső üledékképződés.

12.3423 A pórusok kialakulási idejének rögzítése azoknak a szövetelemekhez való viszonya alapján lehetséges. Ez a viszony kétféle lehet:

a) Szöveti kiválogatódás (selectivity) esetén a pórusok alakja és iránya a meglévő szövetelemekhez igazodik. Szövetileg irányított pl. a részecske- és kristályközi, a kioldódási és a likacsporozitás, valamint a részecskén belüli pórusok többsége (a törmelékszemcséken belüli üregek kivételével).

b) Szöveti függetlenség esetén a pórusok típusa és az ennek képződésekor fennállott szöveti elemek között semmiféle összefüggés nincs. Ilyenek pl. az üregek és csatornák, valamint a töréses porozitás.

A szöveti szelektivitás aszerint minősíthető, hogy (1) leülepedési vagy (2) diagenetikus szövetelemekhez igazodik-e.

(1) *A leülepedési szövet szerinti kiválogatódás* két válfaja közül az egyik (*a*) az elsődleges szövetelemeknek, a másik (*b*) pedig valamely, az elsődleges szövetelemekhez fűződő, de kissé későbbi jelenségnek a függvénye. Az (1*a*) esetbe tartozik az elsődleges részecske-, ill. kristályközi, az (1*b*) esetbe viszont a közvetlenül leülepedés utáni likacs- és kioldódási porozitás. Az (1*b*) eset megnyilvánulásai olykor eléggé bonyolultak. Pl. a héj kioldódása után visszamaradt üreget pátos kalcit töltheti ki; ez ellenáll ugyan a bezáró kőzet kissé későbbi dolomitosodásának, mégis ezt követően újra kioldódhat; ez pedig egy második „minta utáni" generáció kialakulását teszi lehetővé. A szöveti kiválogatódás többnyire a leülepedési szövet heterogenitásai szerint megy végbe.

(2) *A diagenetikus szöveti kiválogatódás* esetei közé tartozik pl. a kőzet korai diagenetikus gipsz- és anhidrit-kristályainak kioldódásával létrejött porozitás, vagy a diagenetikus eredetű, cukorszövetű dolomitok kristályközi porozitása. A szöveti kiválogatódás átmeneti típusai általában a tiszta típusok szegélyén jelentkeznek, és azoknak a pórusfejlődés során beálló továbboldódásából származnak.

Az elsődleges porozitás mindenesetre túlnyomórészt szövetfüggő. A még meg nem szilárdult üledék pórusainak alakulása ui. teljes mértékben az elsődleges szöveti elemektől függ. Kivételt csak egyes lerakódás előtti porozitástípusok, valamint azok a csak részben szövetfüggő vájat-, járat-, zsugorodási és breccsaporozitások jelentenek, amelyeket ásó–fúró szervezetek, a kiszáradás és a kolloidok átkristályosodása vagy a medencén belüli áthalmozódás hoz létre.

Másodlagos porozitás esetén a szövetfüggés foka erősen változhat. Teljes mértékben szövetfüggő pl. a kioldódási porozitás minden formája, akár ooidok vagy állati héjak, aragonitkristályok másodlagos kioldódásáról van szó. A törési, az üreg- és a csatornaporozitás viszont — mint azt a szövetelemeket harántoló falaik simasága bizonyítja — mind az elsődleges, mind a másodlagos szövetelemektől független.

A szövettől függő másodlagos porozitás többnyire a fő porozitáscsökkentő folyamat, az átitató cementáció *előtt*, instabilis ásványok jelenlétében alakul ki. A karbonátos kőzetek durvább szemcséit körülfogó mésziszapnak másodlagos részecskeközi porozitást eredményező kioldódása általában szintén a cementáció előtt lép fel.

A szövettől független másodlagos porozitás ellenben általában az átitató cementáció és az ásványtani stabilizáció *után* jelentkezik. Ide sorolható pl. a tektonikai igénybevételhez vagy a nagyobb diszkordanciafelülethez kapcsolódó (telogenetikus) porozitás. Az eo- és telogenetikus pórusrendszerek elkülönítését éppen a szövetfüggés jelenléte, ill. hiánya teszi lehetővé.

Az eo- és telogenetikus stádium és porozitás megkülönböztethetősége azonban a kettejüket elválasztó mezogenetikus stádium tartamától is függ. A diszkordanciafelületek betemetődésével ui. a telogenezist válthatja föl; viszont az eogenezis során is végbemehet időleges kiemelkedés és lepusztulás. Az eo- és telogenezis megkülönböztetését szolgálhatja annak megállapítása, hogy mekkora volt

— a kiemelkedés mértéke és időtartama,
— a lepusztult rétegek mennyisége,
— az ásványstabilizáció foka,
— a cementáció mértéke.

Az elsődleges porozitás a kőzet fáciesének a függvénye, s ugyanakkor a másodlagos porozitás kialakulási lehetőségét is meghatározza. *Rudista*-zátonyokon hatalmas másodlagos kavernarendszerek keletkezhetnek, míg azok ugyanazon diszkordanciafelületek alatti, de finom szemű helyettesítő fáciesei kicsiny porozitásúak és permeábilitásúak maradhatnak. A porozitás tehát fáciesfüggő jelenség, s ezért fáciesek szerint is osztályozható (Adams 1953).

12.4. táblázat. A karbonátos kőzetek pórusait és pórusrendszereit módosító tényezők*

GENETIKAI		MÉRETVÁLTOZÁSOK		
FOLYAMAT	ÁLLAPOT	Osztályok		Átlagos átmérők
Oldódás Cementáció Belső üledék	Megnövekedett Redukált Kitöltött	MEGAPÓRUS	nagy	>256 mm
			közepes	256 mm
			kicsiny	32 mm
		MAKROPÓRUS	nagy	4 mm
			kicsiny	0,5 mm
		MIKROPÓRUS		0,06 mm <0,06 mm

KÉPZŐDÉSI IDŐ

ELSŐDLEGES (primer)

Lerakódás előtti
Lerakódás közbeni

MÁSODLAGOS (szekunder)

Eo-
Mezo- } genetikus
Telo-

Megnevezési sorrend:

FOLYAMAT + ÁLLAPOT + IDŐ

Pl.: Oldódással megnövekedett másodlagos
Cementtel redukált elsődleges
Belső üledékkel kitöltött eogenetikus

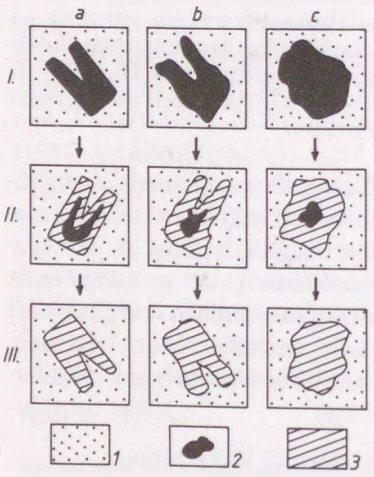
Megnevezési példák:

Közepes megapórus (üreg)
Minta utáni kicsiny makropórus
Részecskeközi mikropórus

GYAKORISÁGI MÓDOSÍTÓK

Porozitási százalék (pl. 15%)
A porozitástípusok aránya: (pl. 1/2)
Porozitási arány és százalék: (pl. 1/2, 15%)

* CHOQUETTE—PRAY (1967) nyomán, némileg módosítva, az *American Association of Petroleum Geologists* engedélyével.



12.17 ábra. A CHOQUETTE—PRAY-féle (1967) porozitástípusok módosulásának legközönségesebb esetei egy krinoideanyéltag kioldódásának, majd helye részleges és teljes kitöltődésének példáján, vázlatosan, az AAPG engedélyével

I. A kioldódás fokozódásával a minta utáni pórus üreggé alakul át.

II. A kioldódott és megnövekedett pórust utólagos részleges cement-lerakódás szűkíti.

III. A kioldódott és megnövekedett pórus cementtel vagy belső üledékkel utólag teljesen kitöltődik.

1. Alapanyag (mikrit). — *2.* Pórus. — *3.* Cement (belső üledék).

12.343 A Choquette—Pray-féle porozitásrendszer *(12.4 táblázat)* az alapvető porozitástípusok (12.341. fejezetrész), az ezekben kifejeződő genetikai állapot, a pórusképződés viszonylagos ideje, a pórusméret és -alak, valamint a pórusok gyakoriságát módosító tényezők együttes figyelembevételén alapul. Az alapvető porozitástípus nevéhez illesztett genetikai, méret- és gyakorisági megjelölés segítségével a porozitás valamennyi fajtája megnevezhető (legalábbis a karbonátokon belül). *Bár a rendszert a karbonátkőzetekre dolgozták ki, némi módosítással más kőzetek porozitásának jellemzésére is fölhasználható.*

A keletkezés viszonylagos idejére utaló jelzők közvetlenül az alapvető porozitási típus neve elé illeszthetők (pl.: elsődleges lerakódási porozitás; másodlagos eogenetikus porozitás; lerakódási szemcseközi porozitás; telogenetikus üreg-porozitás stb.).

A porozitás módosulásának folyamatát (oldódás, cementáció, belső üledékképződés) jellemző három kifejezés mellett három irány-, ill. terjedelem-jelölő megnevezés ajánlható: megnövekedett, redukált, kitöltött *(12.17 ábra)*.

A pórusméret általában csak felületi vagy vékonycsiszolatokban tanulmányozható *módosulásai* a pórusok közepes átmérőinek és azok szabálytalan, izometrikus, csőszerű vagy lapos alakjának föltüntetésével fejezhetők ki. A pórusrendszer valódi, háromdimenziós alakját a pórusokba préselt és a kőzetanyag feloldásával kiszabadított műanyagok segítségével állapíthatjuk meg. Ezenkívül kapilláris elektromos mérőműszerek adataiból következtethetünk a hatékony pórusösszeköttetések milyenségére.

A pórusok gyakoriságát az alapvető porozitástípus nevét követő számok fejezik ki, vagy a százalékos porozitásra, vagy a porozitási típusok arányára, vagy mind a kettőre utaló módon.

Mindezen porozitási jellemzők a megfelelő betűjelzések és a hozzájuk fűzött számértékek alkalmazásával számítástechnikai célokra kódolhatók is.

12.4 A FORMÁCIÓVIZEK

A vízből lerakódó homokok víztartalma 40, az agyagoké pedig 90 térfogat%-ot is elérhet. Betemetődésük *p/t*-viszonyai között azonban a víz kiszorul az üledék szemcséi közül, s a bekövetkező tömörödés miatt az üledéket a nyomáscsökkenés irányában haladó pórusvízáramok járják át. Ezeknek egymással és a környező ásványszemcsékkel való vegyi reakciói nemcsak az üledék pórustérfogatának további változását idézik elő, hanem új anyagok fölvétele és mások leadása következtében saját kémiai összetételük is jelentősen megváltozik. Az üledék porozitás-változásához való szoros kapcsolódásuk miatt a pórusoldatok mozgásainak, összetételük tér- és időbeli változásainak ismerete a diagenezis lefolyásának megértése szempontjából azonos fontosságú az ásványállomány diagenetikus változásainak tanulmányozásával. *A diagenezis folyamatai csak e két tényező együttes figyelembevételével rekonstruálhatók.*

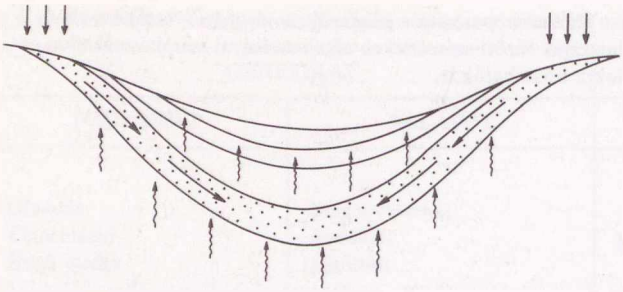
A mélybe süllyedt formációk elektrolitokat és szerves anyagokat tartalmazó pórusoldatai élénken különböznek a felszínen levőkétől. Az utóbbiak ui. vagy erősen besűrűsödnek, vagy a légkör gázaival telítődnek, vagy a (sókban szegény) talajvízzel keveredve felhígulnak. A vízáteresztő rétegekből, mélyfúrások útján, felszínre hozható formációvizek kémiai alkatának vizsgálata természetesen számos hibalehetőséget rejt magában. A technikai nehézségeken túl az is komoly zavarokat okozott, hogy az üledékek pórusvizeit korábban mindenestől a leülepedő szemcsék között rekedt „fosszilis tengervíz"-nek („connate water"-nek) tekintették. Jóllehet bennük bizonyos, a tengertől „megörökölt" alkotórészek is megmaradhattak, azok részarányát a diagenetikus reakciók a szerves és szervetlen bomlás, az oldódás és kicsapódás, báziscserék és az agyagos közbetelepüléseken való átlépés eredményeként már nagymértékben megváltoztatták. Figyelembe kell venni, hogy egy víztartó réteg pórusvizei nagyrészt más rétegekből (pl. agyagokból, agyagpalákból), azok tömörödése folytán vándoroltak be. Ezek kémizmusa pedig a kőzet „veleszületett" pórusvizeiétől nagyon eltérhet. Ráadásul a mélybe szivárgó csapadékvíz s az alulról fölfelé mozgó „juvenilis" oldatok hozzákeveredésének lehetőségével is számolnunk kell. Az idősebb üledékes kőzetekből nyert formációvizek összetétele mindenesetre hosszantartó fejlődés eredménye. Ennek lefolyása a medencénként változó üledékképződési és hegységszerkezeti viszonyoktól s a nyomáseloszlás és a fluidumáramlás vízföldtani–hidraulikai feltételeitől függ. Ennek ellenére *a formációvizek vegyelemzéséből* ENGELHARDT (1960, 1973) és FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) nyomán *néhány, a diagenezisre vonatkozó, általános érvényű szabály* is levonható.

12.41 A FORMÁCIÓVIZEK ÖSSZETÉTELE

BILLINGS *et al.* (1969) *in* ENGELHARDT (1973) szerint a Ny-kanadai medence 2 240 000 km³-nyi, a középsőkambriumtól a tercierig terjedő és változatos összetételű, tengeri üledékösszletének jobbára vízzel telt pórustere kb. 265 000 km³-t tesz ki. A diagenezis következtében a medencéből kiszorult pórusoldatok térfogata azonban ennek több mint 10×-ese, tehát nagyobb, mint a mai medencekitöltés egész térfogata. A medence pórusoldatai eredetileg tengeriek voltak, s koncentrációjuknak a mai tengervízével kellene megegyeznie. Tapasztalat szerint azonban nemcsak a pórusvizek mennyisége csökkent 1/10-ére, hanem a bennük oldott anyag összmennyisége, s az egyes alkotórészek tömegszázalékai is jelentősen eltolódtak, mert a mai tengervízhez viszonyítva

a) nőtt a Ca^{2+}-, a HCO_3^--ionok és a *nyomelemek* mennyisége,
b) csökkent a Mg^{2+}- és az SO_4^{2-}-ionok részaránya,
c) viszonylag változatlan maradt a Na^+- és a Cl^--ionok mennyisége.

Más medencék pórusvizeinek összetétele is eltér a tengervízétől, bár az eltérés nem mindig azonos irányú a fentivel. De minden formációvíz kationjai közül a Na^+, a Ca^{2+} és a Mg^{2+}, anionjai közül pedig a Cl^-, HCO_3^- és az SO_4^{2-} a legfontosabb; a Mg^{2+}- és SO_4^{2-}-tartalmak azonban általában csekélyek, a többiek pe-



12.18 ábra. A formációvizek tömörödés és medenceperemi beszivárgás okozta áramlásának vázlata egy artézi medencében

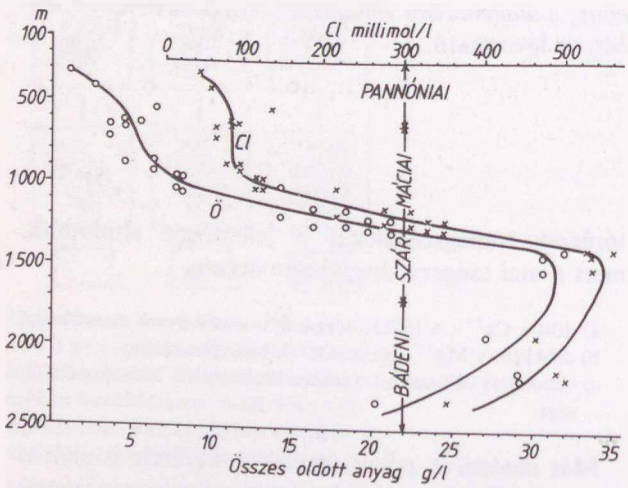
dig ingadozóak. Általában Na-ban, ill. Ca-ban gazdag vizek különböztethetők meg. A mg/l-ben kifejezett vagy mólekvivalensekre *(= mól × vegyérték)* átszámított koncentrációadatok háromszögdiagramokban ábrázolhatók.

Az *oldott anyag összmennyisége* tág határok között mozog, és néha 200 g/l-t is elér. A sótartalom a mélység és a medenceközép irányában nő.

A Ca/Cl-nak 0,037-nél nagyobb literenkénti ekvivalens-aránya a kloridtartalom, ill. a koncentráció növekedésével együtt növekszik. A Mg/Cl-nak a tengervízinél kisebb literenkénti ekvivalensaránya viszont a koncentráció növekedésével csökken. A diagenezis a mélység növekedésével a Mg^{2+} relatív koncentrációjának csökkenését s a Ca^{2+} relatív felszaporodását idézi elő.

Különbözik a jelenkori tengervízétől a formációvizek stabilis izotópösszetétele (12.44. fejezet) is.

Mindebből következően a *formációvizek* nem egyszerűen a tengervíz koncentrátumai, és nem is pusztán a felszíni és a tengervíz keverékei, mert összetételüket e kettő együttesének — nehéz-izotóptöbbletük tanúsága szerint — a pórusoldatok diagenetikus változásai során fölvett anyagokkal való dúsulása alakította ki. Abból, hogy a mélyebb medencék formációvizei a felszínről származó ^{2}H- és ^{18}O-izotópokat tartalmaznak, arra következtethetünk, hogy többletüket a *tömörödésből származó vízáram* mellett még egy ahhoz hozzáadódó, a medenceperemek felszínéről beszivárgó, vizekből táplálkozó, s a medenceközépen alulról fölfelé emelkedő *artézi vízáramlás* is áthatja *(12.18 ábra)*. A tömörödésből származó oldattömeg csak egy része a medencetöltelék kőzeteit átjáró összes vízmennyiségnek. A tömörödési vízáram főként a diagenezis első szakaszában hatékony; az artézi vízáramlás viszont annál nagyobb szerephez jut, minél mélyebbre süllyed a medence feneke. Ha a hidrológiai feltételek és a kőzetek áteresztőképessége megengedik, az artézi vízáram a legrégebben konszolidálódott medenceüledéken is hosszú ideig képes áthatolni.



12.19 ábra. A neogén formációvizek g/l-ben mért összsótartalmának *(Ö)* és millimol/l-ben kifejezett Cl^--tartalmának *(Cl)* mélység szerinti változása a Bécsi-medence Gösting környéki fúrásaiban, ENGELHARDT (1973) nyomán

A formációvizek összetétele és a diagenezishez kötődő időbeli változásai tehát nemcsak a leülepedés óta fogva tartott vagy a tömörödés miatt kiszoruló víz összetételétől, hanem az artézi hozzájárulás módjától, tömegétől és tartamától is függnek. Ezért ENGELHARDT (1973) nyomatékkal hangsúlyozza, hogy az egyes medencék formációvizeinek koncentrációbeli és összetételi különbségeit az áteresztő rétegekben haladó pórusoldatok mozgékonyságán, a mélységi és a felszíni vizek keveredésén kívül e folyamatoknak a medence-felépítés sajátságaitól, kialakulástörténetétől, a felszín domborzatától és annak időbeli alakulásától való függése határozza meg. Ezt a tényt a Bécsi-medence Gösting környéki, bádeni, szarmata és pannóniai üledékeiben feltárt pórusvizek koncentrációjának és kloridtartalmának mélység szerinti változásait tanúsító görbékkel szemlélteti *(12.19 ábra)*. Az itteni fáciesek vizeinek a Na^+ a fő kationja. A Na : Ca ekvivalens-hányados a pannonban 6—35, a szarmatában 30—170, a bádeniben 25—45, tehát részint kisebb a tengervízinél, részint felülmúlja azt. A Na : Mg ekvivalens aránynak az értéke viszont (a pannonban 20—30, a szarmatában 50—100, a bádeni rétegekben 50—80) mindig sokszorosa a tengervíz megfelelő (4,4-es) ekvivalens-arányának. A *12.19 ábrán* feltűnő az össz-só és a Cl^--tartalomnak éppen az általában csökkentsósvízinek tartott alsó-szarmata rétegekben való erős megemelkedése. Ez valószínűleg a tengervíz bádeni utáni besűrűsödésének az eredménye, amelynek határa azonban — legalábbis ENGELHARDT véleménye szerint — a fölfelé irányuló artézi vízáramok hatására azóta kissé följebb tolódott.

12.42 A FORMÁCIÓVIZEK IDŐBELI VÁLTOZÁSAI

Közülük az összkoncentrációnak a mélység felé való emelkedése a legfeltűnőbb. Ez gyakran többszöröse a tengervíz sótartalmának. Sóban gazdag pórusoldatok keletkezhetnek felszínközeli evaporit- (főleg kősó-) testek viszonylag kis kiterjedésű oldódási udvaraiban is. Ezek azonban a mélységi vizek sótartalmát már csak azért sem befolyásolják, mert az oldási maradékukat alkotó agyaggal vegyes „gipszkalap" (III. kötet, *31.100 ábra*) megakadályozza a környező kőzetek pórusvizeiben való további oldódást. A pórusvíz sótartalmának mélységi növekedése viszont evaporitos kőzetek nélküli medencékben is tapasztalható. Ez a dúsulás SITTER (1947) szerint az agyagos üledékek *ionszűrő hatás*ával magyarázható: a tömörödés miatt kiszoruló pórusoldat sóit az agyagos üledékek nem engedik át, és így az áteresztő réteg(ek) formációvize sóban egyre gazdagabbá válik. A nyomás alatt álló agyag ionszűrőként való viselkedése az agyag *báziskicserélő képesség*éből (II. kötet, 22.34. fejezet) következik. Az agyagrészecskék felületének negatív töltései és az azokat semlegesítő kationfelhő diffúz *elektromos kettősrétegei* ui. az agyag erős összepréselődésekor olyan „hártyá"-t alkotnak, amely a semleges vízmolekulákat és saját kicserélhető kationjait átengedi, a negatív töltésű anionokat azonban nem. Ha az ilyen agyagon elektrolitoldatot próbálunk átpréselni, akkor azon csak a tiszta víz halad át, mert az anionokkal együtt az azok nélkül vándorolni nem képes kationok is visszamaradnak. Azt, hogy az összepréselt agyagok a sóoldatokkal szemben a félig-áteresztő hártyákhoz hasonlóan viselkednek, ill. a nyomás alá vett természetes agyagokból kilépő oldatok sótartalma bizonyos tömörödési foktól kezdve egyre csekélyebb lesz, számos — az elektrokémiai potenciálkülönbséget, ill. az átszüremkedő oldat koncentrációját vizsgáló — kísérlet bizonyítja. Bár az ionszűrő hatás az agyagrétegbe lépő oldat sókoncentrációjának növekedésével csökken, a kilépő oldat koncentrációja mindig kisebb, mint a bepréselté. Az ionszűrő hatás azonban csak az agyag bizonyos fokú tömörödöttsége esetén áll be, de az agyag báziskicserélő képességével együtt nő. A szűrőhatás ugyan minden ionnál érvényesül, mértéke azonban az ion koncentrációjától és sugarától függ.

A pórusvíz sótartalmának emelkedésével növekvő *deutérium*tartalmat GRAF *et al.* (1966) az agyag szűrőhatásával, a beszivárgó vizek növekvő ^{18}O-tartalmát pedig annak a magasabb mélységi hőmérsékleten elbomló kalcitból való kilépésével magyarázzák.

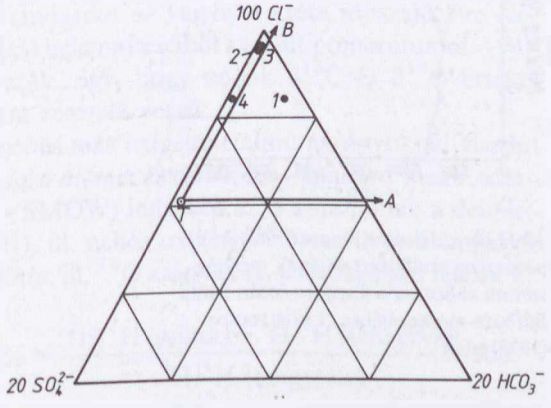
Azt, hogy a diagenezis előrehaladásával *a pórusvíz szulfáttartalma* csökken, a több km mélységben, > 100 °C és 1000 at nyomás mellett is jelenlevő szulfátredukáló baktériumok okozzák. Ezek a szulfátot a szerves szén egyidejű oxidációja kíséretében kénhidrogénné redukálják:

$$CaSO_4 + 2C_{org} + H_2O \rightarrow H_2S + CO_2 + CaCO_3. \qquad (12.21)$$

A szervesanyag-tartalom növekedésével a szulfátok redukciója is intenzívebb. *Ezért a kőolajtelepek vizei általában szulfátmentesek.*

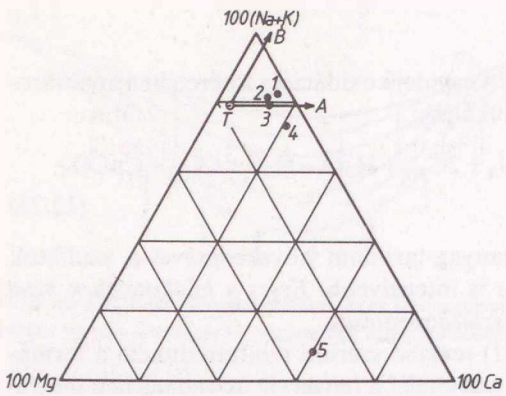
A (12.21) reakció szerinti szulfátredukció a formációvizek összetételét a tengervíz összetételének megfelelő ponttól a HCO_3^- dúsulása irányába tolja el. A kalcit vagy dolomit kicsapódása viszont a pórusvíz Cl^--ban való dúsulását eredményezi. Ezt a *12.20 ábrán* feltüntetett *A* és *B* nyíl szemlélteti. Azok a formációvizek, amelyek vetületi pontjai e két nyíl közé esnek, a szulfát bakteriális redukciója és a képződött karbonát végleges kicsapódása útján képződtek. Azoknak a formációvizeknek ellenben, amelyek vetületi pontjai az *A* nyíl alatt helyezkednek el, olyan szulfát- és karbonátfölöslegük van, amely a tengervízből nem vezethető le. *Az ilyen vizek nem tengeri környezetből származnak,* ill. karbonátjukat vagy felszíni vizekből vagy CO_2-exhalációkból nyerték. A *B* nyíltól balra levő vetületi pontok olyan formációvizeket jelölnek, amelyekből a szulfátredukcióval kapcsolatos karbonátnál több karbonát csapódott ki.

A *klorid* nem vesz részt a kémiai diagenezisben, ezért annak folyamán mind abszolút értelemben, mind a többi anionhoz mérten földúsul. Az üledékes medencék nagy mélységekből származó, csaknem tisztán kloridos vizei a pórusvíz-diagenezis végtermékei.



12.20 ábra. A formációvizek aniontartalmának diagenetikus változása ENGELHARDT (1973) szerint

T = Tengervíz. — *1.* A Nyugat-Kanadai-medence vizeinek átlaga. — *2.* Az Illinoisi-medence alsó- és felső-karbon vizei. — *3.* Az Illinoisi-medence szilur–devon vizei. — *4.* Az USA mélyfúrásaiból származó 1860 formációvíz átlaga. — *5.* A Michigan-medence vizei.



12.21 ábra. A formációvizek kationtartalmának diagenetikus változása ENGELHARDT (1973) szerint

Jelmagyarázat a 12.20. ábránál.

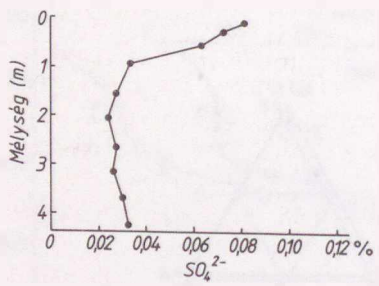
A Mg^{2+}-nak a diagenezis során általánosan elterjedt kicsapódása miatt a kationháromszögben *(12.21 ábra)* minden formációvíz vetületi pontja a tengervíz átlagos összetételéhez képest a Na^+ és a Cl^- felé tolódik el. A pórusvíz Mg-tartalma elsősorban a dolomit-, másodsorban a klorit- és szulfátképződés miatt csökken. Kloritképződéskor a Mg a szilikátokból felszabaduló Ca vagy Na helyébe lép. Ha a Mg a Ca-ot cseréli ki, akkor a *12.21 ábrán* a tengervízből levezethető pórusoldat vetületi pontja az *A* nyíl, a Na kiszorítása esetén pedig a *B* nyíl irányában mozdul el. — A K^+ az agyagásványok erős kálium-adszorpciója miatt többnyire nem megy oldatba.

Azok a formációvizek tehát, amelyek vetületi pontjai a *12.21 ábra A* és *B* nyilai közé esnek, föltehetően a leülepedő szemcsékhez tapadt tengervíznek klorit- és dolomitképződéssel kapcsolatos átalakulása révén keletkeztek. A dolomitosodás elsősorban az *A* nyíl fölötti, a dolomit- és/vagy kloritképződés pedig a *B* nyíl közelébe eső vizekből valószínű.

ENGELHARDT (1973) szerint azok a formációvizek, amelyek vetületi pontjai a *12.21 ábra A* nyila alatt fekszenek, tehát, amelyek Na : Ca hányadosa kisebb 3,71-nél, nem tengervízből, hanem más folyamatok útján keletkeztek. Ca-szolgáltatás melletti Na-elvonást eredményezhet pl. az *albitosodás*, ám ez a diagenetikus folyamatokban eléggé ritka jelenség. A Ca-ban gazdag formációvizek nem feltétlenül kötődnek nagy mész- és gipsztartalmú kőzetekhez; általában az anionok összegének több mint 90 ekvivalens százalékát kitevő mennyiségű kloridot tartalmaznak, Ca-tartalmuk pedig igen gyakran az összkoncentrációjukkal együtt nő. Valószínű tehát, hogy *e vizek Na : Ca arányát az agyagoknak az oldat összkoncentrációjától függő báziskicserélő hatása határozza meg.* Mivel a koncentráció növekedése csökkenti a nagyobb vegyértékű ionoknak az agyagban való eloszlását, azok a pórusoldatban halmozódnak föl.

A Na^+ a diagenezis folyamán éppúgy oldatban marad, mint a Cl^-. Ezért *a nagy koncentrációjú konyhasós vizek általában a pórusvíz-diagenezis végtermékeinek tekinthetők.*

Az üledékben adszorbeált tengervíz diagenetikus átalakulása már igen korán, az üledékfelszín alatti néhány cm-nyi mélységben megkezdődik *(12.22 ábra)*. Igen vékony üledéktakaró képes tehát a pórusteret a szabad tengervíz befolyásától megóvni. BERNER (1964), SIEVER *et al.* (1965), FRIEDMAN *et al.* (1968) és ENGELHARDT (1973) szerint a még meg nem szilárdult tengeri üledékek pórusoldatainak Cl^--tartalma kb. 5%-kal nagyobb az üledék feletti tengervíz kloridtartalmánál. E pórusvizek Na/Cl hányadosa azonos a tengervízével; relatív K-tartalmuk azonban gyakran kétszerese annak. A (Ca + Mg):Cl, különösen pedig a Mg:Cl hányados lefelé gyorsan csökken; a SiO_2-tartalom viszont gyorsan — 0,1—4 ppm-ről 5—10 ppm-re — növekszik. A szulfáttartalom a Kaliforniai-öböl üledékeinek pórusvízében a mélységgel a H_2S javára csökken. A pórusoldatok 7,2—7,7 pH-ja általában alacsonyabb a tengervíz 8,0—8,2-es pH-értékeinél. Ezért a pórusoldatok a $CaCO_3$-ra túltelített tengervízzel szemben rendesen csak telítettek, vagy éppen telítetlenek.



12.22 ábra. Jelenkori tengeri üledékek pórusvizei szulfáttartalmának mélység szerinti változása a Csendes-óceán Santa Barbara-medencéjében, ENGELHARDT (1973) után

12.43 AZ Eh–pH VISZONYOK ALAKULÁSA

A mállás és üledékképződés adott koncentráció és adott nyomás mellett, vizes közegben végbemenő vegyi reakcióinak várható eredményét általában az ásványok stabilitási feltételeit ábrázoló diagramokkal szemléltetik (2.323 fejezetrész; *2.21, 2.22,* III. kötet, *27.1, 27.2, 28.3, 28.4 ábra*). Míg az oldott anyagnak egy adott szilárd testtel egyensúlyt tartó aktivitása kisebb 10^{-6} körülinél, addig a szilárd test immobilis alkotója környezetének (GARRELS—CHRIST 1965). Ez az üledék/víz határon vagy afelett érvényes érték azonban CURTIS—SPEARS (1968) szerint a betemetődést követően, a pórusterekben zajló diagenetikus folyamatoknál már 10^{-3}-ra emelkedik. A hematittal egyensúlyt tartó Fe^{3+}-aktivitás logaritmusa termodinamikailag csak a pH lineáris függvénye:

$$\log (Fe^{3+}) = -0{,}72 - 3\ \mathrm{pH}. \qquad (12.22)$$

A *2.22,* III. kötet, *27.1 és 27.2 ábrán* láthatóan az Fe^{3+} vizes oldatának stabilitásmezeje azonban lényegesen kisebb a Fe^{2+} és a Fe_2O_3 (a hematit) stabilitás-mezejénél. További hatással van a stabilitási mezőkre s a diagenezis ásványi termékeire a HS^- és a HCO_3^- anion aktivitása: ettől függ pl. a pirit- és a sziderit-kiválás erősödése.

A tengervíz pozitív Eh-jával és enyhén lúgos kémhatásával szemben a pórusvizeket általában negatív Eh és közel semleges pH jellemzi. Ennek következtében az oxidált mállási összletből felszabadult vagy a tengervízben, ill. az üledék/víz határon újonnan keletkezett ionok és szilárd testek a betemetődés során csaknem mindig redukálódnak. A diagenetikus ásványok képződésében azonban az Eh–pH viszonyokon kívül a környezet oldott HS^- és HCO_3^- anionjainak, valamint fémes kationjainak az aktivitása is igen nagy szerepet játszik (LEEDER 1982).

12.44 A STABIL IZOTÓPOK JELENTŐSÉGE

Egy kémiai elem izotópjai azonos magtöltéssel rendelkező (tehát azonos atomszámú), de a neutronok eltérő száma miatt különböző atomtömegű testek. A nagy atomsúlyú, s ezért radioaktív bomlásnak alávetett izotópokon kívül számos *stabil izotóp* is létezik, amelyek gyakorisága a természetben a vegyi reakciók általános feltételei szerint változik. Az oxigén három izotópjának légkörbeli %-os megoszlása pl. — EPSTEIN (1959) *in* LEEDER (1982) szerint:

$$^{16}O : {}^{17}O : {}^{18}O = 99{,}759 : 0{,}0374 : 0{,}2039\,. \qquad (12.23a)$$

A $^{18}O : {}^{16}O$ természetbeli aránya azonban ettől az aránytól kb. 10%-kal eltérhet. Ezért a könnyű és nehéz oxigént egyaránt tartalmazó vegyületek (pl. a víz) sajátságai nagyrészt az oxigénizotópok részarányától függnek.

A víz összetételét azonban az is bonyolítja, hogy másik alkotójának is két stabil izotópja van: az 1-es tömegszámú *közönséges hidrogén* (^1H) és a 2-es tömegszámú *deutérium* (^2H). Bár ez utóbbi részaránya átlagosan kb. csak 5000-ed része az ^1H-énak, dúsulása a kőolajban és a párolgó állóvizek felületén viszonylag könnyen kimutatható. A hidrogén- és oxigén-izotópok kombinációja alapján összesen nyolcféle ún. *nehézvíz* ismeretes. A nehézvíz mennyisége az esővízben és a jégben a legkisebb; az óceánvízben, állatokban növényekben és egyes ásványokban (pl. a kloritban) azonban a szárazföldi átlagvízeké fölé emelkedik.

A stabil izotópok szedimentológiai jelentősége abban van, hogy arányukból következtetni lehet az ásványok és a kőzetek képződésének és utólagos elváltozásainak viszonyaira. E célra leginkább a $^{13}C : {}^{12}C$ és a $^{18}O : {}^{16}O$ arányokat használják, úgy, hogy azokat egy standard minta megfelelő arányának δ-val jelölt ezrelékeiben fejezik ki (l. a III. kötet 31.23222. fejezetrészét is). Pl.:

$$\delta^{13}C‰ = \frac{^{13}C/^{12}C\ (\mathrm{minta}) - {}^{13}C/^{12}C\ (\mathrm{standard})}{^{13}C/^{12}C\ (\mathrm{standard})}\, 10^3. \qquad (12.23b)$$

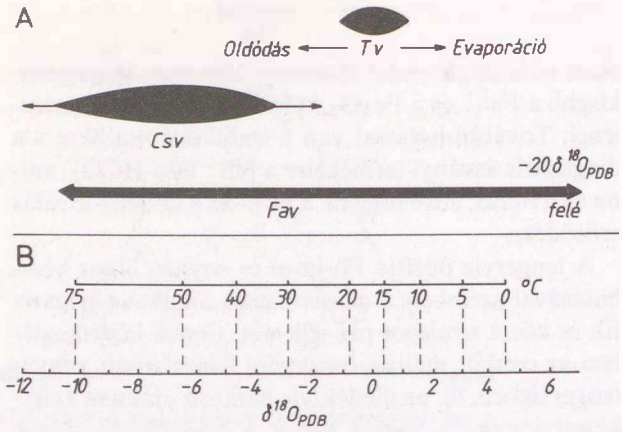
Pozitív δ-érték a nehéz, negatív δ-érték a könnyű izotóp dúsulását jelzi. Karbonátos kőzeteknél és ásványoknál mind a szén, mind az oxigén izotópjaira a PDB-standardot — vagyis a kréta időszaki *Pee Dee Formáció* belemniteseiből készült preparátumot — alkalmazzák, úgy, hogy annak $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ értékét egyaránt zérónak veszik.

Víznél és más oxigéntartalmú ásványoknál viszont a *standard átlagos óceánvízből* (standard mean ocean water = SMOW) indulnak ki, s a mintának a deutérium (^2H), ill. nehéz oxigén (^{18}O) arányát a tengervíz deutérium, ill. ^{18}O arányának százalékában fejezik ki:

$$\delta^2H\% = \frac{^2H/^1H\ (\mathrm{minta}) - {}^2H/^1H\ (\mathrm{tengervíz})}{^2H/^1H\ (\mathrm{tengervíz})}\, 100, \qquad (12.24)$$

illetve:

$$\delta^{18}O\% = \frac{^{18}O/^{16}O\ (\mathrm{minta}) - {}^{18}O/^{16}O\ (\mathrm{tengervíz})}{^{18}O/^{16}O\ (\mathrm{tengervíz})}\, 100. \qquad (12.25)$$



12.23 ábra. **A:** A természetes vizek $\delta^{18}O$-értékeit befolyásoló tényezők HUDSON (1977) szerint

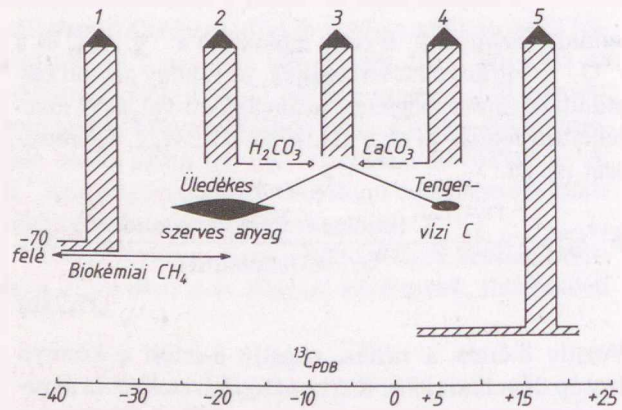
B: A két alsó vonal azt mutatja, hogy a $\delta^{18}O_{SMOW} = 0$ értékkel jellemzett átlagos tengervízből *(Tv)* különböző hőmérsékleteken milyen $\delta^{18}O_{PDB}$ értékű karbonátok csapódnak ki

Csv = Csapadékvíz, amelynek viszonylagos nehézvíz-tartalma a sarkok felé haladva és a tszf.-i magasság növekedésével a párolgás csökkenése és a „könnyű víz" ($H_2{}^{16}O$) visszamaradása következtében csökken. — *Fav* = Felszín alatti vizek, amelyek viszonylagos nehézvíz-tartalma a hőmérséklettel és a koncentrációval növekszik.

összetételét azonban csak kb. 1‰-es korrekcióval lehet a pleisztocén előtti korokra extrapolálni, mivel a könnyű izotópokban dús víz jelentékeny része a glaciális jégtakarókban halmozódott fel. A tengervíz elpárolgásából származó esővíz ^{18}O-ra telítetlen, s ezért $\delta^{18}O$-értéke is negatív. Ezzel szemben a tengervíz besűrűsödése után hátramaradt sósvízek ^{18}O-ban gazdagabbak, és $\delta^{18}O$-értékük is pozitív. A mélységi formációvizek — betemetődésük következtében — bonyolultabb változásoknak vannak alávetve, mint a tengervíz, s ezért izotópösszetételük is változatosabb.

A $CaCO_3$-ban több ^{18}O halmozódik fel, mint abban a vízben, amelyből kicsapódott, s ez a folyamat negatívan hőmérsékletfüggő. A tengeri karbonátok képződésére ennek alapján felállítható őshőmérsékleti skála hitelét csupán az csökkenti, hogy a késő-diagenetikus karbonátok $\delta^{18}O$-értéke a betemetődés okozta hőmérséklet-növekedés miatt ugyancsak csökkenő tendenciájú.

A C-izotópok üledékbeli eloszlásának a PDB-standardtól való eltérését az izotópoknak a fotoszintézis-



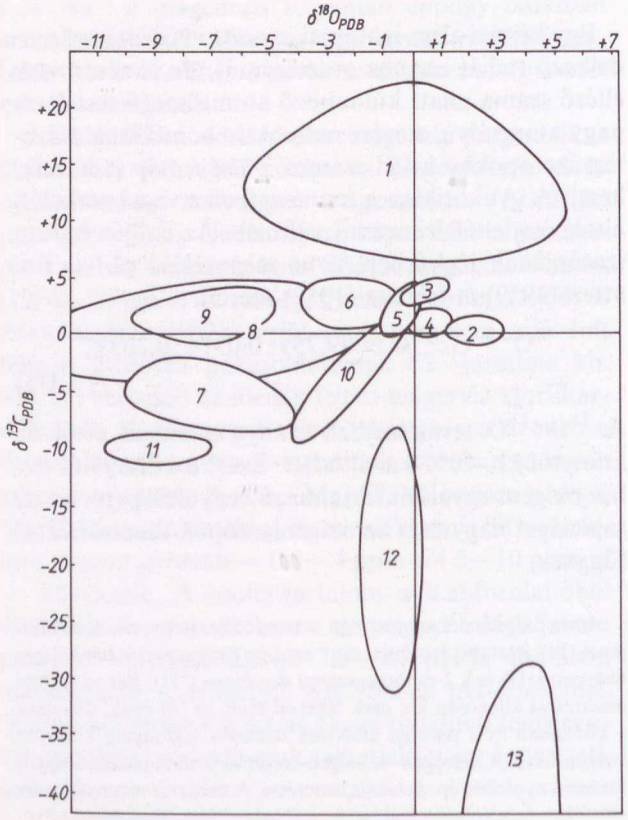
12.24 ábra. A természetes vizekből kicsapódott $CaCO_3$ C-izotóp értékeit befolyásoló tényezők HUDSON (1977) szerint

1. Fermentációs eredetű CH_4 oxidációjával keletkezett „könnyű" CO_2. — *2.* Kémiai egyensúly nélküli oxidáció. — *3.* Talajbeli mállás. — *4.* Oldódás/kicsapódás. — *5.* Fermentációs eredetű „nehéz" CO_2.

A SMOW-nak a PDB-skálán $\delta^{18}O = -30{,}8$ érték felel meg, s a két standard értékeit a következő egyenlőség segítségével lehet egymásba átszámítani:

$$\delta^{18}O_{(SMOW)} = 1{,}31\,\delta^{18}O_{(PDB)} + 30{,}8. \quad (12.26)$$

Az üledékes kőzetek képződési körülményeinek izotópos megvilágítása azon a tényen alapul, hogy a természetes vizek $CaCO_3$-kiválásaiba beépülő oxigén izotópösszetétele a vizes fázis összetételétől és a hőmérséklettől függ. A természetes vizek izotópösszetételét nagyrészt az szabja meg, hogy a „könnyű" $^1H_2{}^{16}O$ illékonyabb, mint a $^2H_2{}^{18}O$. A jelenkori tengervíz izotópösszetétele eléggé szűk határok között ingadozik;



12.25 ábra. A $CaCO_3$-tartalmú üledék, kőzet és kötőanyag származására utaló $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ diagram HUDSON (1977) szerinti értelmezése

1. Nagy $\delta^{13}C$-jű kötőanyag. — *2.* Mélységi mészkő. — *3.* Sekély betemetődéssel kapcsolatos kötőanyag. — *4.* Pelágikus mésziszap. — *5.* Karbonátüledék. — *6.* Krétakőzet. — *7.* Édesvízi mészkő. — *8.* Tengeri mészkő. — *9.* Késő-diagenetikus cement. — *10.* Bermudai pleisztocén mészkő. — *11.* Európai talajokból származó kalcit. — *12.* Korai diagenetikus konkréciók. — *13.* Metánból származó cement.

hez kapcsolódó biokémiai szétkülönülése okozza. A légköri CO_2 $\delta^{13}C$-értéke -7, a növényeké viszont ennél kb. 2‰-kal kisebb, mivel a mozgékonyabb $^{12}CO_2$ molekulák gyakrabban ütköznek a fotoszintézist végző rendszerekhez, mint a nehezebb $^{13}CO_2$ molekulái. A szárazföldi növények $\delta^{13}C$-értéke ezért kb. -24. Hogy a szerves savakban és tengeri karbonátokban levő könnyű C-izotópok reakciói révén valóban „könnyű" $CaCO_3$-csapadékok jönnek létre, azt a talajbeli mészkonkréciók és az édesvízi diagenezis övébe került tengeri karbonátok $\delta^{13}C$-értékei bizonyítják:

Tengeri karbonát		*Szerves eredetű* CO_2		
$CaCO_3$	+ H_2CO_3	→	$Ca(HCO_3)_2$.	(12.27)
$\delta^{13}C \approx 0$	$\delta^{13}C \approx -24$		$\delta^{13}C \approx -12$	

A $Ca(HCO_3)_2$-nek talaj-eredetű CO_2-vel való további reakciója révén a $\delta^{13}C$-érték ismét -24 felé közeledik; az atmoszferikus CO_2-vel való vegyülése viszont a δ^{13}-értéket -9-ig növeli.

A marsh-ok és sekélytengerek szerves anyagban dús iszapjának bakteriális fermentációja (III. kötet, 31. fejezet) révén keletkezett biogén metán $\delta^{13}C$-értéke -80-ig süllyedhet. Könnyű ^{12}C izotópjai azonban a belőle oxidációval keletkező CO_2-n keresztül a $CaCO_3$ rácsaiba épülhetnek be. Ennek ellentéteként a fermentációs eredetű „súlyos" HCO_3-maradék nehéz karbonátkiválást tesz lehetővé (Curtis 1977 *in* Leeder 1982).

E folyamatoknak a *12.23—12.25 ábrán* látható összegzése egyúttal a diagenetikus kicsapódás környezeti viszonyainak a meghatározását is lehetővé teszi.

A stabil izotópok tanulmányozásának Leeder (1982) szerint három gyönge pontja van:

a) az izotóp kristályosodás utáni iondiffúziója (ezt rendesen figyelmen kívül hagyják);

b) az egyedi ásvány-reakcióknak „teljes kőzet" elemzések alapján való értelmezése (ezt ma már a kőzet felaprítása utáni ásványelkülönítéssel megoldották);

c) az óceánok mezozóikum előtti izotóp-összetételének bizonytalansága (ez viszont megoldhatatlan).

12.5 A FOLK-FÉLE DIAGENETIKUS TARTOMÁNYOK

A pórusvizek sajátságai alapján Folk (1973) a diagenezisnek *(1)* csapadékvíz- és *(2)* tengervíz-befolyásolta, valamint *(3)* betemetődési tartományait különbözteti meg. A csapadékvíz-befolyásolta tartományt pedig *(1a)* vadózus *(1b)* freatikus zónára bontja.

A vadózus öv a szárazulatok talajvíztükre fölött helyezkedik el. A légköri gázok felé nyitott pórusterét a víz csak részben tölti ki. Pórusfolyadékai pozitív Eh-júak. Felszínközeli részének diagenezisét a talajszint (pedoszféra) biogén folyamatai vezérlik.

A freatikus öv a szárazulatok talajvíztükre alatt következik. A szemcseközi hézagokat teljesen kitöltő pórusfluidumok a folyó- és állóvizek közelében állandó kölcsönhatásban vannak azok édes- vagy sósvízével. Eh-juk negatív, nyomásuk és hőmérsékletük azonban nem tér el lényegesen a föld színén uralkodótól. Áramlásuk a vízutánpótlás és a párolgás arányától s a vízrekesztő fekü lejtésétől függő helyi potenciálkülönbségek eredménye. Bár összetételük a felszín alatt töltött időtartamnak megfelelően változik, az erős párolgású, arid területek kivételével nem nagyon távolodik el a csapadékvízétől.

A *tengervíz-befolyásolta tartomány* a keskeny árapályközi övön át kapcsolódik a csapadékvíz-uralta tartományhoz; ezen övet a csapadék- és a tengervíz keveredése jellemzi. Távolabb azonban már a teljes pórusteret óceáni víz tölti ki. A nyomás és a hőmérséklet a földfelszínihez hasonló. A tengerfenéknek azonban csak a szabad tengervízzel közvetlenül érintkező, igen vékony rétege pozitív Eh-jú; az ez alatti pórusvizek általában redukálóak. A pórusvíz összetétele erősen függ a bakteriális oxidációtól, ill. redukciótól. A stagnáló vizű tengermedencék üledékei euxin jellegűek. A mélységi vizeknek az uralkodó szelek nyomására bekövetkező feláramlásai mentén foszfátok rakódnak le (III. kötet, 29.3—29.5 fejezet). A mély óceánoknak különösen az aktív tágulással jellemzett részein a felsőköpenyből származó exhalációk és hidrotermák befolyásolják a pórusvíz összetételét (III. kötet, 27.2 és 28.71 fejezet; *27.4, 28.24* és *28.25 ábra*).

A betemetődési tartomány a legmélyebb és legterjedelmesebb, de legkevésbé ismert diagenetikus környezet. Bár mind a tengeri, mind a csapadék uralta vizekhez átmenetekkel kapcsolódik, vizei mindkét tartomány vizeitől lényegesen különböznek. Nem vesznek részt a csapadékvíz körforgásában; nyomásuk és hőmérsékletük a felszínit sokszorosan meghaladja. Ezek további növekedésével a diagenezist a metamorfózis váltja fel.

12.6 AZ EPIGENEZIS

Ezzel a szóval a mélységekből ismét a vadózus vagy freatikus övbe került kőzetnek a kiinduló anyag összetételétől, porozitásától, a benne mozgó vízáramlás erősségétől, kémhatásától, oxidatív vagy reduktív jellegétől, bakteriális aktivitásától, hőmérsékletétől és még sok más helyi tényezőtől függő, *utólagos* elváltozásait jelöljük. Ezen elváltozások, a felszínközel fiziko-kémiai viszonyai között stabilis új ásványok képződése (pl. a pirit limonitosodása) és a porozitás növekedése révén, *általában* a tömörödés és a diagenezis ellenében hatnak. Ezért — bár ennek ellenpéldáival is találkozunk — az epigenezist sokan *retrográd diagenezis*nek tekintik. Még nehezebb az epigenezisnek a gyakran tektonikus, vulkáni vagy tömegmozgási folyamatokkal megindított felszíni mállás és talajképződés (2.3—2.5. fejezet) *hipergén* jelenségeitől való elkülönítése.

IRODALOM

ADAMS, J. E. 1953: Non-reef limestone reservoirs. — *AAPG Bull.*, **37**, 2566—2569.

ADAMS, J. E.—RHODES, M. L. 1960: Dolomitization by seapage refluxion. — *AAPG Bull.*, **44**, 1912—1920.

ALPERN, B. 1964: Un exemple intéressant de houillification dans la bassin Lorraine et ses prolongements. — *In:* HOBSON, G. D.—LOUIS, M. C. (eds): *Advances in Organic Geochemistry.* — London: Pergamon, 129—146.

ANDRÉE, K. 1909: Über einige Vorkommen von Flußspat in Sedimenten, nebst Bemerkungen über Versteinerungsprozesse und Diagenese. — *Tschermaks Miner. Petr. Mitteil.*, **28**, 535—556.

ANDRÉE, K. 1911: Die Diagenese der Sedimente, ihre Beziehungen zur Sedimentbildung und Sedimentpetrographie. — *Geol. Rundschau*, **2**, 61—74, 117—130.

ASCHENBRENNER, B. C.—ACHAUER, C. W. 1960: Minimum conditions for migration of oil in water-wet carbonate rocks. — *AAPG Bull.*, **44**, 235—243.

BALOGH K. 1971: Az üledékes karbonátkőzetek porozitása. — *In:* BALOGH K. *et al.: Jelentés az OKGT részére 1971-ben végzett munkáról.* — Szeged: JATE Földtani és Őslénytani Tanszék. (Kézirat, 72—161.)

BALTZER, F. 1982: La sédimentation et la diagenèse précoce sur les côtes à mangrove en aval des massifs ultrabasiques en Nouvelle Calédonie. — *Cal. ORSTOM, sér. géol.*, **12**, 2, 1981—1982.

BARKER, C. 1972: Aquathermal pressuring — role of temperature in development of abnormal-pressed zones. — *AAPG Bull.*, **56**, 2068—2071.

BATHURST, R. G. C. 1964: The replacement of aragonite by calcite in the molluscan shell wall. — *In:* IMBRIE, J.—NEWELL, N. (eds): *Approaches to Paleoecology.* — New York: Wiley, 357—376.

BATHURST, R. G. C. 1966: Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. — *Geol. Journ.*, **5**, 15—32.

BATHURST, R. G. C. 1971, 1975: *Carbonate Sediments and their Diagenesis.* — Amsterdam: Elsevier, 620 p.

BÁRDOSSY GY. 1977: *Karsztbauxitok. — Bauxittelepek karbonátos kőzeteken.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 413 p.

BERNER, R. A. 1964: An idealized model of dissolved sulfate distribution in recent sediments. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 1497—1503.

BERNER, R. A. 1971: *Principles of Chemical Sedimentology.* — New York: McGraw-Hill.

BERNER, R. A. 1980: *Early Diagenesis: A Theoretical Approach.* — Princeton, N. J.: Princeton Univ. Press.

BILLINGS, G. K.—HITCHON, B.—SHAW, D. R. 1969: Geochemistry and origin of formation waters in the Western Canada Sedimentary Basin, *2:* Alkali metals. — *Chem. Geol.*, **4**, 211—223.

BISSELL, H. J. 1959: Silica in sediments of the Upper Paleozoic of the Cordilleran area. — *In: Silica in Sediments.* — *SEPM Spec. Publ.*, **7**, 150—185.

BRADLEY, W. F. 1961: Diagenesis en sedimentos. — *Anales Edafol. Agrobiol. (Madrid)*, **20**, 99—105.

BREHLER, B. 1951: Über das Verhalten gepresster Kristalle in Lösung. — *N. Jb. Miner. Mh.*, **1951**, 110—131.

BRINKMANN, R. 1961: *Abriss der Geologie I.* — *Allgemeine Geologie.* — Stuttgart: Enke, 520 p.

BROWN, C. E.—THAYER, T. P. 1963: Low-grade mineral facies in Upper Triassic and Lower Jurassic of the Aldrich Mountains, Oregon. — *J. Sed. Petr.*, **33**, 413—425.

CAYEUX, L. 1897: Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. — *Mém. Soc. Géol. Nord*, **4**, 2, 1—589.

CAYEUX, L. 1922: *Les minerais de fèr oolithique de France. 2. Minerais de fèr secondaires.* — Paris: Imprimerie Nationale, 1051 p.

CHILINGAR, G. V.—BISSELL, H. J.—WOLF, K. H. 1967: Diagenesis of Carbonate Rocks. — *In:* LARSEN, G.—CHILINGAR, G. (eds): *Diagenesis in Sediments.* — Amsterdam: Elsevier, 179—332.

CHILINGAR, G. V.—ZENGER, D. H.—BISSELL, H. J.—WOLF, K. H. 1979: Dolomites and dolomitization. — *In:* LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks. — *Developments in Sedimentology*, **25A**, 425—536. — Amsterdam, etc.: Elsevier.

CHOQUETTE, P. W.—PRAY, L. C. 1970: Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. — *AAPG Bull.*, **54**, 207—250.

CLEMENTE, R. R.—SUNAGAWI, I. 1982: Crystal growth processes in sedimentary environments. — *Estudios Geol.*, **38**, 3/4.

COLLINS, A. G. 1980: Oilfield brines. — *In:* HOBSON, G. D. (ed.): *Developments in Petroleum Geology — 2.* — London: Applied Science Publ., 139—187.

CONOLLY, J. R. 1965: The occurrence of polycrystallinity and undulatory extinction in quartz in sandstones. — *J. Sedim. Petrol.*, **35**, 116—135.

COOMBS, D. S.—ELLIS, A. J.—FYFE, W. S.—TAYLOR, A. M. 1959: The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **17**, 53—107.

CORRENS, C. W. 1939: Die Sedimentgesteine. — *In:* BARTH, T. F. W.—CORRENS, C. W.—ESKOLA, P. (eds): *Die Entstehung der Gesteine.* — Berlin: Springer, 116—262.

CORRENS, C. W. 1950: Zur Geochemie der Diagenese. *I.* Das Verhalten von $CaCO_3$ und SiO_2. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **1**, 49—54.

CORRENS, C. W.—STEINBORN, W. 1959: Experimente zur Messung und Erklärung der sogenannten Kristallisationskraft. — *Zeitschr. Kristallogr.* (*A*), **101**, 117—133.

CURTIS, C. D. 1977: Sedimentary geochemistry: environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. — *Phil. Trans. R. Soc. London.*, (*A*), **286**, 353—372.

CURTIS, C. D.—SPEARS, D. A. 1968: The formation of sedimentary iron minerals. — *Econ. Geol.*, **63**, 257—270.

DAPPLES, E. C. 1959: The behavior of silica in diagenesis. — *SEPM Spec. Publ.*, **7**, 36—54.

DAPPLES, E. C. 1962: Stages of diagenesis in the development of sandstones. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, **73**, 913—934.

DAPPLES, E. C. 1967: Diagenesis of sandstones. — *In:* LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments.* — Amsterdam: Elsevier, 90—122.

DAPPLES, E. C. 1979: Diagenesis in sandstones. — *In:* LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks.* — Amsterdam: Elsevier, 31—99.

DE BOER, A. B. 1977: On the thermodynamics of pressure solution — interaction between chemical and mechanical forces. — *Geochim. Cosmochim Acta*, **41**, 249—256.

DEVERIN, L. 1924: L'étude lithologique des roches sédimentaires. — *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, **4**, 29—50.

DUNOYER DE SEGONZAC, G. 1964: Les argiles du Crétacé supérieur dans la bassin de Douala (Cameroun): problèmes de diagenèse. — *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace—Lorraine*, **17**, 287—310.

DUNOYER DE SEGONZAC, G.—FERRERO, G.—KUBLER, B. 1967: Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimétamorphisme. — *Proc. Internat. Sediment. Congr. 7th.* — Edinburgh: Reading, 1—4.

DURNEY, D. W. 1976: Pressure-solution and crystallisation deformation. — *Phil. Trans. R. Soc. London*, **283**, 229—240.

EADES, J. L.—GRIM, R. E. 1960: The reaction of hydrated lime with pure clay minerals in soil stabilization. — *In:* GRIM, R. E. 1962: *Applied Clay Mineralogy.* — New York: McGraw-Hill, 462 p.

ENGELHARDT, W. V. 1973: *Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen.* — Stuttgart: Schweizerbart, 378 p.

EPSTEIN, S. 1959: The variations of the O^{18}/O^{16} ratio in nature and some geological implications. — *In:* ABELSON, P. H. (ed.) *Recherches in Geochemistry.* — New York: Wiley, 217—240.

ERDÉLYI M. 1973: A magyar medence hidrodinamikája. — *VITUKI 1973. évi tud. napok. II. ülésszak: A felszín alatti vizek hidrológiája és hidrodinamikája*, 1—40.

ESQUEVIN, J. 1969: Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. — *Bull. Centre Rech. Pau S. N. P. A.*, **3**, 147—154.

FAIRBRIDGE, R. W. 1967: Phases of diagenesis and authigenesis. — *In:* LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments.* — Amsterdam: Elsevier, 503—521.

FAURE, G. 1977: *Principles of Isotope Geology.* — New York: Wiley.

FERSZMAN, A. E. 1922: *Geohimija Rosszii.* — Petrograd: Geohimtchizdat.

FOLK, R. L. 1973: Carbonate petrography in the post-Sorbian age. — *In:* GINSBURG, R. N. (ed.): *Evolving Concepts in Sedimentology.* — 115—158. — Baltimore: Johns Hopkins Press.

FRIEDMAN, G. M.—FABRICAND, B. P.—IMBIBO, E. S.—BREY, M. E.—SANDERS, J. E. 1968: Chemical changes in interstitial waters from continental shelf sediments. — *J. Sedim. Petrol.*, **38**, 1313—1319.

FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970: *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Stuttgart: Schweizerbart, 784 p.

GARRELS, R. M.—CHRIST, C. L. 1965: *Solutions, Minerals and Equilibrium.* — New York: Harper & Row, 450 p.

GORANSON, R. W. 1940: Physics of stressed solids. — *J. Chem. Phys.*, **8**, 323—334.

GRAF, D. L.—MEENTS, W. F.—FRIEDMAN, J.—SHIMP, N. P. 1966: The origin of saline formation waters *III.*: Calcium chloride waters. — *Illinois State Geol. Surv. Circ.*, **397**, 60 p.

GRIM, R. E. 1955: *Clay Mineralogy.* — New York: McGraw Hill, 384 p.

GRIM, R. E. 1958: Concept of diagenesis in argillaceous sediments. — *AAPG Bull.*, **42**, 246—253.

GÜMBEL, C. W. v. 1868: *Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. 2. Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern.* — Kassel: Fischer, 700 p.

GÜMBEL. C. W. v. 1888: *Grundzüge der Geologie.* — Kassel: Fischer, 1144 p.

HAUG, E. 1907: *Traité de géologie.* **1—2.** — Paris.

HAY, R. L. 1966: Zeolites and zeolite reactions in sedimentary rocks. — *Geol. Soc. Am. Spec. Papers*, **85**, 1—130.

HEDBERG, H. D. 1974: Relation of methane generation to undercompacted shales, shale diapirs and mud volcanoes. — *AAPG Bull.*, **58**, 666—673.

HOHLT, R. B. 1948: The nature and origin of limestone porosity. — *Colorado School of Mines Quart.*, **43**, 4, 1—51.

HUDSON, J. D. 1977: Stable isotopes and limestone lithification. — *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, **133**, 637—660.

HUMMEL, K. 1922: Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (= submarine Gesteinszersetzung). — *Geol. Rdschau*, **13**, 40—81.

IIJIMA, A.—UTADA, M. 1966: Zeolites in sedimentary rocks with reference to the depositional environments and zonal distribution. — *Sedimentology*, **7**, 327—357.

JUHÁSZ J. 1976: *Hidrogeológia.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 767 p.

KALEY, M. E.—HANSON, R. F. 1955: Laumontite and leonhardite cement in Miocene sandstone from a well in San Joaquin Valley, California. — *Amer. Miner.*, **40**, 923—925.

KELLER, W. D. 1963: Diagenesis in clay minerals — a review. — *Proc. Nat. Conf. Clays Clay Minerals.* — *Clays Clay Miner.*, **11**, 136—157. — Oxford: Pergamon.

KELLER, W. D. 1964: Processes of origin and alteration of clay minerals. — *In:* RICH, C. I.—KUNZE, G. W. (eds): *Soil Clay Mineralogy: A Symposium.* — Chapel Hill: Univ. North Carolina Press, 3—76.

KESSLER, P. 1922: Über Lochverwitterung und ihre Beziehungen zur Metharmose (Umbildung) der Gesteine. — *Geol. Rdschau*, **12**, 237—270.

KOSSOVSKAYA, A. G.—SHUTOV, V. D. 1958: Zonality in the structure of terrigene deposits in platform and geosynclinal regions. — *Eclogae geol. Helv.*, **51**, 656—666.

KOSSZOVSZKAJA, A. G.—SUTOV, V. D. 1963: Facii regional'-nogo epigeneza i metageneza. — *Izveszt. Ak. Nauk SzSzSzR, Szer. Geol.*, **1963**, 7, 3—18.

KRAUSKOPF, K. B. 1979: *Introduction to Geochemistry.* New York: McGraw-Hill. (2. kiadás.)

KRUMBEIN, W. C,—SLOSS, L. L. 1963: *Stratigraphy and Sedimentation.* — San Francisco: Freeman, 660 p. (2. kiadás,)

KÜBLER, B. 1964: Les argiles indicateurs de métamorphisme. — *Rev. Inst. Franç. Petrole*, **19**, 1093—1112.

KÜBLER, B. 1967: Anchimétamorphose et schistosité. — *Bull. Centre Rech. Pau S. N. P. A.*, **1**, 259—278.

KÜBLER, B. 1968: Évaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. État des progrès realisés des dernières années. — *Bull. Centre Rech. Pau S. N. P. A.*, **2**, 385—397.

LEE, W. H. K.—UYEDA, S. 1965: Review of heat flow data. — *In:* LEE, W. H. K. (ed.): *Terrestrial Heat Flow.* — *Geophys. Monogr.* **8.** — Washington, D. C.: Amer. Geophys. Union, 87—190.

LEEDER, M. R. 1982: *Sedimentology. — Process and Product.* — London: G. Allen & Univ., 258—302.

LEGALL, F. D.—BARNES, CH. R.—MACQUEEN, R. W. 1981: Thermal maturation, burial history and hotspot development in Paleozoic strata of Southern Ontario–Quebec, from Conodont and Acritarch colour alteration studies. — *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, **29,** 4, 492—539.

LOGVINENKO, N. V. 1968: *Posztdiageneticseszkie izmenenija oszadocsnüh porod.* — Leningrad: Nauka, 88—91.

MATING B. 1971: Porózus kőzetek tekervényességének vizsgálata diffúziós modellel. — *Kőolaj és Földgáz*, **4,** 11, 336—341.

MILLOT, G. 1959: Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. — *Geol. Appl. Prosp. Minière*, **2,** 2/4, 1—352.

MILLOT, G. 1964: *Géologie des Argiles.* — Paris: Masson, 499 p. (*Angolul:* 1970: *Geology of Clays.* — New York: Chapman & Hall, 429 p.)

MÜLLER, G. 1967: Diagenesis in argillaceous sediments. — *In:* LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments.* — *Developments in Sedimentology*, **8,** — Amsterdam: Elsevier, 127—177.

MÜLLER, G. 1970: Silt- und Tongesteine. — *In:* FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. (eds): *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Stuttgart: Schweizerbart, 130—274.

ORME, G. R.—FAIRBRIDGE, R. W. 1978: Diagenesis. — *In:* FAIRBRIDGE, E. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 252—256.

PACKHAM, G. H.—CROOK, K. A. W. 1960: The principle of diagenetic facies and some of its implications. — *Jour. Geol.*, **68,** 392—407.

PERRODON, A. 1980: *Géodynamique pétrolière.* — *Bull. Centr. Rech. Explor.—Product. Elf-Aquitaine*, **4,** — Paris: Masson, 381 p.

PETTIJOHN, F. J. 1949, 1957, 1975: *Sedimentary Rocks.* — New York: Harper. (1., 2. és 3. kiadás.)

PETTIJOHN, F. J.—POTTER, P. E.—SIEVER, R. 1972: *Sand and Sandstone.* — New York: Springer, 618 p.

POWERS, M. C. 1959: Adjustment of clays to chemical change and the concept of equivalence level. — *Clays Clay Miner., Proc. Nat. Conf. Clays and Clay Minerals*, **6,** 309—326.

POWERS, M. C. 1967: Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. — *AAPG Bull*, **51,** 1240—1254.

PURDY, E. G. 1963: Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. — *Jour. Geol.*, **71,** 334—355.

PURSER, B. H. 1980: *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents.* — Paris, 366 p.

PUSZTOVALOV, L. V. 1940: *Petrografija oszadocsnüh porod.* — Moszkva: Gosztoptehizdat, 420 p.

RAAM, A. 1968: Petrology and diagenesis of Broughton sandstone (Permian), Kiama district, New South Wales. — *Jour. Geol. Petr.*, **38,** 319—331.

ROEDDER, E. 1979: Fluid inclusion evidence on the environments of sedimentary diagenesis. A review. — *In:* SCHOLLE, P. A.—SCHLUGER, P. R. (eds): *Aspects of Diagenesis.* — *SEPM Spec. Publ.*, **26,** 89—108.

RUCHIN, L. B. 1958: *Grundzüge der Lithologie.* — *Lehre von den Sedimentgesteinen.* — Berlin: Akademie Verlag, 806 p.

SCHMIDT, V.—MCDONALD, D. A. 1979: The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. — *In:* SCHOLLE, P. A.—SCHLUGER, P. R. (eds): *Aspects of Diagenesis.* — *SEPM Spec. Publ.*, **26,** 175—208.

SCHÜLLER, A. 1961: Die Druck-, Temperatur- und Energiefelder der Metamorphose. — *N. Jb. Miner. Abh.*, **96,** 250—290.

SIEVER, R.—BECK, K.—BERNER, R. 1965: Composition of interstitial waters of modern sediments. — *Jour. Geol.*, **73,** 39—73.

SITTER, L. U. DE 1947: Diagenesis of oil field brines. — *AAPG Bull.*, **31,** 2030.

SVECOV, M. SZ.1948: *Petrografija oszadocsnüh porod.* — Moszkva: Goszgeoltehizdat.

STRAKHOW, N. M. 1967: *Principles of Lithogenesis.* **I.** — Edinburg: Oliver & Boyd, 245 p.

SZTRAHOV, N. M.1956: On understanding diagenesis. — *In:* SZTRAHOV, N. M. (ed.): *Questions on the Mineralogy of Sedimentary Rocks.* — Lvov: Lvov Univ. Press.

SZTRAHOV, N. M. 1960: *Osznovü teorii litogeneza.* **I.** — Moszkva: Izd-vo Ak. Nauk.

SZTRAHOV, N. M.—LOGVINENKO, N. V. 1959: O sztadijah oszadnogo porodoobrazovanija i ih naimenovanii. — *Dokl. AN SzSzSzR*, **125,** 2, 389—392.

TAYLOR, J. H. 1964: Some aspect of diagenesis. — *Advance Sci., London*, **22,** 419—436.

TEODOROVICS, G. I. 1954: Oszadocsnüe geohimicseszkie facii po profilju okiszlitel'no—vossztanovitel'nogo potenciala. — *Dokl. AN SzSzSzR*, **16,** 3.

TEODOROVICS, G. I. 1958: *Autogennüe mineralü oszadocsnüh porod.* — Moszkva: Izd. AN SzSzSzR. (AN SzSzSzR, Inszt. Nefti), 224 p.

TEODOROVICH, G. I. 1961: *Authigenic Minerals in Sedimentary Rocks.* — New York: Consultants Bureau, 120 p.

TISSOT, B. P.—WELTE, D. H. 1978: *Petroleum Formation and Occurrence.* — New York: Springer, 538 p.

TWENHOFEL, W. H. 1926: *Treatise on Sedimentation.* — New York: Dover, 926 p.

TWENHOFEL, W. H. 1950: *Principles of Sedimentation.* — New York: McGraw-Hill, 673 p.

VADÁSZ E. 1955: *Elemző földtan.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 516 p.

VAN HISE, C. R. 1904: A treatise on metamorphism. — *U. S. Geol. Surv. Monogr.*, **47,** 1286 p.

VASSZOJEVICS, N. B. 1962: Escse o terminah dlja oboznacsenija sztadij i etapov litogeneze. — *Trudü* VNIGRI, **190,** *Geol. szv. 7,* 220—243.

VENDL A. 1951: *Geológia I.* — Budapest: Tankönyvkiadó, 654 p.

WALTHER, J. 1894: *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft.* **3.** *Lithogenesis der Gegenwart.* — Jena: Fischer, 1036 p.

WEAVER, C. E. 1958: A discussion of the origin of clay minerals in sedimentary rocks. — *Nat. Acad. Sci., Publ.*, **566,** 159—173.

WEAVER, C. E. 1959: The clay petrology of sediments. — *Proc. Nat. Conf. Clay and Clay Minerals. — 6th Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council, Publ.*, 154—187.

WEAVER, C. E. 1960: Possible uses of clay minerals in search for oil. — *AAPG Bull.*, **44,** 1505—1518.

WETZEL, W. 1923: Sedimentpetrographie. — *Fortschr. Miner. Krist. Petrogr.*, **8,** 101—198.

WEYL, P. K. 1959: Pressure solution and the force of crystallization — a phenomenological theory. — *J. Geophys. Res.*, **64,** 2001—2025.

WINKLER, H. G. F. 1967: *Die Genese der metamorphen Gesteine.* — Heidelberg: Springer, 237 p. (2. kiadás.)

WOLF, K. H. 1965: Petrogenesis and palaeoenvironment of Devonian algal limestones of New South Wales. — *Sedimentology*, **4,** 113—173.

13. A TÖRMELÉKES ÜLEDÉKEK DIAGENEZISE

BÉRCZI ISTVÁN, JÁMBOR ÁRON ÉS BALOGH KÁLMÁN

13.1 A VIZSGÁLATI MÓDSZEREK ÁTTEKINTÉSE

Tudománytörténeti tény, hogy a karbonát- és evaporit-diagenezis tanulmányozásának kezdete megelőzte a törmelékes üledékekét. Az e tekintetben az utolsó évtizedekben bekövetkezett változást a szénhidrogén-bányászatnak a tárolókőzetek tulajdonságai iránti érdeklődése idézte elő azzal, hogy új vizsgálati technikák kifejlesztésének ösztönzésével az anyag finom részleteit is megvilágító módszerek alkalmazását tette lehetővé. A jelenségek leírásának ez a reneszánsza azonban — a klasztikus diagenezis sokrétűségénél fogva — sokáig csak az „esettörténetek" számának gyarapodását eredményezte. A törmelékes diagenezis egységes elmélete és nevezéktana azonban mindmáig nem szilárdult meg (12.2. fejezet). Ennek ellenében hatott az agyagkövek és a homokkövek kőzettéválásának túlságosan merev elkülönítése is (LEEDER 1982), pedig az utóbbiak póruskitöltő cementjének kialakulásához szükséges fluidumok és ionok java része nyilvánvalóan az agyag(os) kőzetek tömörödéséből származik.

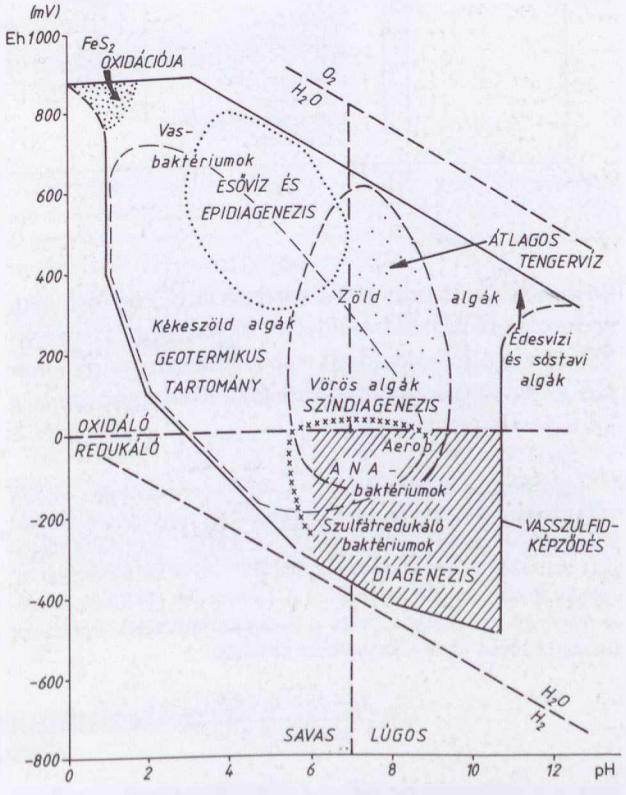
Gyakorlati hasznosságán túl a diagenezis tanulmányozásának a törmelékes kőzetek ésszerű osztályozásában is jelentős szerepe van. A törmelékes kőzet összetétele ui. nemcsak a lepusztulási területnek, a szállító erőknek, a lerakódás helyének és módjának, hanem a diagenezis lefolyásának („történetének") is függvénye. Ebben pedig a durvább szemcsék mellett a póruskitöltő alap- és kötőanyag is fontos szerepet játszik.

A kőzettéválási folyamatokat szedimentpetrográfiai adatok alapján rekonstruáljuk. Ezeken belül az ásványos összetételnek, a szemcsenagyságnak, az osztályozottságnak és alapanyag-tartalomnak, ill. mindezek módosulásainak megfigyelése mellett a hézagtér és a kőzetváz következő változásaira kell figyelemmel lennünk:

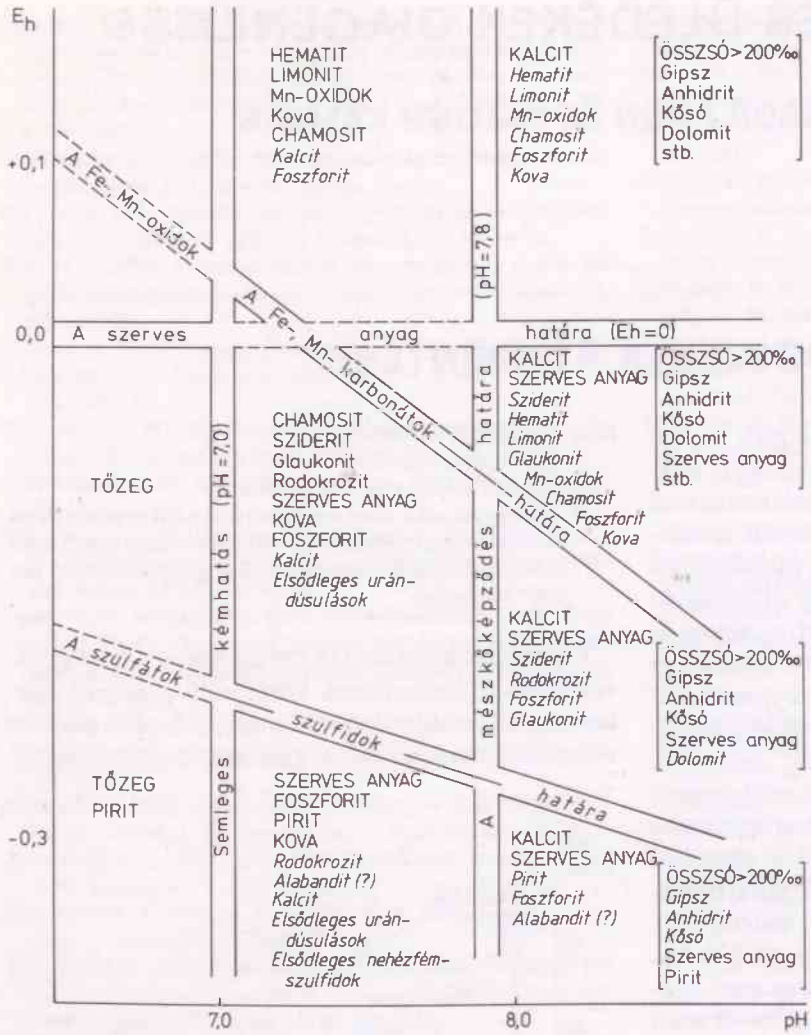
A) *A hézagtéren belüli változások*:
- a) A tömörödés mértéke
- b) A porozitás és áteresztőképesség alakulása

B) *A kőzetvázat érintő változások*:
- c) A cementáció mértéke
- d) Oldódás, helyettesítés, átkristályosodás
- e) Új ásványoknak a kőzet anyagából való autochton képződése (neoformációja), vagy kőzeten kívüli (allochton) anyagoknak oldott vagy szilárd állapotban való bemosódása („belső üledék" képződése).

FÜCHTBAUER és MÜLLER (1970) szerint a homokkövek neomorf ásványainak körülbelüli csökkenő gyakorisági sorrendje: kvarc, kalcit, dolomit, sziderit, muszkovit, kaolinit, klorit, káliföldpát, albit, hematit,



13.1 ábra. A FAIRBRIDGE (1967)-féle diagenetikus övek rétegvizeinek Eh–pH diagrambeli helyzete



13.2 ábra. Az üledékes kőzetek leggyakoribb autigén ásványainak stabilitásmezői az Eh–pH függvényében KRUMBEIN—GARRELS (1952) nyomán, némileg módosítva

kősó, barit, célesztin. Ez a sorrend természetesen nem azonos a kiválási sorrenddel. A folyamatok lassúságából adódó átfedések miatt a szöveti kapcsolatok alapján a tényleges ásványkiválásnak többnyire csak a kezdete állapítható meg.

Tájékoztatást nyújthat erről a másodlagos pórusokat kitöltő anyag leszámítása után fennmaradó *elsődleges cement és a valóságos pórustérfogat együttes térfogatszázaléka.* Ennek — a frissen ülepedett homokok porozitásának megfelelő — 40% körüli értékei ui. igen korai cementációt jeleznek. — A TAYLOR-féle (1950) *illeszkedési hányados* azt mutatja, hogy a szemcseérintkezések hosszának összege hányad része a szemcse kerületének:

$$I_h = \frac{1a+2b+3c+4d}{a+b+c+d}, \qquad (13.1)$$

ahol a a pontszerű, b a sík, c a homorú–domború, d pedig a „fűrészes" érintkezéseknek a homogén kőzet vékonycsiszolatában megállapítható száma. A tört értékének csökkenése a szemcseérintkezéseknek a mélységarányos növekedését és egyben a cement ásványainak kiválási sorrendjét fejezi ki.

FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) a pontszerűen (a) és az összes többi módon keskeny sávban érintkező (b) szemcsékre a (13.1) képletet a következő módon egyszerűsíti:

$$I_h = \frac{a+2b}{a+b}. \qquad (13.2)$$

Még egyszerűbb, de csak kb. egyforma szemcseméretű (jól osztályozott) homokköveknél alkalmazható a TAYLOR-féle *érintkezési szám.* Ez azt mutatja, hogy a kőzetváz durva szemcsei a kőzet egy metszetében hány helyen érintik egymást.

A TAYLOR-féle számok használata azon az indokolt föltevésen alapul, hogy a leülepedéskor egymásra még csak egyes pontokon (legfeljebb kis felületeken) támaszkodó szemcsék érintkezése a betemetődés során fokozatosan tengely-szerintivé, majd homorú–domborúvá lesz.

A neomorf kiválási sorrend minőségi ismertető jegyei között szokták fölemlíteni többek közt a másodlagos ránövekedési szegélyek szélességét, a fiatalabb ránövésnek az idősebb határait megszakító voltát, a nagyobb pórusok cementkitöltésének a pórus belseje felé fiatalodását, a konkréciók belülről kifelé irányuló növekedését, a kiszorított ásványszemcse körvonalá-

nak kimartságát stb. Az efféle kritériumokból levont következtetések azonban mindig többoldalú bizonyítást igényelnek.

Mivel a diagenetikus változások a felszín alatti nyomás és hőmérséklet, a hidrodinamika, a faciológiai, települési és hegységszerkezeti viszonyok függvényei, megfigyeléseink kiértékelésébe e tényezőket is szükséges bevonnunk. A diagenetikus övek pórusvizeinek geokémiai jellegéről a *13.1 ábra*, az általuk megindított kémiai átalakulások nyomán várható legközönségesebb ásványtársulásokról pedig azoknak a *13.2 ábrán* feltüntetett stabilitásmezői tájékoztatnak. Az átalakulási sorrend megállapításánál a többnyire saját alakú autigén ásványoknak, a ránövekedések zárványmentességének, a pórusok alak- és méretváltozásainak, az ásási, fúrás- és gyökérnyomok kitöltéseinek és más elsődleges üledékszerkezeti jelenségeknek, valamint a kötőanyag-generációk és érkitöltések viszonylagos korának, a nyomási oldódás formáinak és az agyagásványok átalakulásának felismerése szolgálhat alapul.

A terepi megfigyeléseken, a kőzetminták makroszkópos és fénymikroszkópi vizsgálatán, a poroziméteres, röntgen-diffraktométeres, infravörös és DTA–DTG-módszerek alkalmazásán alapuló és immár klasszikussá vált módszerek mellett ma már a tömegspektrométer, az elektronmikroszonda, a SEM, a fluoreszcens és katódlumineszcenciás mikroszkóp használata is követelménnyé vált. Az ásványi anyagok tanulmányozásán kívül tért hódított a kőzet szerves anyagainak s a pórusvizeknek a klasszikus kémiai elemzést meghaladó, a nyomelem- és izotópösszetétel megállapítását célzó tanulmányozása.

Az állóvízi iszapok diagenezisének kezdetét a jelenkori mocsári, tavi, tengeri lerakódások, későbbi — már víztelenített — stádiumait pedig a földtani szelvények tanulmányozása világítja meg. Diagenezisük számos részlete ismert. Kevéssé ismerjük azonban a szerves anyagok diagenezisét és a szénhidrogének képződését, pedig ezek az *iszapok diagenezisével s a fluidumoknak a pórustérből való kiszorulásával* szorosan összefüggenek (III. kötet, 31.25. fejezet). Ugyanez érvényes az agyagkövek és az aleur(ol)itok Fe- és Mn-ásványainak eredetére is (III. kötet, 27. és 28. fejezet).

13.2 A TÖRMELÉKES ÜLEDÉKEK DIAGENEZISÉNEK ÁLTALÁNOS JELLEMZÉSE

A törmelékes üledékek diagenezisét a mechanikai és a kémiai kompakció versenye jellemzi. FÜCHTBAUER és MÜLLER (1970) szerint kvarchomokkövekben 1—1,5 km mélységig a mechanikai, azontúl a kémiai hatások vannak fölényben.

PETTIJOHN, POTTER és SIEVER (1972) nyomán, a homokos üledékek, ill. kőzetek makro- és mikroszkópi képe alapján azok diagenetikus változásainak hat szakasza különíthető el:

(1) A lerakódó nagy porozitású üledékanyag még közvetlenül érintkezik az üledékgyűjtő szállító és befogadó közegével.

(2) A fokozatosan betemetődő üledék már a legfelső néhány dekaméterében tömörödni kezd, és már itt megindul benne a pórusvíz első csapadékainak a kiválása.

(3) A pórusvíznek a mélységgel növekvő összkoncentrációja 1 km-es betemetődésnél — természetesen eltérő ionösszetétellel — eléri a tengervízét; a belőle kiváló anyagok tovább csökkentik a porozitást; megkezdődik a kőzet eredeti agyagásványainak átalakulása.

(4) További néhány km mélységig folytatódik a tömörödés és cementáció; nyomási oldódás lép fel; a porozitás igen kis fokúvá lesz, bár nem szűnik meg.

(5) Még nagyobb mélységben metamorf ásványok jelennek meg; fokozódik a nyomási oldódás; a homokkövek szövete kvarcitszerűen tömörré válik.

(6) Az ismét felszínre emelkedő kőzet felső néhány dekamétere a csapadékvíz hatása alá kerül; az oldódási folyamatok megerősödése következtében nő a másodlagos porozitás, a korábban keletkezett ásványoknak a vadózus és freatikus tartományban meginduló mállását hipergén ásványtársulások megjelenése kíséri.

13.21 AZ ÜLEDÉK BETEMETŐDÉS ELŐTTI HOMOGENIZÁLÓDÁSA. A SEKÉLY BETEMETŐDÉS FŐBB ESEMÉNYEI

A kőzettéválás megindulását az üledékképződés körülményei és jellegei határozzák meg. Az állóvízi üledékgyűjtők hullámbázis alatti, s az áramlások utólagos elszállító, felkavaró hatásának, víz alatti suvadásnak és rogyásnak, zagyárképződésnek (4.34. és 4.36. fejezet) ki nem tett részein e folyamat kezdete viszonylag egyszerűen, egyetlen szakaszban megy végbe. Az üledékgyűjtő aljára lerakódott laza, nagy víztartalmú üledék — melynek nedvessége az ásványi alkotók 200—300 térf.%-át is elérheti — az iszaplakó szervezetek tevé-

kenységének, továbbá — a lerakódás folytatódása miatt egyre fokozódó rétegterhelésnek van alávetve. Az iszaplakók hatása eleinte nagy, de hamarosan csökken, a rétegterhelés viszont rohamosan nő.

A diagenezis e szakasza az üledék homogenizálódását, a pórustér, a gáz- és víztartalom erős csökkenését, a szerves anyag kisebb-nagyobb részének a redoxpotenciáltól függő elbomlását, a bakteriopirit kiválását, a karbonátoknak, esetleg evaporitoknak kalcit, dolomit, ankerit, sziderit, ill. gipsz formájában való kiválását, az üledék megkeményedését, a lapos, oszlopos és szálas alkotóknak a rétegzés síkjába való belesimulását eredményezi.

Az üledékanyag homogenizálódását nagymértékben elősegíti annak a hullámverés, áramlások vagy földrengések, iszapcsúszások hatására végbemenő, esetleg sokszor megismétlődő felkavarodása és újraülepedése. E folyamat az üledék végleges lerakódásáig tart. Ezt követően az iszapban élő szervezetek homogenizáló szerepe kerül előtérbe. Az iszapban élő mikroorganizmusok és fejlettebb szervezetek az üledék és a víz kemizmusának, ill. egymásnak a hatására az üledék felső részében a talajokéhoz hasonlóan labilis, de a külső hatásokat bizonyos határig mégis kiegyenlíteni képes, kolloid rendszert hoznak létre. Ennek életfolyamatait a friss üledékkel érkező szerves anyag táplálja; a betemetődés miatt az üledék/víz határtól távolodó részei azonban egyre inkább kiesnek ebből a rendszerből.

Ruchin (1958) éppen e jelentős hatás miatt javasolta az általa oly szűkre szabott diagenetikus öv alsó határát az élő szervezeteket még tartalmazó üledék és az „élet nélküli" üledékes kőzet határán megvonni *(12.3 ábra)*. Kiderült azonban, hogy életképes baktériumok még jóval lejjebb, a „katagenezis" középső (kőolajképződési) zónájában is léteznek, bár gyakoriságuk a vékony „diagenetikus öv" alsó határán néhány nagyságrenddel csökken, és fejlettebb szervezetek a megkeményedett kőzetben már valóban nem élnek.

A pórustér csökkenésének fő oka a rárakódó újabb nedves üledékrétegek súlya; jelentős szerepük van azonban a Hold és a Nap árapálykeltő erőinek is. Ezek ui. az üledék feletti víznek és magának az üledéknek jelentékeny ritmikus súlyváltozását idézik elő.

A pórustér csökkenése az agyagos, agyagos–aleuritos, meszes, vasszulfidos, kovás, mangán-oxidos és szerves eredetű (pl. diatomás) iszapokban, továbbá a tőzegben a legnagyobb. A tőzeg térfogatcsökkenése nemcsak a durvább szemcsék közötti víz kipréselődésének, hanem főleg a vízben megpuhult fás anyag összepréselődésének a következménye: az 50 cm átmérőjű fatörzsek még a lignitállapot elérése előtt 10 cm vastagságúra préselődnek össze (III. kötet, 31.1. fejezet). Az alginiteknél pedig az „algagömbök" lapulnak el. Nem változik viszont ekkor még számottevően a homokos és a durvatörmelékes üledékek pórustere.

Az *üledék víztartalmának csökkenését* elsősorban a pórustér zsugorodása okozza. Ezért *az agyagásványokban és szerves anyagban gazdag iszapok* már a diagenezis kezdeti szakaszában 30—70 térf.%-nyi vizet veszítenek. A már lerakódásukkor is kevés vizet tartalmazó karbonátiszapok vízvesztése természetesen jóval kisebb mértékű, de a vízben való peptizálhatóság elvesztését jelentő kőzetállapot elérésekor még ezek is 1—5%-nyi kötetlen vizet tartalmaznak. A finom szemű törmelékes üledékek viszont még a kőzetállapot kezdetén is viszonylag puhák (képlékenyek) és peptizálhatók maradnak. A durvaszemű üledékek porozitás-csökkenése és vízvesztése, a szemcsék egymás kölcsönös alátámasztását jelentő, *szemcsevázas* szöveti felépítés folytán, természetesen lassúbb és kisebb mérvű, mint a finomabb szemcséjű, alapanyagban gazdag üledékeké. *Az alapanyagban szegény homokkövek kezdeti 30—40%-os porozitása még 1 km mélységben is csak 25—30%-ig csökken (13.3 ábra).*

A *mechanikai tömörödés* az agyagos, ill. szerves anyagban dús üledékeken belül a rétegzés síkját kisebb-nagyobb szögben metsző ásványi alkotók, ősmaradványvázak és vázelemek helyzetét jelentősen megváltoztatja. Ezek — hacsak nem függőleges helyzetben temetődtek be — a tömörödés mértékének növekedésével egyre inkább belesimulnak a rétegzés síkjába. Az eredetileg 45°-os dőléssel leülepedett halpikkely 50%-os tömörödés után már csak 25°-kal fog dőlni, az eredetileg 10°-os dőlésű pedig kereken 5° lejtésű lesz. A hosszúkás termetű alkotók égtáj szerinti irányítottsága viszont eközben alig változik.

Alkotóinak a nyomásirányhoz való gyorsabb alkalmazkodása következtében az agyag, a kőzetliszt és az agyagos alapanyagot is tartalmazó durva homok kb. 1 km mélységig gyorsabban tömörödik, mint az egyenletes szemcsenagyságú finom homok. Az utóbbiak porozitása ui. eleinte lassabban, később gyorsabban csökken, mint a durvaszeműeké. Ennek okát a finomabb szemcsék érintkezési felületeinek viszonylagos nagyságában, az egy-egy szemcsére nehezedő nyomás kisebb, a szemcseközi súrlódás nagyobb értékében kereshetjük. A görgetve szállított szemcsét viszont, simább felületéből, kerekítettebb alakjából következő könnyebb elmozdulási lehetősége, valamint érintkezési felületeinek kisebb terjedelme miatt, éppen ennek ellenkezője jellemzi.

A csillámos homokkövek közül a finomabb szeműek porozitása kisebb, mint a durvább szeműeké *(13.3 ábra)*. Az agyagot, glaukonitot és vulkáni üveget tartalmazó homokkövek — nagyobb alakváltoztatási képességük miatt — gyorsan tömörödnek.

A friss üledéket az elhalt élőlények szerves anyagainak lebontódása következtében már e szakaszban is igen jelentős *kémiai változások* érik. Ha az állóvíz fenekén kialakuló O_2/H_2S határ a friss üledéken belül helyezkedik el, a lebontódás közel kvantitatív. Ilyenkor az elhalt test lágy részei az iszapfaló szervezetek (férgek, rákok, rovarlárvák) emésztőrendszerében, vagy az iszap aerob baktériumainak hatására oxidálódnak, és lényegileg CO_2-vé, H_2O-vá, NH_4-gyé és

H_2S-sé bomlanak le. A szilárd belső és külső vázak és vázelemek $CaCO_3$-, kova-, kitin- stb. anyaga legalább részben megőrződik, bár — hosszabb földtörténeti időkön át — fokozatosan el is változik. Ezek közül a spóra- és pollenszemcsék burka, meg a kerogénekké alakult szórt szerves anyag a legellenállóbb: olykor még az epimetamorfózist is „túléli". Természetesen, minél hosszabb ideig tart az oxidációs hatás, annál kevesebb szerves maradvány őrződik meg. Lebomlásuk főleg a szárazföldi üledékgyűjtőket s a tengerek és beltengerek litorális, valamint sekély-neritikus régióit jellemzi.

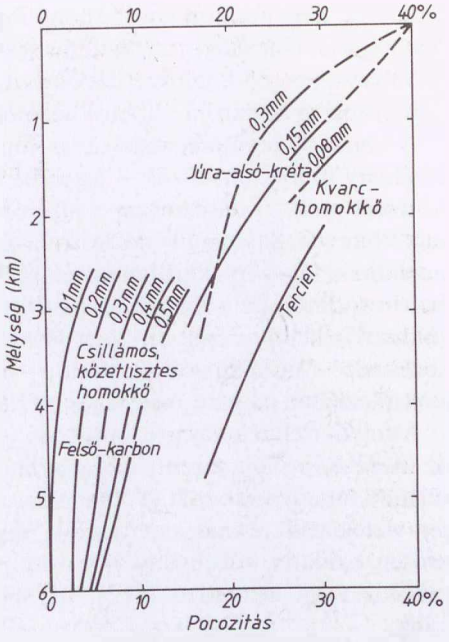
Az üledékgyűjtők víz alatti hátságokkal elzárt, mélyebb részeiben azonban az üledéklerakódás szintje az O_2/H_2S határ alatt van. Ilyenkor a szerves anyag bomlása megindul ugyan, mert a friss kőzetszemcséken érkező oxigén az aerob baktériumflóra vegetálását is lehetővé teszi, de a bomlás mégis uralkodóan anaerob. Ez a szerves anyag lassú kémiai változását, részleges piritesedését, majd az üledékes kőzetbe nagy mennyiségben való bekerülését jelenti.

A szervetlen ásványi anyag bomlásának legtovább a kvarc és az agyagásványok állanak ellen. A földpátok, a vulkáni üveg, a vastartalmú szilikátok (biotit, amfibol, piroxén) és a limonit azonban hamarosan jelentős változásokat szenvednek. A savanyú és lúgos közegben kb. egyformán oldódó többi nehézásványtól a gránát és az apatit abban különbözik, hogy csak savas kémhatás mellett oldódik könnyen. Dúsulásuk tehát arra utal, hogy az őket bezáró üledék sem lehordódása és lerakódása idején, sem diagenezise közben nem volt kitéve savanyú kémhatást eredményező folyamatoknak.

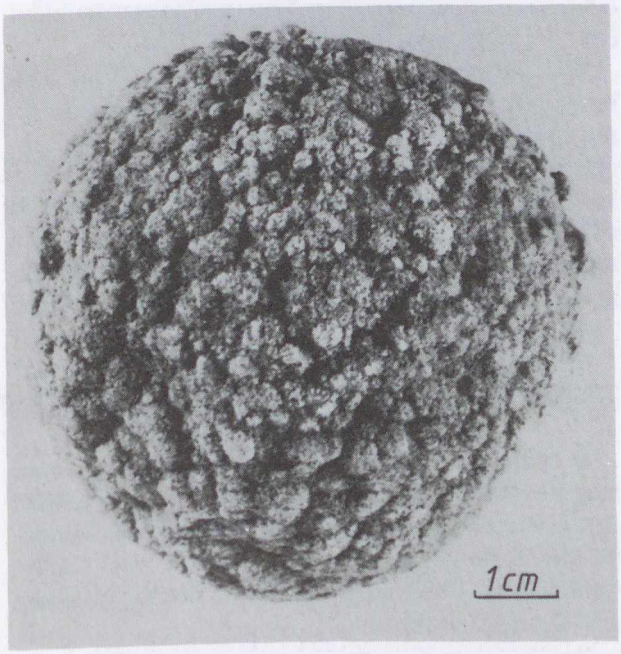
Az állóvízi pélites üledékek sokféle, bonyolult összetételű, víztartalmú karbonátásványt tartalmaznak. Ezek azonban a diagenezisnek már igen korai stádiumában instabilisakká válnak. Ezért hamarosan kalcittá, ill. dolomittá, vas és mangán jelenlétében pedig ankeritté, sideritté, esetleg rodokrozittá alakulnak át. Kicsiny méretük és változékonyságuk következtében azonban ezek különböző módszerű ásványtani meghatározásai eltérő mennyiségi arányokat mutatnak ki.

A kora-diagenetikus karbonátcement általában nem tölti ki teljesen a pórusokat és általában mikrokristályos (0,01—0,1 mm) vagy kriptokristályos (<0,01 mm), csak ritkán makrokristályos (>0,1 mm).

Szárazföldi üledékképződési területeken különösen gyakori a karbonátos konkréciók képződése (*13.4* és II. kötet, *21.2 ábra*). Az ártereken, a sekély tavakban, lagúnákban lerakódott üledék ui. kiszáradása után talajosodni kezd. A felső, *A* szintből kioldódó karbonát a kicsapódási *C* szintben koncentrálódva, $CaCO_3$ vagy $CaMg(CO_3)_2$ alakban kezd kiválni. A kiválás miatt bekövetkező koncentráció-csökkenés azonban



13.3 ábra. Különböző típusú és korú homokkövek porozitásának a betemetődési mélységtől való függése, FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) nyomán



13.4 ábra. Homokkő-konkréció szarmata homokból. — Egerszalók, Körtvélyes-tető, homokbánya. — Gyűjtő: VARGA GY. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

A konkréció átmérője 7,5 cm.

gyorsan kiegyenlítődik, s a következő karbonátmolekulák a már kivált ásvány felületére tapadnak rá, hogy annak szabad vegyértékeit kiegyenlítsék. Ez a *molekuláris szivattyú* — a rétegnyomás hatását is legyőzve — nagyméretű (olykor több dm átmérőjű) konkréciókat

alakít ki, még uralkodóan karbonátmentes aleuritrétegekben is. Hasonló mechanizmus szerint képződnek azonban a tengeri homokrétegek mésszel cementezett, néha több m átmérőjű „homokkőcipói" is.

A savas, ill. a váltakozóan savas–lúgos kémhatásra érzékeny földpátok közül — kevésbé stabilis kémiai kötéseik miatt — elsősorban a plagioklászok bomlanak könnyen. Savanyú kémhatásra a földpátok kaolinosodnak, lúgos (pl. karbonátgazdag) közegben pedig kalcitosodnak. Ez a folyamat azonban a pélitek *apró* földpátszemcséit is csak a kiszáradásnak és újranedvesedésnek — áthalmozódás miatti — megismétlődése következtében emészti meg teljes mértékben.

A folyóvizekben lebegve szállítódó vas-oxihidroxid az üledékképződés során többnyire más ásványok felületére tapadva rakódik le. Oxidációs diagenezis esetén víztelenedik és megkeményedik, vagyis limonitos, erősen oxidatív körülmények között pedig hidrohematitos vagy hematitos kötő-, ill. színező anyaggá válik.

Redukciós környezetben azonban a vas-oxihidroxid redukálódik, és megfelelő mennyiségű kén jelenlétében, bakteriális hatásra, piritesedik; ez a „bakteriopirit" sokszor a szervesanyag-szemcsék külső részeit helyettesíti. Kén hiányában a vas az agyagásványokba épül be, vagy visszakerül az ülepítő vízbe.

Különlegesen viselkedik a *vulkáni üveg*, sőt sok esetben az üledékgyűjtőben lerakódott piroklasztikus réteg egésze is. A vízben a vulkáni tufa „trágyázó hatás"-ára felfokozódó bakteriális életműködés következtében akár 20—50 cm vastagságú tufarétegek is néhány év alatt úgy elbomlanak, hogy azokban montmorilloniton kívül csak néhány tizedszázaléknyi apró — többnyire saját alakú — ilmenit, esetleg magnetit, biotit és kvarc jelzi az eredeti kiindulási kőzetet. Ez a folyamat a színes szilikátok, a földpát, sőt a kvarc nagyobb részét is fölemészti. A tufa bentonittá alakul át.

Szerves anyag bomlásával jellemzett sekélytengeri területeken a savanyú, sőt az intermedier vulkáni tufák biotitja, ritkábban piroxénje és amfibolja is — már a diagenezis stádiumában — *glaukonittá* alakul át (II. kötet, 22.3122. fejezetrész). Ez a glaukonit ősmaradványok (pl. foraminiferák) vázának belsejét tölti ki, vagy bekérgezi azt. A brachiopodák, ammoniteszek, csigák nagyobb vázát rendszerint csak vékony glaukonithártya vonja be.

Mai ismereteink szerint bentonit igen különböző összetételű vizekben (édes-, brak- és rendes sótartalmú tengervízben), sőt hidrotermák hatására is keletkezik. Glaukonitosodás azonban csak rendes sótartalmú tengervízben megy végbe. Magyarországon a triászban ritkák, az alsó-krétában, a középső- és felső-eocénben, továbbá az oligocénben és a bádeniben gyakoribbak a többnyire vulkáni tufákhoz kapcsolódó glaukonitos üledékek. A szarmata, pannóniai és kvarter összletek azonban még tufabetelepüléseik közelében is glaukonitmentesek, mert csökkentsós-, vagy éppen édesvízben ülepedtek és diagenizálódtak.

Karbonátban és szerves anyagban gazdag pélit lerakódása esetében az üledékgyűjtőben szélsőségesen lúgos pH alakulhat ki. Az ilyen vízbe került kovaanyag (vulkáni üveg, radiolária- vagy diatomaváz, szivacstű stb.) viszonylag könnyen feloldódik, majd a pH csökkenésének szintjén (az üledék/kőzet vagy az üledék/víz határon) a mészkonkréciókhoz hasonlóan, tűzkőgumók és -lencsék alakjában csapódik ki (III. kötet, 26.9224. fejezetrész).

13.22 A MÉLY BETEMETŐDÉS OKOZTA VÁLTOZÁSOK

A pélites kőzeteknek a sekély betemetődés során még 50—80%-nyi kötetlen víztartalma a rétegterhelés és a hőmérséklet hatására az üledékképződés szintjétől számított 1 800—2 000 m mélységbe való lesülylyedésig 5—10%-ra, 4—5 km mélységig pedig 0,5—2,0%-ra csökken.

A víztartalom változásával agyagásványaik is átalakulnak. Lerakódása közben és a felszín közelében az üledék még viszonylag sok montmorillonitot, ill. kevert szerkezetű, duzzadóképes montmorillonit/illitet tartalmaz. 1 500 m-től lefelé azonban a montmorillonit részaránya a hőmérséklet és a nyomás hatására egyre csökken, majd illitté való teljes átalakulása a Pannon-medencében 2 500—4 000 m között fejeződik be *(13.5 ábra)*. A teljes átalakulás mélysége természetesen a tektonikai és fejlődéstörténeti viszonyok függvénye. Az USA paleozóos tábláin pl. 8 km-re, a Gulf Coast medencéjében 5 km-re, a kameruni felső-krétában pedig 3,5 km-re van a felszín alatt (Bérczi—Viczián 1973).

A mélybe süllyedt pélites kőzetekben ott, ahol törőszilárdságukat a rétegnyomás már meghaladja, gyakran alakulnak ki *litoklázisok*, s ezeket a kőzetek legalább néhány százaléknyi karbonáttartalma esetén hamarosan fehér, kristályos *kalcitér* tölti ki. Nagyobb mélységekben, de még a mészkövek átkristályosodása előtt — tehát a Vasszoevics-féle apokatagenetikus övben — pedig a litoklázisok általában *kvarcerek*kel töltődnek ki.

A pélites kőzeteknek a sekély betemetődéskor kialakult *elválási formái* még a mély betemetődés során is jól észlelhetők. Esetenként még a katagenezis alsó

zónájában is lehetővé teszik a pélites kőzetek fáciesének felismerését: a lemezes kőzettípusok ui. neritikus vagy ennél mélyebb tengert, a kagylós, szemcsés és gömbhéjas elválások pedig gyakran egyszeri vagy többszöri, korai diagenetikus kiszáradást jeleznek.

A homokos és durvatörmelékes kőzetek *porozitása* kezdetben a nyomás, később azonban a karbonátoknak a pórusfolyadékból való kiválása következtében jelentősen (30%-ról néhány %-ra) csökken, miközben a homok homokkővé, a kavics konglomerátummá cementálódik. Kalcit-, majd kvarcerek kisebb, ill. nagyobb mélységekben e kőzetekben is keletkeznek.

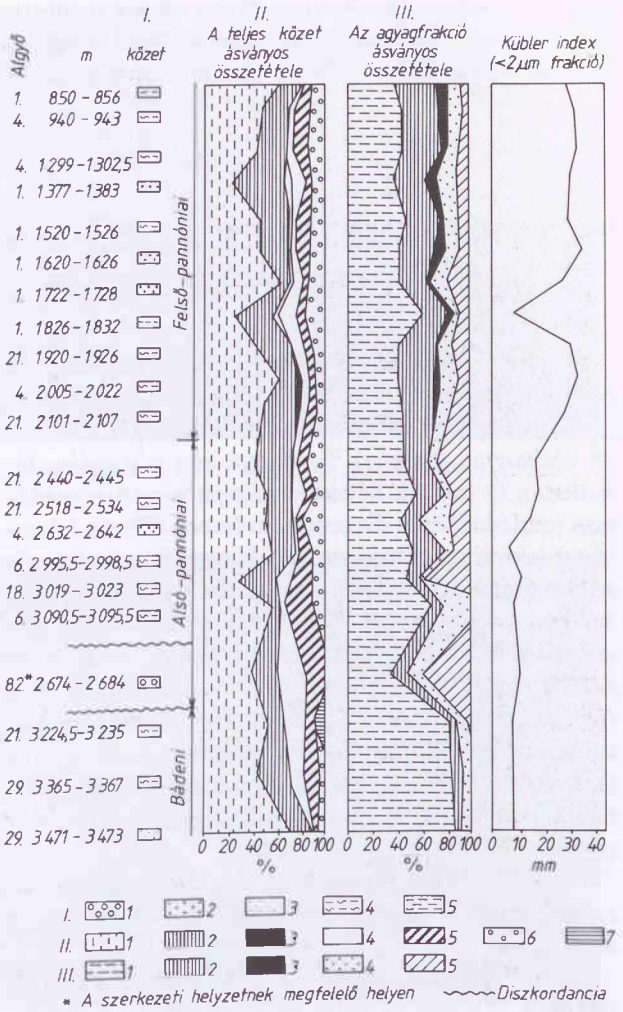
A mély betemetődés folyamán az *ősmaradványok* is jelentékeny változásokon mennek keresztül. A puhatestűek és a foraminiferák túlnyomó részének aragonitváza a korai diagenezist még jól átvészeli; 400—600 m mélységben azonban a nagyobb és domború, belül üres ősmaradványok már kihengerlődnek. Még jelentősebb a változás az 1800—2000 m körüli mélységben. Itt az aragonit kalcittá alakulásával kapcsolatos térfogatnövekedés porrá „dobja szét" a vázelemet, s ez a por viszonylag rövid idő alatt felszívódik a kőzetbe. Az ősmaradványoknak már csak a lenyomatai és kőbelei maradnak meg, a betemetődés folytatódásakor pedig még ezek túlnyomó többsége is eltűnik.

Az aleuritos és homokos kőzeteket az ősmaradványváz szilárd kalcittá való átkristályosodása jellemzi. Az aragonit instabilitása következtében a kalcitvázú ősmaradványok (*Ostrea*-félék, *Echinodermaták* stb.) egyébként is sokkal tovább és jobb állapotban maradnak fenn, mint az aragonitvázúak.

A spórák, pollenek, más növénymaradványok és a szerves vázú faunaelemek rendszeres vizsgálata során megállapították, hogy azok *szénültségi fok*ára sárga, barna, fekete színükből következtetni lehet. Az is kiderült, hogy a színárnyalat sötétedésével jelzett átalakulás a hőmérsékletnek és a hőhatás időtartamának a függvénye. A szénültségi fok azonban a rétegterheléstől gyakorlatilag független: az üledék szórt szerves anyagának mérhető vitrinitreflexió értékek (III. kötet, 31.141. fejezetrész) szintén annak a kumulatív hőhatásnak a mérőszámai, amelyet az üledéknek lerakódása óta el kellett szenvednie.

A kovás ősmaradványvázak anyaga még a közepesnél nagyobb mélységben is csak gyenge átkristályosodást mutat; az anchimetamorfózis szakaszában azonban kvarccá kristályosodik át.

A korai diagenezist átvészelt *csontmaradványok* szerves alkotórészei a földtani idők folyamán fokozatosan átalakulnak. A csontok színe kezdetben halványsárga, később barna, majd egyre sötétedve fekete lesz. Nagy mélységű kőzetösszletekben azonban — valószínűleg feloldódásuk miatt — többnyire már nem találhatók.



13.5 ábra. Az agyagásványok mélység szerinti változásai az algyői neogén alapszelvényben. — Szerkesztette: BÉRCZI I.

I: 1. Konglomerátum. — *2.* Homokkő. — *3.* Aluer(ol)it. — *4.* Agyagmárga. — *5.* Agyag.

II: 1. Agyagásványok. — *2.* Kvarc. — *3.* Káliföldpát. — *4.* Plagioklász. — *5.* Kalcit. — *6.* Dolomit. — *7.* Pirit.

III: 1. Illit. — *2.* Illit/montmorillonit kevert szerkezet. — *3.* Montmorillonit. — *4.* Klorit. — *5.* Kaolinit.

A rétegtömörödés következtében — főleg a divergálva mozgó s utána hosszú ideig tektonikai nyugalomban levő területeken (pl. intramontán medencékben vagy platformokon) — települt boltozatok alakulnak ki. Ezek magjában rendszerint az idősebb aljzat egy kiemelkedő röge van, amely fölött így eleve vékonyabb s a magasabb helyzet következtében homokosabb, mélyebb fekvésű környezetében viszont agyagosabb rétegsor ülepszik le. Mivel az agyagos rétegsor tömörödése 2—3-szorosát is elérheti a homokosabbénak, már 1—2 km vastagságú medencekitöltésben is 200—300 m magas, általában peremi törésrendszerrel

határolt, egyhén dőlő rétegek alkotta települt boltozatok jönnek létre. Az ezek gerinczónájában levő homokkövek pórusait szénhidrogének tölthetik ki; az utóbbiaknál nagyobb sűrűségű víz pedig, rendesen a boltozatok oldalainak porózus rétegeiben, a kőolaj alatt helyezkedik el.

13.3 DIAGENEZIS ÉS SZEMCSEELOSZLÁS; A DAPPLES-FÉLE ZÓNÁK

DAPPLES (1967, 1979) szerint mind a cementációs, mind a későbbi kiszorítási és átalakulási folyamatokra a szemcseméret, ill. a durva törmelék s az azt körülvevő alapanyag (mátrix) %-aránya van a legnagyobb hatással. Ő tehát a kőzetváz–pórustér–pórusvíz hármas rendszerében a diagenezis szempontjából a kőzetvázat tekinti meghatározónak. Hangsúlyozza, hogy a szemcsevázú arenitek és a mátrixban dús homokkövek (*vakkék:* II. kötet, 20.711. fejezetrész) dia- és epigenezisét is azonos geokémiai törvények vezérlik. A kétféle üledék közti különbségek okát a diagenetikus folyamatok eltérő reakciósebességében látja. Az arenitekben ui. e folyamatok a nagyobb permeábilitás következtében sokkal gyorsabban mennek végbe, mint a náluk jóval tömöttebb szemcseilleszkedésű, finomabb szemű vakkékben.

DAPPLES (1979) egyébként a diagenezis alábbi három szakaszát különbözteti meg (12.2. fejezet; *12.3 ábra*).

1) A leülepedést közvetlenül követő, *redoxomorf fázis*ban — a kezdeti nagy víztartalomnak az üledékből réteglapok mentén való távozását előidéző mechanikai tömörödés mellett — az oxidációs és redukciós folyamatok uralkodnak. Ezekben a reverzibilis folyamatokban, amelyek iránya a redoxpotenciáltól függ, az Fe, az O, az S és a C játszik nagy szerepet. A szerves anyagban dús törmelékes üledék S- és C-tartalma gyorsan oxidálódik; Fe^{3+}-tartalma pedig Fe^{2+}-vé redukálódik. Meleg–száraz klímában viszont — mint azt a sivatagi vörös homokkövek tanúsítják — az Fe^{2+}-tartalom feloxidálódása következik be. A légkörrel szabadon érintkező üledékben, sőt nagyobb pH-jú közegben a ferrioxid már szállítás közben is a nagyobb szemcséket burkoló agyaghártyához kötődhet. Savas kémhatású közegben azonban a vas Fe^{2+} alakban szállítódik, és a pH lúgosabbá válásakor csak leülepedés után oxidálódik fel. Ha azonban az ehhez szükséges oxigént csak a repedések menti vízszivárgás közvetíti, a különben szürke kőzetet vörös vagy barna sávok és foltok tarkítják. A vörös szín koncentrikus sávokban való kifakulása az átszivárgó víz kémhatásának ritmikus ingadozását tanúsítja. A világos sávokat a biotit és amfibol bomlásából keletkezett agyagásványok (illit, kaolinit, montmorillonit) alkotják, a vörös és barna sávokat pedig az ezek képződésekor felszabaduló ferri-oxid vagy ferri-hidroxid színezi.

2) A sekély betemetődést jelző *lokomorf fázis*nak lényegileg még az üledéklerakódás helyén végbemenő jelenségei közül kiemelkedik az üledékfelszín megszilárdulása, amely az elsődleges cement kiválásának, valamint a törmelékes szemcsék egy része helyettesítés és/vagy kiszorítás révén meginduló kicserélődésének a következménye. A szakasz leggyakoribb átalakulási és kicserélődési folyamatai:

(a) Opál→kalcedon→kvarc
(b) Agyagos mátrix→kalcedon→mikrokristályos kvarc
(c) Agyagos mátrix→kalcit
(d) Kvarc→kalcit (anhidrit)
(e) Aragonit→kalcit
(f) Kalcit→dolomit (sziderit)
(g) Földpát→kalcit (anhidrit)

a) A fokozódó betemetődés *p/t* viszonyai között instabilissá váló opál vízvesztéssel előbb szálas kalcedonná, majd teljesen rendezett rácsú kvarccá alakul át (FRIEDMAN 1954; III. kötet, 26.7. fejezet). A SiO_2-rács rendeződését a kőzet K^+ és Ca^{2+} ionjai lassíthatják, de teljesen meg nem gátolhatják, mivel ezek az ionok a kiszoruló pórusvízzel együtt többnyire eltávoznak (FOLK—WEAVER 1952).

b) Az agyagos mátrixnak vagy a szemcseközi agyagnak kalcedonnal, ill. mikrokristályos kvarccal való helyettesítődése főleg a grauvakke és szubgrauvakke jellegű kőzetekre (II. kötet, 20.2., 20.711. fejezet) jellemző (TRIPLEHORN 1970). A kovásodási folyamat az egyes agyagásványok közti tér kovakiválásaival kezdődik (DAPPLES 1979). A kovásodáshoz szükséges SiO_2-mennyiség föltehetően a

$$4\,KAlSi_3O_8 + 4\,H_2O \rightarrow 2\,Al(OH)_4Si_2O_5 + 2\,H_2O + 8\,SiO_2 \qquad (13.3)$$

Ortoklász *Víz* *Kaolinit* *Víz* *Kvarc*

reakcióból és — kisebb mértékben — a nyomási oldódásból származik (FÜCHTBAUER—MÜLLER 1977).

c) Az agyagos alapanyagnak kalcittal való helyettesítődése (DAPPLES 1979) ugyancsak a grauvakke és szubgrauvakke típusú kőzeteknél gyakori. Folyamata az agyagos mátrix szinte teljes eltűnését eredményezheti *(13.6 ábra)*. Teljesen kielégítő magyarázata nincs e jelenségnek. Valószínű azonban, hogy az agyagásványok Ca-dús környezetben, magas pH-értékek melletti instabilitása okozza. DAPPLES (1979) a kaolinitnek és illitnek a Ca^{2+} ionok hatására történő összehúzódását és flokkulációját (pelyhesedését), EADES és GRIM (1960) pedig ugyanezen ásványoknak a Ca^{2+} hatására CaSi-, ill. CaAl-hidráttá alakulását tekintik kulcsfolyamatnak.

Mindkét eset jelentős térfogatcsökkenéssel jár; a pórusvízbe kilépő hidrátok a vízzel együtt eltávoznak, a megnövekedett kristályközi teret pedig kalcit tölti ki.

d) Az oldódási diagramok (III. kötet, *26.11 ábra*) szerint nincs olyan pH-tartomány, amelyben a kalcit és a kvarc egyszerre csapódhatna ki. A diagenezis lokomorf szakaszát pedig az alkáli- és alkáli földfém-ionok oldatba kerülése következtében magas (helyenként igen magas) pH-értékek jellemzik. Ez viszont — megfelelő Ca^{2+}-koncentráció esetén — a törmelékes kova feloldásához és kalcittal való helyettesítődéséhez vezet(het). Ez az oka annak, hogy a kovának kalcittal való helyettesítődése sokkal gyakoribb, mint ennek fordítottja, s hogy a kalcitos cement az elsődleges kvarcot részlegesen kiszorítja. Mindazonáltal a pH csökkenésének, a hőmérséklet és a CO_2-koncentráció emelkedésének hatására a folyamat ellenkező irányba csaphat át (WALKER 1962).

e)—f) Az aragonit–kalcit és a lokomorf fázishoz kapcsolódó kalcit–dolomit (sziderit) átalakulás részleteivel a 14.291. fejezetrészben foglalkozunk.

g) Az arkózás homokkövek törmelékes földpátkristályainak kalcittal való helyettesítődése *(13.7 ábra)* a földpát K^+ ionokat felszabadító hidrolízisének *(2.13 ábra)* a következménye. E folyamat megemeli a pH-t, és ez Ca^{2+} és CO_3^{2-} ionok jelenlétében kalcit kiválásához vezet, a földpát maradéka pedig a hidrolízis folytatódásával tovább bomlik.

3) A mély betemetődéshez kapcsolódó *fillomorf fázis* két legjelentősebb — és már részben a metamorfózishoz átvezető — folyamata a csillámok és autigén földpátok, valamint az újabb egyensúlyi ásványegyüttesek kialakulása.

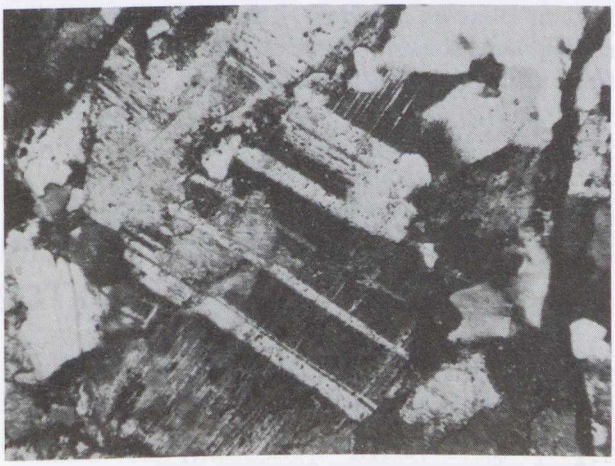
A csillámok közül — vélhetően rácsszerkezetüknek az agyagásványokéhoz való hasonlósága következtében, az agyagásványok átalakulási sorának végtermékeként — a *muszkovit* a leggyakoribb új ásvány. Az eredetileg is nagyobb agyagtartalmú szubgrauvakkékben és grauvakkékben, valamint nagyobb szervesanyag-tartalom esetén azonban inkább a biotit a neomorf ásvány. A szerves anyag ilyenkor kettős szerepet játszik: egyfelől az Fe^{2+} hordozója, másfelől a reduktív környezet megteremtője (DAPPLES 1979). — Glaukonitos homokkövek alapanyagának glaukonittartalma a mélység felé haladva a kvarc–montmorillonit–kaolinit–klorit együttes rovására növekszik (OJAKANGAS 1963; KELER 1970; HEIN *et al.* 1974).

HELLER-KALLAI *et al.* (1973) szerint a homokkövek diagenezisének legmagasabb fokát mégis a glaukonit kloritté alakulása jelzi.

A diagenezis előrehaladását mutatja továbbá — nemcsak a törmelékes, hanem a karbonátos kőzetekben is — az *autigén földpátok* megjelenése *(15.13 ábra)*. Általában a káliföldpátok neoformációja a gyakoribb, mivel a redoxomorf fázistól kezdve számos folyamat idéz elő kálium-felszabadulást. Mindezek persze egy-egy adott környezet helyi *p/t*, pH, Eh és cirkulációs viszonyaitól függően jelennek meg (13.8. fejezet).



13.6 ábra. Agyagos mátrix kiszorítása kalcittal paleogén flisben. — Üllés DK-2. sz. fúrás. — Foto: BÉRCZI I. — +N, 55,7×



13.7 ábra. Földpát–kvarc együttes kiszorítása kalcittal, pannóniai konglomerátumban. — Algyő. — Foto: BÉRCZI I. — +N, 56,4×

13.4 DIAGENEZIS ÉS PÓRUSVÍZ-SZIVÁRGÁS; A SCHMIDT—McDONALD-FÉLE ZÓNÁK

A kémiai diagenezist a metamorfózissal szemben különböző, a pórusoldatok közvetítette, gyakran változó irányú reakciók társulása jellemzi. Az egyensúly beállásáról a formációvizeknek a közlekedő (hasznos) pórustéren át történő áramlása gondoskodik. Az ásványok oldódásának és kiválásának esetei:

(1) Oldódás, új ásvány nélkül.
(2) Új ásvány, oldódás nélkül.
(3) Oldódás és más helyen történő ásványkiválás.
(4) Az ásvány kilúgzódása utáni maradék-pszeudomorfózák (pl. földpát utáni kaolinit) keletkezése.
(5) Az ásvány anyagát teljesen kicserélő, kiszorítási pszeudomorfózák (pl. kalcit utáni kvarc) képződése.

A *(4)* esetben az oldódó ásványnak a pórusoldattal reagáló alkotói új ásványt alkotva helyben maradnak, a többiek eldiffundálnak. Az *(5)* eset akkor áll elő, ha a pórusoldat a kioldódó fázisra nézve telítetlen, az ennek helyét elfoglalóra viszont túltelített.

E folyamatoknak a pórustérre s ezen keresztül a szénhidrogén- és vízbányászatra gyakorolt hatásai miatt SCHMIDT—MCDONALD (1979) — DAPPLES-től (1979) eltérően — nem a szemcsenagyság megoszlásából kiindulva s a létrejött ásványgenerációk anyagi változásai alapján, hanem elsősorban a *tárolóképesség* (tehát a porozitás) vertikális változásain keresztül ítélik meg a törmelékes kőzetek diagenezisét. Ennek okait vizsgálva, lényegileg a karbonátos kőzetekre kidolgozott CHOQUETTE—PRAY-féle (1970) terminológiát (12.341. fejezetrész) alkalmazzák a törmelékes kőzetek családjára is. Ezzel — az eltérő kőzetjelleg diktálta tartalmi eltérések ellenére is — fontos lépést tesznek az egységes nyelvhasználat és értelmezés felé. A betemetődés fokozódását jelző rendszerükben az *eogenetikus szakasz*t a kompakció s a karbonátos kötőanyag-kiválás okozta elsődleges porozitás-csökkenés jellemzi. A *mezogenezis* övét négy szakaszra osztják; az *éretlen* és *félig érett szakasz*ban folytatódik a porozitás-csökkenés; az előbbiben a tömörödés és a cementkiválás növekedése miatt, az utóbbiban ezek mellett már a kőzetvázat is érintő oldódási–kicsapódási reakciók megindulása következtében. Az *érett szakasz felső részét* a porozitásnak a karbonát-eltávozás miatti növekedése jellemzi; az *érett szakasz alsó részén* viszont újból a porozitás-csökkentő kémiai (részben mechanikai) folyamatok uralkodnak. A *túlérett szakasz*ban a porozitás csaknem megszűnik, s megkezdődik a kőzetváz átkristályosodása. — A felszín közelébe emelkedő kőzetekben meginduló *telogenezis* a karbonát- és szulfát-, valamint földpát-kioldási folyamatok révén másodlagos porozitás létrejöttét eredményezi. Ezen ásványok többnyire csak részleges, korrodált szemcsehatárt adó kioldódása azonban gyakran már a mélység túlnyomás alatt álló pórusvízeiben megindul.

13.5 A TENGERI PÉLITEK SZÉNIZOTÓPOS ÉS ÁSVÁNYI ÖSSZETÉTELÉNEK VÁLTOZÁSAI; A CURTIS-FÉLE ÖVEK

E változásoknak a *13.8 ábrán* és a *13.1 táblázaton* látható modellje LEEDER (1982) nyomán az alábbiakkal jellemezhető:

Az *1. zóna* csak néhány cm vastagságú, laza iszapja a tenger vizéből lefelé irányuló diffúzió révén O_2-t vesz föl. A szerves anyag bakteriális bomlása „könnyű" CO_2-képződést eredményez ugyan, de ennek a szabad víztömegbe való távozása következtében karbonátkiválásra nem kerül sor. A víztartalom 80%-ot is elérhet; a bioturbáció-mentes iszap szövete pelyhes és pelletes. A szulfátképződés megindulása az 1. övben és a 2. öv legfelső néhány cm-ében folyó bioturbációtól függ, ami az agyagpelyheket ürülék-eredetű (fekális) pellethalmazokká változtathatja. Az 1. zónába került degradált agyagásványok itt gyorsan regenerálódnak, pl. úgy, hogy a degradált illit rácsába a sztöchiometrikus összetétel helyreállításáig K^+ ionok épülnek be.

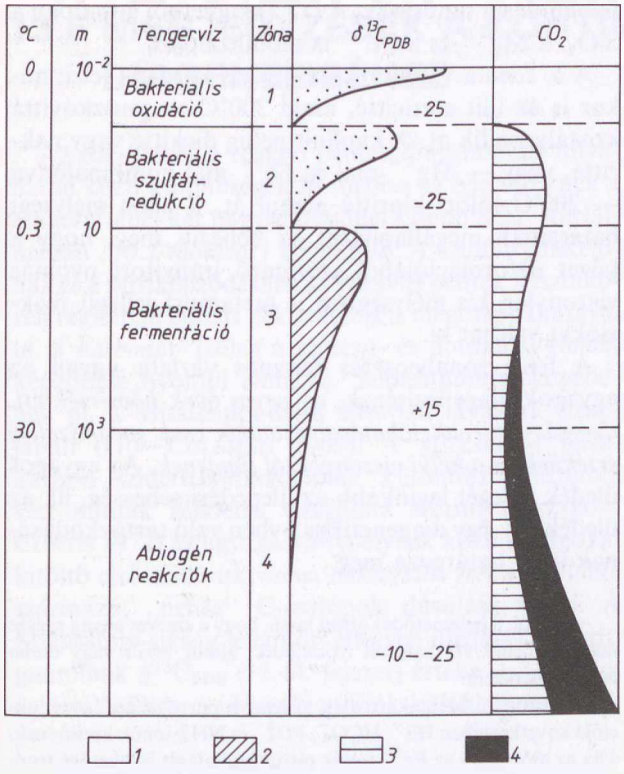
A *2. övet* a tengervízből bediffundált SO_4^{2-} ionoknak a *Desulfovibrio* okozta bakteriális redukciója jellemzi. Ez a legfelső 50 cm-ben legerősebb, de még 10 m mélységben is észlelhető és a

$$2\,CH_2O + SO_4^{2-} \xrightarrow[\text{katalízis}]{\text{bakteriális}} 2\,CO_2 + S^{2-} + 2\,H_2O \qquad (13.4)$$

képlettel leírható reakció pedig H_2S-t, izotóposan könnyű (= ^{12}C-ben dús) HCO_3^- ionokat eredményez. Ezt a stagnáló vizekben igen gyakori, anoxikus folyamatot végül is a pórusvíz szulfátjainak mélységarányos csökkenése állítja le. A képződő H_2S — a bakteriális anyagcsere más termékeivel (CO_2, NH_3, PO_4^{3-}) együtt minden lélegző szervezetet megmérgez, de ugyanakkor számos más — részben anorganikus — reakciót is megindít. Ezért a bakteriális aktivitás mindig szulfid- és karbonát-kicsapódással, pH-módosulással és metánképződéssel járó diagenezist eredményez. Az oldott szulfátnak az óceáni vízből az üledékbeli szulfidokba átvitt mennyisége kb. megegyezik a kontinensekről a tengerbe jutó szulfátmennyiséggel; ez pedig a tengervízi kéntartalom állandóságának legfőbb biztosítéka.

A ferriionok ferroionokká való redukálódása — a bakteriális szulfidképződéssel párosulva — a pelleteket és falójárat-kitöltéseket megőrző *piritkiválás*hoz vezet: ennek példái az Alföld felső-pannóniai összletében is gyakoriak.

Kalcitkonkrécióknak ezen övbeli keletkezését *oxigén-izotóp* arányuknak a tengervízivel való megegyezése bizonyítja. A HCO_3^- könnyű C-izotópjai azoknak a szulfát-redukció során oxidálódó szerves anyagból való felszabadulását valószínűsítik. A kalcitkonkréciók Fe-szegénységét a vasnak a piritben való lekötődése indokolja. A vasnak *Mg-dús kalcitkonkréciók*ba való beépülése viszont eléggé gyakori.



13.8 ábra. Tengeri iszapok és agyagkövek diagenetikus zónáinak elkülönítése a karbonátkonkréciókba beépült CO_2 $^{13}C_{PDB}$ értékeinek és származásának alapján. — IRWIN *et al.* (1977) nyomán, vázlatosan

1. Izotóposan könnyű CO_2. — *2.* Izotóposan nehéz CO_2. — *3.* Az Fe^{2+} oxidációjából, — *4.* a szerves anyag hőbomlásából származó CO_2.

A *3. övben* szulfátredukciót és a könnyű C-izotópokat tartalmazó karbonátkonkréciók képződését bakteriális *fermentáció* váltja fel:

$$2\,CH_2O \rightarrow CH_4 + CO_2. \qquad (13.5)$$

Ennek során a ^{12}C-izotópok a metánban, a ^{13}C-izotópok pedig a szén-dioxidban dúsulnak: a keletkezett „könnyű metán" $\delta^{13}C_{PDB}$ értéke −75‰-ig süllyedhet, a „nehéz szén-dioxid"-é viszont +15‰-ig emelkedhet. A nehéz karbonátnak Fe ionok jelenlétében való kicsapódása vasas kalcit-, vasas dolomit-, ankerit- és sziderit-konkréciók képződését teszi lehetővé. E konkréciók $\delta^{13}C$ értékeinek a mélységgel való csökkenése egyúttal a fermentációnak a szerves anyag elbomlása okozta csökkenését s a *4. zóna* könnyű C-izotópokat termelő abiogén folyamatainak fokozatos előtérbe kerülését tanúsítja (IRWIN *et al.* 1977).

Bázikus és intermedier jellegű, üvegszilánkokban dús tenger alatti vulkanitoknak már kis mélységben, alacsony hőmérsékleten meginduló szmektites átalakulása a pórusvízben Mg-hiányt és Ca-dúsulást idéz elő. *A vulkáni porlerakódások így idővel szmektitekben dús bentonittá alakulnak át.*

A *3. zónában* exponenciálisan fokozódó pórusvíz-kiszorulás még e zóna 1 km mélységű alsó határán túl, 1,5—2 km mélységben sem szűnik meg, noha az iszap kezdeti 1320 kg/m³ sűrűsége itt már 1960 kg/m³-re, eredeti 70—80%-os porozitása pedig 10—20%-ra csökken *(13.9 ábra)*. A kőzet összes víztartalma azonban — az agyagásványok rácsvizének nagy mennyisége miatt — még ekkor is 30 térf.% körül van.

Pórusvíz-kiűződéssel tehát még a szerves anyag maradékát anorganikusan fölemésztő *4. zónában* is számolhatunk, amelyet CURTIS *et al.* (1977) szerint az ismét „könnyű szén-dioxid"-képződést eredményező *karboxil-vesztés* (dekarboxiláció) jellemez *(13.1 táblázat)*:

$$RCO_2H \rightarrow RH + CO_2. \qquad (13.6)$$

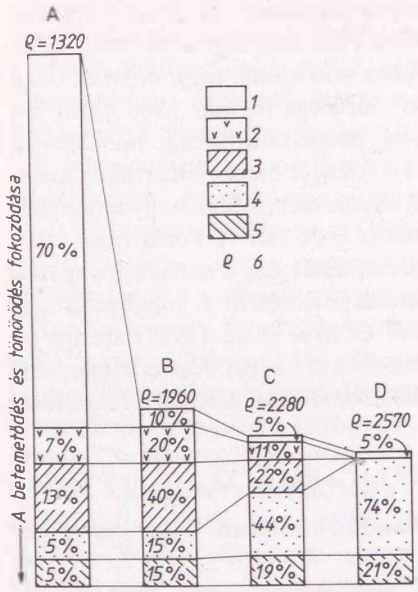
E folyamat alsó határát általában ~2,5 km-re becsülik.

A még mindig kevéssé ismert, 2,5→≥5 km mélységig terjedő és 70—190°C közötti hőmérsékleti intervallummal jellemzett *5. övet* a (kevert rétegű) montmorillonitnak illitté és illit/montmorillonittá alakulása, valamint szénhidrogén-képződés jellemzi. Az oldott szénhidrogének elsődleges migrációja (III. kötet,

13.1. táblázat. A tengeri pélitek diagenetikus öveinek főbb jellemzői*

Mélység (km)	T	Porozitás (%)	A zóna sorszáma	A zóna fő folyamatai és azok termékei
			1	OXIDÁCIÓ
0,0005			2	SZULFÁTREDUKCIÓ Pirit, kalcit, dolomit ^{12}C-ben dús, Fe-szegény karbonátok Kaolinit? Foszfátok?
0,01	0,2	80	3	FERMENTÁCIÓ Fe-dús karbonátok, kalcit, dolomit, sziderit ^{13}C-dúsulással
1,0	28	31	4	DEKARBOXILÁCIÓ Sziderit
2,5	69	21	5	SZÉNHIDROGÉN-KÉPZŐDÉS a) „Nedves" → kőolaj b) „Száraz" → metán Montmorillonit → illit (rendezetlen → rendezett)
7,0	192	9	6	METAMORFÓZIS 200 °C: klorit 300 °C: csillám, földpát; epidot?

* CURTIS (1977) szerint.



13.9 ábra. A tengeri iszap víz- és agyagtartalmának a betemetődés és konszolidáció alatti változása. — Vázlat BURST (1969) nyomán

A) Jelenkori iszapok, *B)* az első, *C)* a második, *D)* a harmadik dehidratáció után.

1. Pórusvíz. — *2.* Kötött víz. — *3.* Duzzadóképes szilárd agyag. — *4.* Nem duzzadóképes szilárd agyag. — *5.* Egyéb szilárd anyagok. — *6.* Sűrűség.

31.251. fejezetrész) valószínűleg az agyagásványok rácsrétegei közé zárt víz e végső kipréselődésével hozható összefüggésbe. A folyamathoz szükséges K^+ ionok HOWER *et al.* (1976) szerint föltehetően a kicsiny káliföldpát-kristályok oldódásából erednek:

$$szmektit + káliföldpát \rightarrow illit + Si^{4+} Mg^{2+} Fe^{2+}. \qquad (13.7)$$

A szmektitnek rendezett rácsú illitté való átalakulása — a rácsrétegek közötti víz K^+-mal való kicserélődésének hőelvonó jellege miatt — nem *csak* a nyomásnak, hanem elsősorban a geotermikus hőmérsékletnek a függvénye. A folyamat kezdete 70—90°C közé tehető. A betemetődési mélység és az illit kristályossági foka közti egyenes arányosság alapján az utóbbi a diagenezis mérőszámának tekinthető (12.2. fejezet).

Míg a korai diagenetikus kalcitkonréciók legtöbbje még az 5. *zónában* is stabilis marad, HOWER *et al.* (1976) megfigyelései a *szemcsés* $CaCO_3$ itteni teljes feloldódását tanúsítják. A (13.7) képletből láthatóan a SiO_2, a Mg^{2+} és a Fe^{2+} is mobilizálódik.

A *6. zóna* a valódi metamorfózis kezdetét jelzi, mikor is az illit szericitté, majd 300°C-on muszkovittá kristályosodik át. A kaolinit pedig dickitté vagy nakrittá, vagy — Mg^{2+}-mal és Fe^{2+}-mal kombinálódva — 200°C fölött klorittá alakul át. E zóna mélységi határainak megállapítását az nehezíti meg, hogy a kőzet deformációjából származó irányított nyomás viszonylag kis mélységben is metamorf jellegű reakciókat válthat ki.

A fenti zónabeosztás hasznos vázlata ugyan az agyagok diagenezisének, *az egyes övek hőmérsékleti, nyomás- és reakcióhatárai azonban csak megközelítő értékűek és a helyi viszonyoktól függenek.* Az agyagos üledék jellegét leginkább az ülepedési sebesség, ill. az üledék egy-egy diagenetikus övben való tartózkodásának ideje határozza meg.

— Ha pl. a betemetődés olyan lassú, hogy a szerves anyag egésze már az üledék/víz határon oxidálódik, akkor *vörös* vagy *barna agyag* keletkezik.

— Vékony üledéktakaró alatt viszont a pórusvíz szulfát-redukciója következtében HS^-, HCO_3^-, PO_4^{3-} és NH_4^+ ionok képződnek, s ha az időtartam az Fe^{3+} ionok piritté alakulását is lehetővé teszi, akkor kalcit-, dolomit- és foszfáttartalmú *fekete* (pirites) *palák* keletkeznek.

— A szerves anyag korai oxidációjának s a szulfátredukció feltételeinek hiánya esetén viszont, a lassú betemetődés okozta, kiterjedt fermentáció és dekarboxiláció következtében *sziderites agyagkőzet* jön létre.

— Ha ezek egyike sem teljesül, de a betemetődés elég lassú ahhoz, hogy a *folyékony szénhidrogének* keletkezése és vándorlása nagyobb mértékeket öltsön, akkor *kőolaj*, ellenkező esetben csak *földgáz* képződik; nagy mélységben pedig metamorfózis áll be *(13.1 táblázat)*.

A tömörödéssel kiszorított formációvizek összetételének vizsgálata az agyagok áteresztő-, ill. szűrőképességének az ion töltésétől és nagyságától, valamint a hidratált ionok molekuláris sugarától való függését bizonyítja (12.41. fejezet). A 1100 kg/m^3 sűrűségű, sós formációvizek összsótartalma azok korával, Ca^{2+}/Cl^- hányadosuk pedig a sótartalmukkal arányosan nő. Oxigén-izotópjaik vizsgálata szerint összsótartalmuk változása független a párolgástól. *Az agyag a kis sótartalmú vizek átengedése és a nagy sótartalmúak visszatartása révén befolyásolja a diagenezis ásványi reakcióit.*

13.6 MEGJEGYZÉSEK A KONTINENTÁLIS PÉLITEK DIAGENEZISÉHEZ

Az édesvízi és a tengeri pélitek diagenetikus folyamatai közti különbségek fő forrása az édesvizeknek a tengervízénél két nagyságrenddel kisebb SO_4^{2-}-tartalmában *(10.1 táblázat)* keresendő. A szulfátredukciónak és a piritképződésnek az édesvízi pélitek felszínközeli régióiban emiatt bekövetkezett megcsappanásával ui. a *karbonát-* (főleg a sziderit- és dolomit-) *gumók* képződése nyomul előtérbe. Sideritgumók képződnek pl. a Mississippi-delta édesvízű tavainak iszapjában (Ho—Coleman 1969). A yorkshire-i felső-karbon sideritkonkrécióinak különböző részeiből vett minták részletes vizsgálata szerint (Oertel—Curtis 1972) az agyagásványpelyhek közti hézagokat kitöltő első sideritkiválást *bakteriális fermentáció*ból származó, „nehéz" C-izotópok dúsulása kíséri. A Mississippi-síkság jelenkori édesvízi üledékei sideritgumóinak $\delta^{13}C_{PDB}$ (12.44. fejezet) értéke +7,64%-ot is elér. A karbon időszaki gumók külső részének sideritje nemcsak több törmelékes anyagot tartalmaz, hanem „nehéz" C-izotópokban is szegényedik, és ebből a baktérium-tevékenységnek a besüllyedéssel való csökkenésére lehet következtetni.

Jellemzi továbbá a kontinentális péliteket agyagásványaik és más szemcséik lerakódás utáni kilúgzódása és légköri mállása. A gyönge vízelvezetésű, szerves anyagban dús mocsári iszapok savas kémhatású mállásakor pl. az illites, szmektites és kevert rétegű agyagok vagy vékony vulkáni tufarétegek gyorsan kaolinitté, ill. kaolinitben dús *kőagyag*gá („Tonstein") degradálódnak (Spears—Kanaris-Sotorious 1979).

Az európai felső-karbon nagykiterjedésű kőszénlápjaiban létrejött kaolinittelepek a tengeri eredetű bentonittelepek légkör alatti ekvivalenseiként foghatók fel. A sekély betemetődés pórusvizeinek alkálikus jellege esetén természetesen inkább szmektites agyagok keletkeznek.

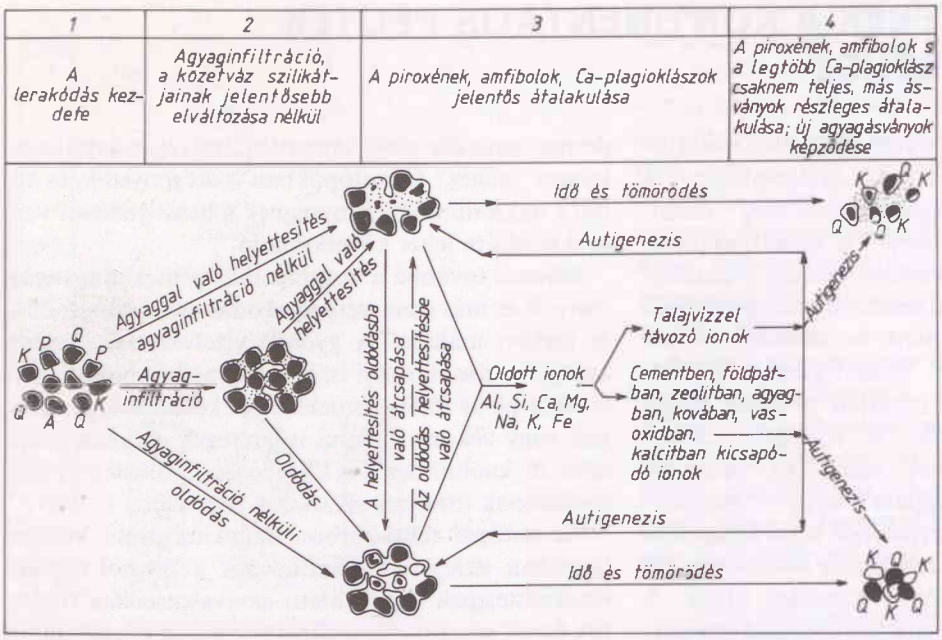
13.7 PÉLDÁK A TÖRMELÉKES ÜLEDÉKEK FELSZÍNKÖZELI DIAGENEZISÉRE

A szemiarid éghajlatú és sivatagos területeken, alluviális hordalékkúpokon, időszakos vízfolyások mentén lerakódott üledékek a talajvíz szintje alá süllyedésük előtt még gyakran hosszú ideig az oxigéndús vadózus zónában maradnak. Durvább szemű fajtáik itt agyagbeszüremkedésnek, rétegen belüli szemcseoldódásnak, autigén ásványok kicsapódásának és vasas-mangános vegyületek okozta (vörös, barna, sárga vagy fekete) színeződésnek vannak kitéve *(13.10 ábra)*. E jelenségek főleg a magmás és metamorf területek közvetlen lepusztulásából származó, első ciklusbeli (ezért bonyolultabb szilikátokban még gazdagabb) *éretlen* kavicsokban és homokokban gyakoriak.

Az alluviális síkságok és hordalékkúpok kavics- és homokszemcséi közé árvizek alkalmával a viszonylag impermeábilis szintekig bemosódott agyagásványlemezkék a szemcsék felületével párhuzamosan helyezkednek el, s az alluviális lerakódás eredeti szövetét az alapanyagban dús törmelékkúpokéhoz teszik hasonlóvá. Az alluviális és eolikus rétegsorok (pl. a lösz) lerakódását igen gyakran *talajosodási jelenségek* szakítják meg.

A törmelékes szemcsék rétegen belüli oldódása elsősorban a Goldich-féle stabilitási sor *(2.12 ábra)* tetején elhelyezkedő ásványokon (a piroxénen, amfibolon, plagioklászokon) tapasztalható, elektronmikroszkóppal jól látható kimaródások alakjában *(13.11 ábra)*. A szemcsék teljes feloldódása utáni üregeket a beszüremkedett agyag vékony rétegei veszik körül, amelyek kémiailag stabilisabbak a pórusoldatokkal szemben, mint az ásványszemcsék. Az utóbbiakat — azok gyöngeségi felületei mentén — az oldódásukkor keletkezett és rendkívül duzzadóképes montmorillonit/illit helyettesítheti is *(13.12 ábra)*.

Az oldódási folyamatok menetét leginkább a 2.322. fejezetrészben említett képletek közelítik meg. Az oldódáskor felszabaduló Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Si^{4+} és K^+ ionok vagy eltávoznak a pórusoldattal, vagy új autigén ásványokat alkotva csapódnak ki. Az utóbbiak pontos elemi összetételét elektron-mikroszondával, ásványtani jellegeit pedig standard röntgendiffraktométerrel lehet megállapítani. Legközönségesebb fajtáik a káliföldpát, a zeolit, a kevert rétegű illit/montmorillonit, a kvarc, a hematit és a kalcit. Mindezek finomkristályos cementként jelennek meg a pórusokban; a kvarc pedig ezenkívül a már meglevő törmelékes kvarcszemcséken továbbnövekedési szegélyeket is alkothat *(13.13 ábra)*.

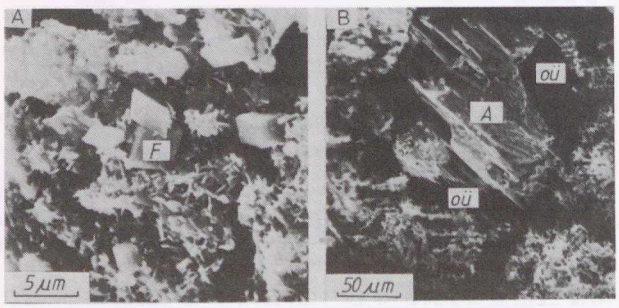


13.10 ábra. Az arid vidékek első ciklusbeli allúviumában megfigyelt és föltételezett átalakulások folyamatábrája WALKER *et al.* (1978) nyomán, némileg módosítva

A = Amfibol. — *K* = Alkáli földpát. — *P* = Ca-plagioklász. — *Q* = Kvarc (kova).

A többnyire már a korai diagenezis során létrejött „vörös rétegek" színét a biotitból, amfibolból, piroxénből, olivinből felszabadult és limonitként kicsapódott vas okozza, amely idővel vizet veszítve, hematittá alakul át (TURNER 1980). Az USA DNy-i részének újra át nem halmozott (első ciklusbeli) arkózái WALKER *et al.* (1978) szerint éppen a hematittá alakulás mérve szerint válnak — a jelenkortól a pleisztocénen át a plio–miocén felé haladva — egyre vörösebbekké.

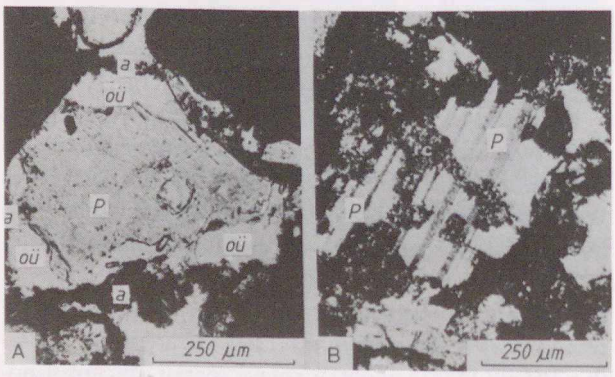
A betemetődés megindulásával a pórusterek természetesen fokozatosan kitöltődnek, s mind az autigén mind a beszüremkedett agyag beleolvad a kevert összetételű agyagos alapanyagba. Kvarc vagy földpát ránövekedése híján a hematitbevonatok redukálód-



13.12 ábra. **A:** Mechanikusan beszüremkedett és autigén agyagásványokból, valamint autigén földpátokból *(F)* álló szemcseközi mátrix SEM-felvétele

B: Részben feloldódott amfibol-szemcse *(A)* hasadási lapok szerinti és peremi oldódási üregei *(oü)*

Mindkét kép a Baja California-i, élénkvörös pliocén konglomerátumból, WALKER *et al.* (1978) nyomán.



13.11 ábra. Az arid klímájú Baja California pliocén fanglomerátumában végbemenő vadózus diagenezis vékonycsiszolati képe WALKER *et al.* (1978) nyomán

A: Plagioklász *(P)* szegélyén mutatkozó, agyagbevonattal és beszüremkedett agyaggal *(a)* körülvett oldódási üregek *(oü)*.

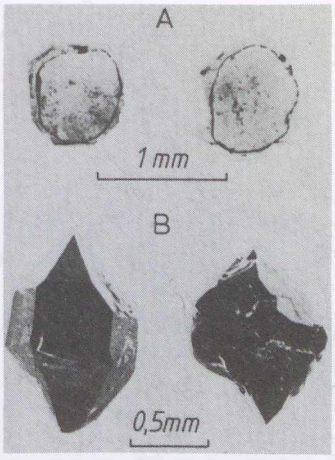
B: Zónás plagioklász *(P)* agyaggal való részleges helyettesítődése.

nak, és a vörös szín is eltűnhet. A tömörödés az agyagot illitté vagy — savanyú oldatok jelenlétében — kaolinitté alakítja.

Hasonló a futóhomokok diagenezise is. A kerekded futóhomokszemcséket vöröses agyaghártya vonja be; ennek kifejlődése valószínűleg a szélviharok kavarta por beszüremkedésének a következménye. A defláció termelte s a lúgos kémhatású talajvízben feloldódott porból a párolgás következtében a homokszemcsékre velük azonos kristálytani orientációban rátelepedő, víztiszta, szintaxiális kvarc nemcsak körülnövi, hanem gyakran többé-kevésbé szabályos bipiramisokká egészíti ki azokat *(13.13 ábra)*. Ez a folyamat különösen a pleisztocénben keletkezett és azóta stabilizálódott dűnék anyagának jelenkori diagenezisében érvénye-

sül, és végül is a *kovakéreg* (III. kötet, 26.918. fejezetrész) egyik változatának kifejlődését eredményezi. A sivatagi homok lefúvódási helyein felszínre került talajvíz bepárolgása pedig a könnyen oldódó sók kiválását, *szárazföldi szebkhák* (8.523. fejezetrész) keletkezését indítja meg. A mélyen betemetődött eolikus homoktestek kovás és evaporitos cementációja azok víz- és szénhidrogéntároló képességének hirtelen megváltozását okozhatja. Ugyanakkor azonban a korai diagenetikus szegélycement bizonyos védelmet is nyújthat a későbbi mechanikai tömörödés hatásával szemben.

A koradiagenetikus mikro- és makrokristályos *kvarccement*, valamint a sivatagi kalcedon- és opálcement tehát vagy száraz éghajlaton besűrűsödött mállási oldatokat, vagy oldékonyabb SiO_2-változatokban (vulkáni üvegben, élőlények kovavázaiban, tűzkőgumókban) gazdag lehordási területet tételez fel. Mint azt a kaolinos szenes agyagkövek és Közép-Németország harmadidőszaki kvarcitjai is bizonyítják, a kovakiválás feltételei különösen a kőszénlápok üledékeiben jók. Kovaforrás lehet azonban a futóhomokszemcsék kölcsönös összedörzsölődéséből származó kvarcliszt is.



13.13 ábra. Egykristályú törmelékes kvarcszemcse továbbnövekedési szegélyének metszete (**A**), ill. teljes bipiramissá való kiegészülése (**B**), WAUGH (1970) nyomán

A könnyen oldódó kovás alkotókban (pl. kovaszivacsokban, tufabetelepülésekben) dús homokköveknek és az arid vidékek felszíni kovakérgeinek pórusait bélelő kvarcszegélyek rostos–hullámos kioltása vagy kriptokristályossága telített oldatból való *gyors* SiO_2-*kiválásra* utal. A barnakőszénlápok szegélyén kiváló opál csak későbbi vízvesztéssel alakul át kalcedonná vagy kvarccá.

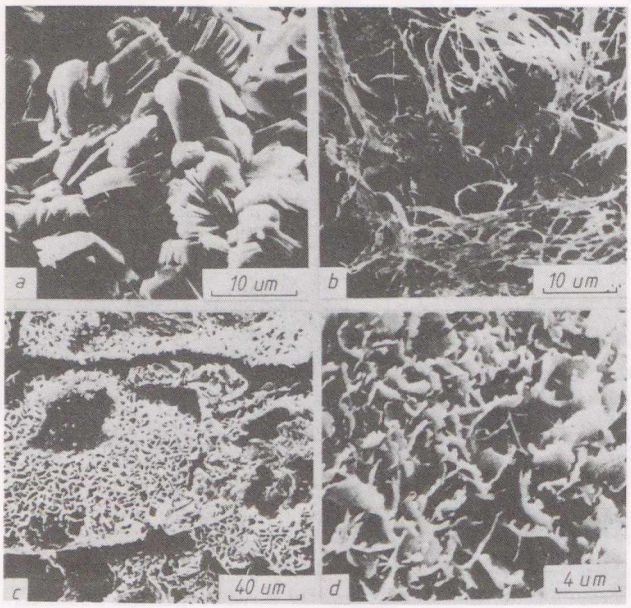
13.8 KIEGÉSZÍTÉSEK A HOMOKOK FELSZÍN ALATTI DIAGENEZISÉHEZ

Ebben a kezdeti összetételtől, a lerakódási környezettől, a váltakozó üledékek és a formációvizek alkatától vagy a betemetődési mélységtől függő folyamatban két jelenségnek van meghatározó szerepe: (*1*) a kőzetváz szemcséinek elváltozása, oldódása és mechanikai tömörödése, (*2*) a pórustérben kicsapódott cementásványok továbbnövekedése *(13.14 ábra)* vagy oldódása.

Különösen könnyen bomlanak és oldódnak a savas közegbe jutott földpátszemcsék és vulkáni kőzettörmelékek. A földpátok előbb illitté, majd Si- és K-vesztéssel kaolinitté alakulnak *(13.15 ábra)*. Ezért a káliföldpát 2,5 km alatt már igen ritka *(13.16 ábra)*. A bázikus vulkanittöredékek a mélységgel szmektitesednek, a vulkáni üveg pedig úgy devitrifikálódik, hogy a pórusoldatból zeolitok kristályosodnak ki. Az utóbbiak megjelenési sorrendje a metamorfózis fokának jelzésére is felhasználható (12.2. fejezet). A földpátban vagy kőzettörmelékben dús homokok kezdetben szilárd váza így elkenődésre és ellapulásra hajlamos agyagásvány-halmazokká esik szét, amelyek erősen csökkentik a homok permeábilitását. Természetesen a homok eredeti agyagos intraklasztjai és törmelékes kvarcszemcsék körül meghajló, törmelékes csillámlemezkéi is ugyanígy viselkednek. A diagenetikus alapanyag-termelődés az eltérő permeábilitású zónák kialakulása, a homokkövek osztályozása (II. kötet, 18., ill. 20.2. fejezet) és szövetük értelmezése tekintetében egyaránt nagy jelentőségű.

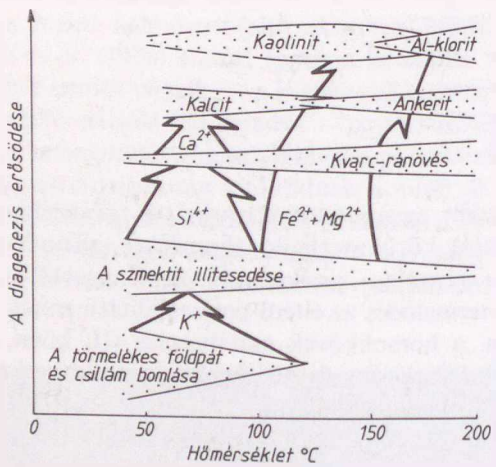
A káliföldpát bomlásából és a szmektitnek illitté alakulásából származó kovaoldat a szemiarid és arid éghajlat alatti vadózus diagenezis során képződöttel azonos küllemű kovás szegélycement képződését és a már meglévő kvarcszemcsék továbbnövekedését eredményezheti (LAND—DUTTON 1978). Ezt a ránövekedést azonban a korai autigén agyagszegélyek — a vadózus zónabeli példákkal ellentétben — megakadályozzák. A korai kvarc-ránövekedések viszont annak a későbbi nyomási oldódásnak a lehetőségét csökkentik, amely a porozitást a 4—8 km-es betemetődés eléréséig oly hatékonyan redukálja.

WILSON és PITTMAN (1977) szerint a homokkövek több, mint 90%-a tartalmaz pórusokban kicsapódott diagenetikus ásványokat; montmorillonit, kevert réte-



13.14 ábra. Homokkő pórusterében kicsapódott autigén agyagásványok SEM-felvételei, WILSON—PITTMAN (1977) nyomán

a) Kaolinit oldalasan csatlakozó pszeudohexagonális lemezkéi. — *b)* Illit szokatlanul hosszú léceinek vetületi képe. — *c)* A homokszemcsékre (fekete foltok) tapadó klorit sejtes halmazai. — *d)* Kevert rétegű szmektit–illitnek a tiszta illitéhez hasonló, de rövid-léces kifejlődése.



13.15 ábra. A törmelékes káliföldpát, muszkovit és kevert rétegű agyagásványok közötti reakciók termékei kialakulásának vázlata az ehhez szükséges ionok feltüntetésével, BOLES—FRANKS (1979) nyomán

gű agyagásvány és klorit a bázikus vulkanoklasztitok pórusterében már a diagenezis kezdetén, az üledék/víz határ közvetlen közelében kicsapódhat. 2,5 km mélységen túl a kevert rétegű agyagásványok a káliföldpát bomlásából származó K^+ fölvételével rohamosan illitté alakulnak. *Savanyú* formációvizek jelenlétében, vagy ha a homok — kiemelkedése közben — beszivárgó csapadékvizekkel találkozik, az agyagásvány-cement *kaolinit* lesz. A betemetődés fokozódása és *alkálikus* pórusvizek beáramlása *illitesedést* eredményezhet. Az Északi-tenger nagy-britanniai részén a kőolaj-migráció megelőzte a későbbi illitesedést: ezért tartalmaznak a kőolaj-tartalmú pórusok autigén kaolinitet, a kőolajtelepek alattiak viszont autigén illitet (HANCOCK—TAYLOR 1978). A kisebb sűrűségű kőolaj ui. mintegy megvédte a kaolinitet a K^+ ionokban dús, sűrűbb formációvizek hatásától. Ugyanezt figyelte meg a Dél-Alföld mélyebb (pl. dorozsmai) részmedencéinek viszonylagos (pl. algyői) kiemelkedésein *(13.6 ábra)* BÉRCZI (1970) és BÉRCZI—VICZIÁN (1973) is. BOLES és FRANKS (1979) szerint a Gulf Coast (USA) mélyfúrásaiban a kaolinit mennyisége 3—4,5 km között a klorit javára csökken *(13.16 ábra)*. Ezt a jelenséget a (13.7) egyenlet értelmében a kaolinitnek a szmektit és a kevert rétegű ásványok illitesedéséből származó Fe^{2+} és Mg^{2+} túlsúly melletti átalakulása magyarázza.

A homokkövek viszonylag gyakori karbonátos kötőanyaga sokszor szeszélyesen csökkenti a szénhidrogén- és víztároló kőzetek hasznos porozitását. Az ehhez szükséges Ca^{2+}, Fe^{2+} és Mg^{2+} ionokat a tömörödő agyagkőzetek illitesedéséből származó pórusfluidumok beáramlása biztosítja. Ezt a többnyire elég későn kialakuló karbonátos cementet általában kalcit, vastartalmú kalcit, vasas dolomit, ankerit vagy sziderit alkotja. Az USA-beli Gulf Coast Wilcox Homokkövében a kalcitot BOLES (1978) szerint 2,5—3 km alatt, 120°C körüli hőmérsékleten olyan ankerit helyettesíti, amelynek $\delta^{13}C_{PDB}$ és $\delta^{18}O_{PDP}$ értékei egyaránt kicsinyek *(13.17 ábra)*. Ezen ankerit „könnyű" C-izotópjai valószínűleg a szomszédos pélites kőzetek szerves anyagának hőbomlásából (dekarboxilációjából) erednek, és a kis hőmérsékletű hidrotermákból kicsapódott dolomitokéhoz hasonló ^{16}O-tartalmuk is a hőhatás emelkedését tükrözi.

Az ionoknak a pélitekből a porózus homokokba való bevándorlását a karbonátoknak a pélit/homokkő határ közelében, ill. az agyagkőzetek vékony homokkő-betelepüléseiben való közismert feldúsulása bizonyítja.

A *nyomási oldódás (12.10 ábra)* a nagyobb homok-, ill. kavicsszemcsék érintkezését homorú–domborúvá és varratossá alakítja. Létrejötte a szemcsék egy-egy pontjára ható geosztatikus nyomás, a hőmérséklet, a kémiai mikrokörnyezet, a pH és Eh alakulása s a kísérő ásványok katalitikus hatásának együttes eredménye. A varratosság kialakulását a kőzetváz szemcséinek vékony, illites agyagburkai az iondiffúzió meggyorsításával segítik elő (12.32. fejezet). Ez az oka annak, hogy *a varratmagasság az igen tiszta homokkövekben kicsiny; a kevés agyagot is tartalmazókban vi-*

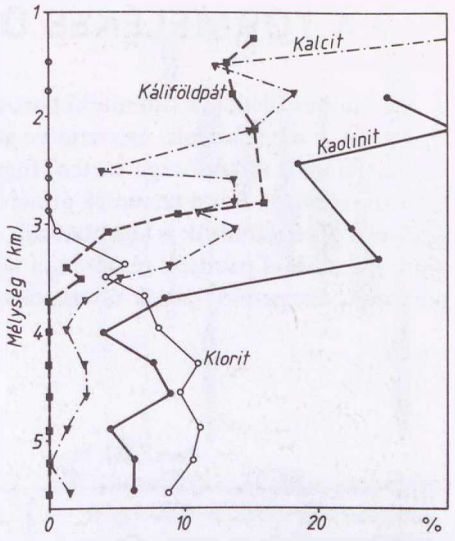
szont jóval nagyobb. Ezt a tényt korábban az agyagos bevonat katalizáló hatásával, a pH-nak az illit káliumleadását, vagy az agyagfilm hematitjának a kéntartalmú szerves anyag hatására piritté és szideritté alakulását követő emelkedésével igyekeztek magyarázni. Ezenkívül a kvarc a *c*-tengelyre merőlegesen könnyebben oldódik, mint erre merőlegesen. Oldódását kristályszerkezeti hibák is befolyásolják; ezért az egyik szemcse oldódása — irányítottságától függően — megelőzheti a másikét. A finomkristályos tűzkő is gyorsabban oldódik, mint a kvarc.

A sztilolitok kialakulása azonban csak 1—1,5 km alatt kezdődik, s amplitúdójuk a mélységgel növekszik. Egyes homokköveknek a vékony és finom szemű agyagrétegek mentén hosszan követhető varratsávjai párhuzamosak a rétegzéssel. A tektonikus nyomás szerepére utal, hogy az agyagpalák kvarcdús rétegeinek sztilolitjai a palássággal párhuzamosak.

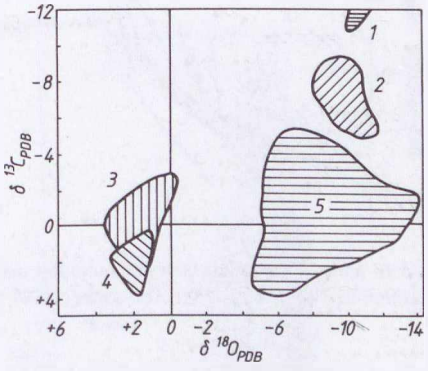
A sztilolitok késődiagenetikus kialakulását azoknak a ránövekedéses kvarcszegélyeket is elmetsző volta bizonyítja. A sztilolitosodás okozta feloldódás mértékét a nehézásvány-koncentrációnak a szomszédos kőzet nehézásvány-koncentrációjával való összehasonlítása útján lehet megállapítani.

A kvarcnál sokkal érzékenyebben reagál a nyomásra a kalcit és a dolomit: ezért *a nyomási oldódás a karbonátos törmelékből álló kőzetekben a legszembeötlőbb.* Az alpi molassz „Kalknagelfluh"-nak nevezett júra időszaki mészkő-konglomerátumaiban a szemcséket határoló varratok képződését ENGELHARDT (1973) csupán néhány méternyi üledékborításhoz köti. A nyomási oldódás a karbonát-anyagú ősmaradványokat a kvarchomokkövekből teljesen eltüntetheti. Néha az arkózás homokkövek földpátjain is megfigyeltek sztilolitokat. Bár a nyomási oldódás a tömörödés növekedése útján csökkenti a porozitást, azt nem képes teljesen megszüntetni.

Összegezve: a késő-diagenetikus kvarccement főforrása *részint* a jelentős mélységbe került homokkövek és aleur(ol)itok agyag- és csillámpikkelyekkel bevont szemcseérintkezésein kifejlődő nyomási oldódásban, *részint* a SiO_2 felszabadításával járó kémiai reakciókban (pl. a földpátok kaolinosodásában vagy karbonátosodásában), *továbbá* a kovának nagyobb mélységekben kalcit általi kiszorításában keresendő. A keletkezési helyük hőmérsékletén legföljebb csak telítettségig jutott kovaoldat a tömörödési áramokkal fölfelé haladva lehűl, túltelítetté válik, és kovacement alakjában csapódik ki. A túltelítődéshez a pH csökkenése is hozzájárulhat. Az erősen kovásodott, többnyire agyagszegény homokkövet gyakran éppúgy *kvarcit*-nak nevezik, mint a kvarcban dús homokkőből keletkezett metamorfitot. FÜCHTBAUER és MÜLLER (1970) az átalakulás foka szerint háromféle kvarcitot különböztet meg:



13.16 ábra. A törmelékes ásványok (kalcit, káliföldpát, kaolinit) és a diagenetikus klorit gyakoriságának mélység szerinti változása a Gulf Coast (USA) oligo–miocén korú tengeri agyag- és homokköveiben, HOWER *et al.* (1976) szerint



13.17 ábra. Az eocén korú Wilcox Formáció felszín alatti, tengeri és delta eredetű homokkövei karbonátos kötőanyaga stabilis izotóp-összetételének összehasonlítása mai üledékekével, BOLES (1978) szerint

1. Wilcox-kalcit. — *2.* Wilcox-ankerit. — *3.* Édesvízi dolomitok. — *4.* Tengeri dolomitok. — *5.* Kis hőmérsékletű hidrotermák dolomitüledékei.

(1) *Cementkvarcit*: erősen kovásodott, többnyire agyagszegény homokkő.

(2) *Nyomási kvarcit*: nyomási oldódással tömötté vált, többnyire agyagos vagy csillámos homokkő.

(3) *Metakvarcit*: teljesen átkristályosodott, lapított és erősen összefogazódott szemcséjű, metamorf homokkő.

13.9 A TÖRMELÉKES ÜLEDÉKEK POROZITÁSA

A homokos üledékek (arenitek) porozitása elméletileg (tehát a szemcsealak, az osztályozottság és az illeszkedési mód állandósága esetén) független a szemcsék átmérőjétől. Bár a szemcsék átmérőjének csökkenésével a pórusátmérők is kisebbednek, a térfogategységre eső szabad pórusok részaránya nem változik. A pórustér „diszperzió"-jának növekedését *a pórusrendszer fajlagos belső felületé*nek — vagyis a térfogat- (vagy súly-) egységre eső szemcsefelületek F_f összegének — a növekedése kíséri:

$$F_f = w'\pi/d \text{ cm}^2\text{cm}^{-3}. \qquad (13.8)$$

Itt d a szemcseátmérő; w' pedig a szemcsealak gömbtől való eltérésének a modulusa.

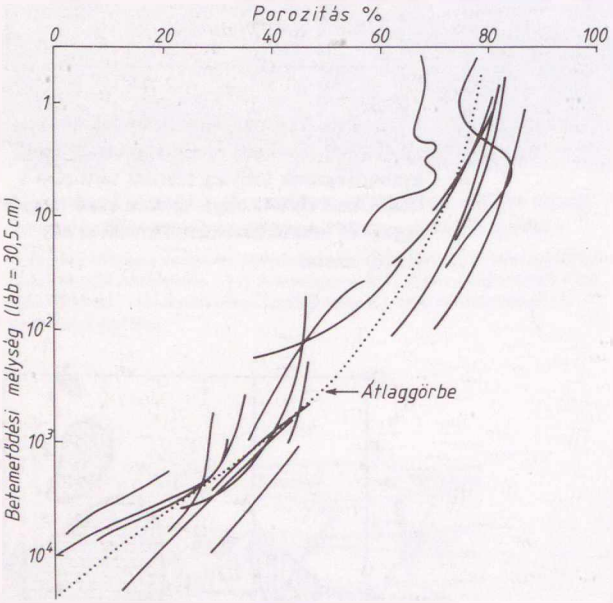
A finomszemcsés törmelékes üledékek porozitásának mélység szerinti változásai a fúrómagokon végzett nagyszámú mérés szerint kétségkívül jelentősen szórnak *(13.18 ábra)*. Tendenciájuk mégis a

$$P = P_0 e^{-cy} \qquad (13.9)$$

képlettel fejezhető ki, ahol a P az y mélységhez tartozó, P_0 a felszíni porozitás, c egy állandó, e pedig a természetes logaritmus alapszáma (31.251. fejezetrész, 31.21 képlet). A *13.16 ábra* átlagos porozitás/mélység görbéje BRIDGE és LEEDER (1979) szerint a következő kifejezéssel határozható meg:

$$P = 0{,}78 - 0{,}043 \ln(y+1) - 0{,}0054 + [\ln(y+1)]^2. \qquad (13.10)$$

Laboratóriumi körülmények között ez az összefüggés a finom szemű karbonátos üledékek tömörödésére is érvényesnek tűnik. Azok ui. az eddigi kísérletek szerint a törmelékes eredetű agyagokéhoz hasonló tömörödési arányokkal rendelkeznek. Természetes viszonyok közt azonban a (13.10) képlet rájuk aligha alkalmazható, mert a karbonátiszapok megszilárdulása sokkal hamarabb megállítja azok tömörödését, mint az agyagos kőzetekét.

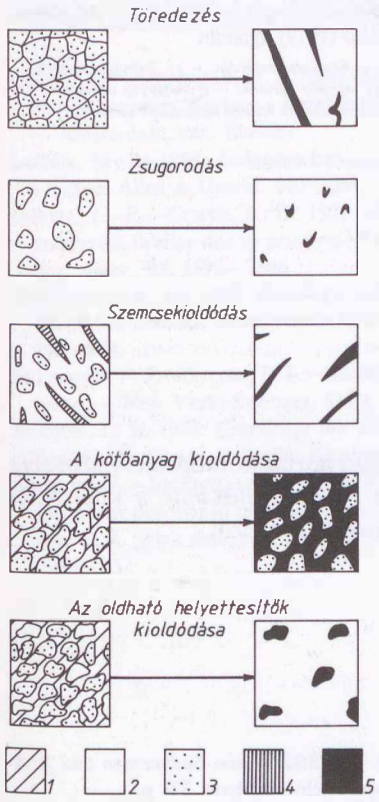


13.18 ábra. A porozitás és a betemetődési mélység összefüggése különböző üledéksorokban BALDWIN (1971) szerint

13.10 A HOMOKKÖVEK MÁSODLAGOS POROZITÁSA

A cementásványok hiányából vagy a pórustér eleve teljes kitöltöttségéből adódó elsődleges porozitás mellett a homokkő diagenezise idején számos olyan mechanizmus működik, amely másodlagos porozitást kölcsönöz annak. SCHMIDT és MCDONALD (1979) szerint ilyen folyamat lehet a kőzet *a)* töredezése, *b)* alkotóinak zsugorodása, *c)* a törmelékes szemcsék oldódása, *d)* az autigén (elsődleges) cement és *e)* az autigén (elsődleges) helyettesítő ásványok kioldódása *(13.19 ábra)*. E mechanizmusok a diagenezis bármely szakaszában mozgásba jöhetnek, hiszen a karbonátos homokkövek felszínközelben is könnyen mésztelenednek, ha hűvös, savanyú és CO_2-tartalmú víz áramlik rajtuk keresztül. Ezek mégis a karbonátos cementásványok mélységi kioldódását követően a leghatékonyabbak (*13.20* és *13.21 ábra*). Ennek az a legfőbb bizonyítéka, hogy a különböző korú törmelékes üledéksszletek leggazdagabb szénhidrogéntelepei olyan nagy (2—3 km-es) mélységben vannak, ahol a nyomás növekedése miatt jelentős porozitásra elvileg már nem is lehetne számítani. A karbonátásványok kioldódása *(dekarbonizációja)* az agyagos anyakőzet szerves anyagának *dekarboxilációjához* kapcsolódó CO_2-termelés és savanyú kémhatás eredménye, miközben az agyag montmorillonitjában lekötött víz nagy része is felszabadul.

Ez a víz *a nyomás és a hőmérséklet együttes hatására* fölfelé áramlik, és a homokköveken áthaladva, azok



13.19 ábra. Vázlat a homokkövek másodlagos porozitását okozó folyamatok áttekintésére SCHMIDT—MCDONALD (1979) nyomán

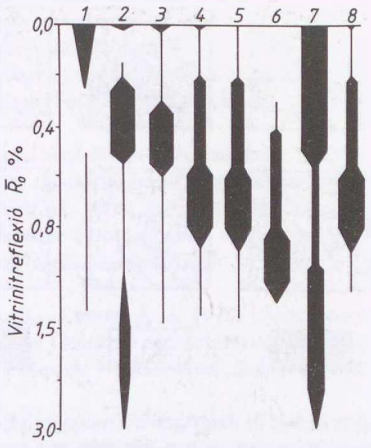
1. Karbonát vagy szulfát. — *2.* Alapanyag (mátrix). — *3.* Kvarcszemcsék. — *4.* Oldható helyettesítő anyag. — *5.* Pórusok.

karbonátos cementjét kioldja. Kaolinosítja azonban a földpátokat is, és ezzel tovább növeli a másodlagos porozitást. A Mg^{2+}, Ca^{2+}, HCO_3^- és CO_3^{2-} ionokkal telített víz karbonáttartalma csak az üledékoszlop magasabb részén válik ki ismét, és ez itt helyi porozitáscsökkenést eredményez. (A pórusvíz magas hőfoka dolomit-kiválást is előidézhet.) A kioldott másodlagos pórusteret viszont az anyakőzetből kiszoruló pórusvízzel távozó szénhidrogének foglalják el.

A szénhidrogén-képződés fő fázisa tehát a dekarboxiláció csúcspontját követi; az elsődleges szénhidrogénvándorlás pedig a karbonát-kioldás után indul meg. Ez az oka annak, hogy a szénhidrogének először a homokos tárolókőzet így megnyílt *másodlagos pórusterét* foglalják el. Ez utóbbi pedig még messze azon mélységzónák alatt is megjelenik, ahol hasznos elsődleges porozitással általában már nem számolunk (LEEDER 1982).

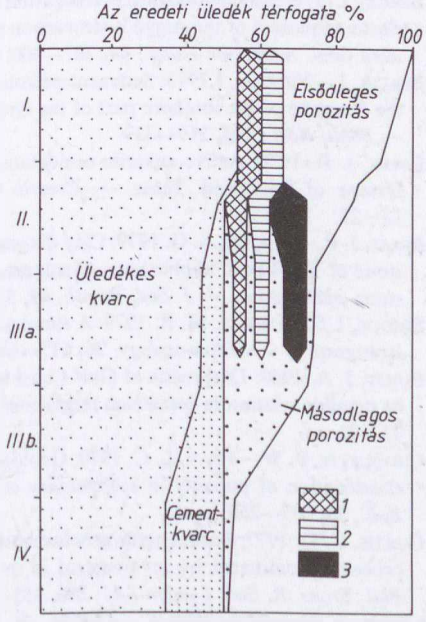
SCHMIDT és MCDONALD (1979) a másodlagos porozitást

— a karbonátcement maradványainak foltos megoszlása,
— a törmelékes szemcsék kioldódása és korróziója,



13.20 ábra. A karbonátok betemetődési diagenezisében érvényesülő mechanizmusok SCHMIDT—MCDONALD (1979) szerint. — A vitrinitreflexió értékei a diagenezis erőssége szerint növekednek

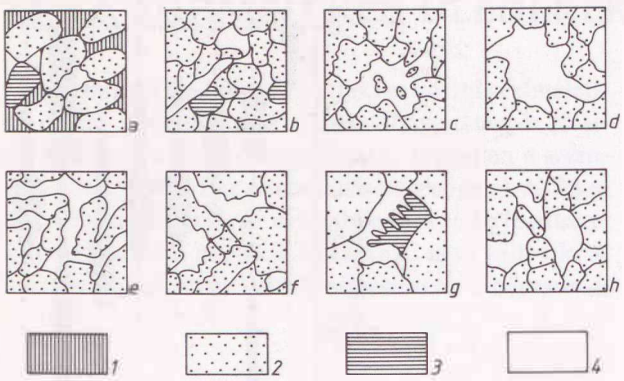
1. Mechanikai tömörödés. — *2.* Kvarc-diagenezis. — *3.* Karbonát-kicsapódás. — *4.* Karbonát-oldódás. — *5.* Dekarboxiláció. — *6.* Folyékony szénhidrogénképződés. — *7.* Porozitás-csökkenés. — *8.* Porozitásnövekedés.



13.21 ábra. A kvarcarenitek betemetődési diagenezisének az elsődleges és másodlagos karbonátcement kioldódása okozta másodlagos porozitással való összefüggése SCHMIDT—MCDONALD (1979) szerint

1. Üledékes karbonát. — *2.* Eogenetikus karbonát. — *3.* Mezogenetikus karbonát.

— a tömörödés inhomogenitása,
— a szemcseméretnél nagyobb pórusok megjelenése,
— a pórusalak megnyúlása,
— az alkotókon belüli pórusok és eltört szemcsék jelenléte



13.22 ábra. A homokkövek másodlagos porozitásának ismertetőjegyei SCHMIDT—MCDONALD (1979) nyomán

a) A cement foltos kioldódása. — *b)* Részecskekioldódás. — *c)* „Lebegő szemcsék" megjelenése. — *d)* Szemcseméretnél nagyobb pórusok. — *e)* Megnyúlt pórusok. — *f)* Korrodált szemcsék. — *g)* Hasadási felületek mentén kimaródott szemcsék. — *h)* Eltörött szemcsék.

1. Karbonát vagy szulfát. — *2.* Kvarc. — *3.* Földpát. — *4.* Pórusok.

alapján véli felismerhetőnek *(13.22 ábra)*. A másodlagos porozitás tiszta formái természetesen gyakran keveredenek az elsődleges porozitás maradványaival, s a helyi viszonyoktól függő póruseltömődéssel párosulva *a szénhidrogén-tároló heterogenitásának* a kitermelés módját erősen befolyásoló tényezői.

IRODALOM

BALDWIN, B. 1971: Ways of deciphering compacted sediments. — *J. Sed. Petrol.*, **41**, 293—301.

BÉRCZI, I. 1970: Sedimentological investigation of the coarse grained clastic sequences of the Algyő hydrocarbon holding structure. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **14**, 287—300.

BÉRCZI, I.—VICZIÁN, I. 1973: Sediment-petrologic investigations in the Neogene of the southern part of the Great Hungarian Plain. — *Földt. Közl.*, **103**, 319—339.

BOLES, J. R. 1978: Active ankerite cementation in the subsurface Eocene of Southwest Texas. — *Contrib. Miner. Petrol.*, **68**, 13—22.

BOLES, J. R.—FRANKS, S. G. 1979: Clay diagenesis in Wilcox Sandstone of SW Texas: implications of smectite diagenesis of sandstone cementation. — *J. Sed. Petrol.*, **49**, 55—70.

BRIDGE, J. S.—LEEDER, M. R. 1979: A simulation model of alluvial stratigraphy. — *Sedimentology*, **26**, 617—644.

BURST, J. A. 1969: Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migrations. — *AAPG Bull.*, **53**, 73—93.

CHOQUETTE, P. W.—PRAY, L. C. 1970: Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. — *AAPG Bull.*, **54**, 207—250.

CURTIS, C. D. 1977: Sedimentary geochemistry: environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. — *Phil. Trans. R. Soc. London (A)*, **286**, 353—372.

CURTIS, C. D.—PETROWSKI, C.—OERTEL, G. 1972: Stable carbon isotope ratios within carbonate concretions: a clue to time and phase of origin. — *Nature*, **235**, 98—100.

DAPPLES, E. C. 1967: The diagenesis of sandstones. — *In:* LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments.* — Amsterdam: Elsevier, 90—102.

DAPPLES, E. C. 1979: The diagenesis in sandstones. — *In:* LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks.* — Amsterdam: Elsevier, 31—99.

EADES, J. L.—GRIM, R. E. 1960: The reaction of hydrated lime with pure clay minerals in soil stabilization. — *In:* GRIM, R. E. 1962: *Applied Clay Mineralogy.* — New York: McGraw-Hill, pp. 268—270.

ENGELHARDT, W. v. 1973: *Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen.* — Stuttgart: Schweizerbart, 378 p.

FAIRBRIDGE, R. W. 1967: Phases of diagenesis and authigenesis. — *In:* LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments.* — Amsterdam: Elsevier, 19—89.

FOLK, R. L.—WEAVER, C. E. 1952: A study of the texture and composition of chert. — *Amer. J. Sci.*, **250**, 498—510.

FRIEDMAN, G. M. 1954: Miocene orthoquartzite from New Jersey. — *J. Sed. Petrol.*, **24**, 235—242.

FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970, 1977: *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Stuttgart: Schweizerbart, 104—129, 170—208, 226—245. — 2. kiadás: 724 p.

HANCOCK, N. J.—TAYLOR, A. M. 1978: Clay mineral diagenesis and oil migration in the Middle Jurassic Brent Sand Formation. — *J. Geol. Soc. London*, **135**, 69—72.

HEIN, J. R.—ALLWARDT, A. O.—GRIGGS, G. B. 1974: The occurrence of glauconite in Monterey Bay, California: diversity, origins and sedimentary environmental significance. — *J. Sed. Petrol.*, **44**, 562—571.

HELLER-KALLAI, L.—NATHAN, Y.—ZAK, I. 1973: Clay mineralogy of Triassic sediments in southern Israel and Sinai. — *Sedimentology*, **20**, 513—521.

HO, C.—COLEMAN, J. M. 1969: Consolidation and cementation of Recent sediments in the Atchafalaya Basin. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **80**, 183—192.

HOWER, J.—ESLINGER, E.V.—HOWER, M. E.—PERRY, E. A. 1976: Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments. I. Mineralogic and chemical evidence. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **87**, 725—737.

IRWIN, H.—COLEMAN, M.—CURTIS, M.—CURTIS, C. D. 1977: Isotope evidence for several sources of carbonate and distinctive diagenetic processes in organic-rich Kimmeridgian sediments. — *Nature*, **269**, 209—213.

KELLER, W. D. 1970: Environmental aspects of clay minerals. — *J. Sed. Petrol.*, **40**, 788—854.

KRUMBEIN, W. C.—GARRELS, R. M. 1952: Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. — *J. Geol.*, **60**, 1—33.

LAND, L. S.—DUTTON, S. P. 1978: Cementation of Pennsylvanian deltaic sandstones: isotopic data. — *J. Sed. Petrol.*, **48**, 1167—1176.

LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds) 1979: *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks. — Developments in Sedimentology*, **25A**. — Amsterdam, etc.: Elsevier.

LEEDER, M. R. 1982: *Sedimentology. — Process and Product.* — London: Allen &.Unwin, 270—284.

OERTEL, G. E.—CURTIS, C. D. 1972: Clay—ironstone concretion preserving fabrics due to progressive compaction. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **83**, 2597—2606.

OJAKANGAS, R. W. 1963: Petrology and sedimentation of Upper Cambrian Lamotte Sandstone in Missouri. — *J. Sed. Petrol.*, **33**, 840—874.

PETTIJOHN, F. J.—POTTER, P. E.—SIEVER, R. 1972: *Sand and Sandstone.* — New York: Springer, 618 p.

RUCHIN, L. B. 1958: *Grundzüge der Lithologie. — Lehre von den Sedimentgesteinen.* — Berlin: Akademie Verlag, 806 p.

SCHMIDT, V.—MCDONALD, D. A. 1979: Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. — *In:* SCHOLLE, P. R.—SCHLUGER, P. R. (eds): *Aspects of Diagenesis. — SEPM Spec. Publ.*, **26**, 209—225.

SPEARS, D. A.—KANARIS-SOTIRIOUS, R. 1979: A geochemical and mineralogical investigation of some British and other European tonsteins. — *Sedimentology*, **26**, 407—425.

TRIPLEHORN, D. M. 1970: Clay-mineral diagenesis in Atoka (Pennsylvanian) sandstones, Crawford Country, Arkansas. — *J. Sed. Petrol.*, **40**, 838—848.

TURNER, P. 1980: *Continental Red Beds.* — Amsterdam: Elsevier.

VASSZOEVICS, N. B. 1962: On the definition of stages in the process of lithogenesis. — *Dokladü Ak. Nauk SzSzSzR*, **190**, 220—243.

WALKER, T. R. 1962: Reversible nature of chert — carbonate replacement in sedimentary rocks. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **73**, 237—242.

WALKER, T. R.—WAUGH, B.—CRONE, A. J. 1978: Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **89**, 19—32.

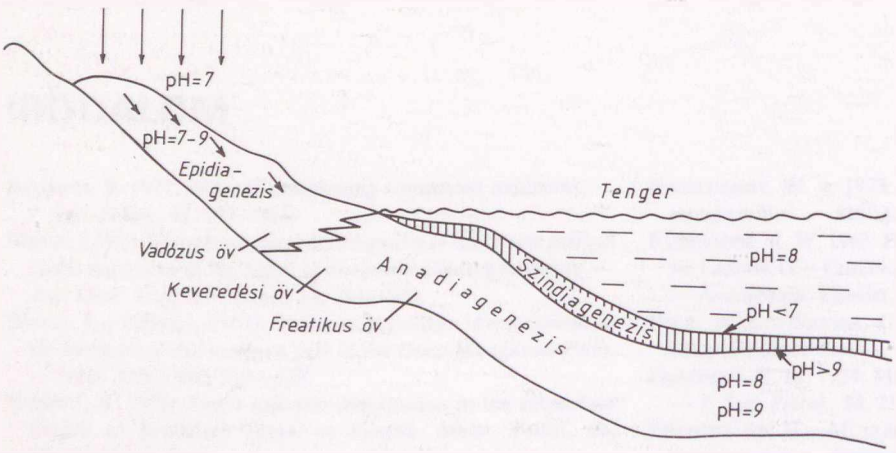
WAUGH, B. 1970: Formation of quartz overgrowth in the Penrith Sandstone (L. Permian) of NW England as revealed by scanning electron microscopy. — *Sedimentology*, **14**, 309—320.

WILSON, M. D.—PITTMAN, E. D. 1977: Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and palaeoenvironmental analysis. — *J. Sed. Petrol.*, **47**, 3—31.

14. A KARBONÁTOK DIAGENEZISE

HAAS JÁNOS

A karbonát-üledékek lerakódásuk útján jelentős fizikai, kémiai, ásványtani, szöveti változásokon mennek keresztül, és ez sokszor megnehezíti eredeti leülepedési környezetük felismerését. Ezen átalakulások sora a szemcsék tenger alatti, vagy az árapály öv közelében, édesvíz hatására történt cementálódásával, a szemcsék közti üregek kitöltődésével, az üledék kémiai, fizikai vagy biológiai degradációjával kezdődik (korai vagy *szindiagenezis*: BATHURST 1964). Következő lépésként, de időben esetleg az előzőt átfedve, megfelelő körülmények között megindul a metastabilis karbonátásványok (pl. az aragonit) oldódása és stabilis kalcittá alakulása. Más viszonyok között Mg-beépülés, dolomitosodás következik be.



14.1 ábra. A diagenezis szakaszai és fő tényezői FAIRBRIDGE (1967) nyomán, átszerkesztve

A betemetődés erősödésével folytatódik a cementáció, de fokozódik a tömörödés és megindul a nyomási oldódás is: a kőzet az *anadiagenezis* szakaszába kerül. Későbbi története folyamán, tektonikai hatásokra azonban ismét felszínközelbe juthat, és benne ezek, ill. a leszálló vízek oldó hatására hasadékok és üregek képződhetnek, majd újra kitöltődhetnek. Ezek a jelenségek már az *epidiagenezis* fázisába vezetnek át *(14.1 ábra)*.

A karbonátos kőzetek diagenezise *a*) építő jellegű, ha benne a kőzetté-szilárdulás tényezői dominálnak; *b*) romboló jellegű, ha folyamatai a már meglévő szövet és szerkezet teljes megsemmisülését eredményezik. Az üledék és kőzet mindenkori állapota ezen ellentétes irányú, de egyidejűleg működő folyamatok dialektikus kölcsönhatásától függ.

14.1 A DIAGENEZIST MEGHATÁROZÓ TÉNYEZŐK

Ezek CHILINGAR *et al.* (1979) szerint az alábbiak lehetnek:

1. éghajlati elemek (pl. a hőmérséklet, csapadék, páratartalom, a felszíni víz kémizmusa);

2. tektonikai mozgások (pl. emelkedés és süllyedés, ami meghatározza a lepusztulási, ill. felhalmozódási sebességet);

3. a geomorfológiai helyzet (pl. medence, lagúna, lejtő, tábla): ez befolyásolja az áramlási viszonyokat, a szemcseméretet, osztályozottságot stb.;

4. regionális jellegű geokémiai tényezők (pl. túlsós, rendes sótartalmú, vagy csökkentsós víz; vulkáni fluidumok);
5. az üledékképződési sebesség;
6. az eredeti üledékösszetétel (pl. aragonit, kalcit vagy Mg-kalcit; nyomelemek; izotópok);
7. a szemcseméret;
8. a nem-karbonátos alkotók (pl. agyag, kőzetliszt, szerves anyag) részaránya;
9. a kőzet eredeti szerkezeti jellegei (pl. a rétegzettség, elsődleges üregek, biogén szerkezetek);
10. a szemcseközi folyadékok és gázok;
11. a fizikokémiai állapot (pH, Eh, parciális gáznyomás, CO_2-tartalom);
12. az üledéket ért korábbi diagenetikus folyamatok.

A diagenezis sokténye zős, bonyolult és gyakran időben is elhúzódó folyamatsorát a regionális hatásokra mintegy rárakódó helyi tényezők teszik igen változatossá. Folyamatai CHILINGAR *et al.* (1979) szerint a következőképpen csoportosíthatók:

1. Fizikokémiai folyamatok: oldódás, fakulás, kilúgzódás, oxidáció, redukció, újrakicsapódás, helyettesítés, inverzió, átkristályosodás, cementáció, továbbnövekedés, kristálynövekedés, ásványképződés.
2. Biokémiai, ill. biológiai folyamatok: szemcseösszetapasztás, szemcseméret-csökkentés, oldás, marás, üledék-összekeverés, áső–fúró szervezetek tevékenysége, gázbuborék-képződés, szervesanyag-termelés és -lebontás.
3. Fizikai folyamatok: tömörödés, víztelenedés, száradás, csaknem-szingenetikus belső deformációk, oldódás, üreges kőzettesten belüli üledékképződés.

Izokémikus a diagenezis, ha a karbonátkőzet egészének eredeti kémiai összetétele a szöveti változások ellenére nem változik meg (ilyen pl. a *cementáció*, a *konkréció képződés*, a *neomorfózis* vagy *inverzió*; tehát a kristályok fölemésztődésével párhuzamosan azonos anyagú új kristályok képződése), az *átkristályosodás* és az ezekkel kapcsolatos *oldódás*. Azt, hogy a mészkövek izokémikus diagenezise nagyon korai jelenség lehet, az ősmaradványvázak jó megtartási állapota bizonyíthatja.

Allokémikus a diagenezis, ha az a karbonátüledék kémiai összetételének megváltozását eredményezi. Ilyen a *dolomitosodás*, a dolomit kalcitosodása („dedolomitizáció"), az *anhidritesedés*, *célesztinesedés*, a *kovásodás* stb. Ezeknek az ősmaradványok megtartására kifejtett hatása rendkívül változó.

14.2 A LEGFONTOSABB DIAGENETIKUS FOLYAMATOK

14.21 A CEMENTÁCIÓ

Ez az a folyamat, amelynek során az üledék szemcseközi pórusai, fizikokémiai vagy biokémiai hatásra kitöltődnek, és így a laza üledék kötötté válik. A karbonátüledékek legáltalánosabb kötőanyaga a $CaCO_3$. Ez jelenkori vagy szubrecens üledékek esetében aragonit, Mg-kalcit és kalcit is lehet, fosszilis üledékeknél azonban uralkodóan kalcit (inverzió). A $CaCO_3$ kötőanyagként való kicsapódása különböző okokra vezethető vissza, de végeredményben a CO_2-oldhatóság következménye (2.325. fejezetrész). NIGGLI—NIGGLI (1952) a $CaCO_3$ oldódási és kicsapódási folyamatának két alapesetét különítette el:

1. Ha a szabad CO_2-tartalom állandó, vagy nincs szabad CO_2, csökken az oldhatóság:

a) a hőmérséklet növekedésével,
b) a hidrosztatikus nyomás csökkenésével,
c) az egyéb ionok (oldott sók) mennyiségének csökkenésével,
d) Ca^{2+} ionfelesleg esetén;
e) ha csak kalcit válhat ki, metastabilis aragonit vagy vaterit azonban nem,
f) ha a víz bepárlódik.

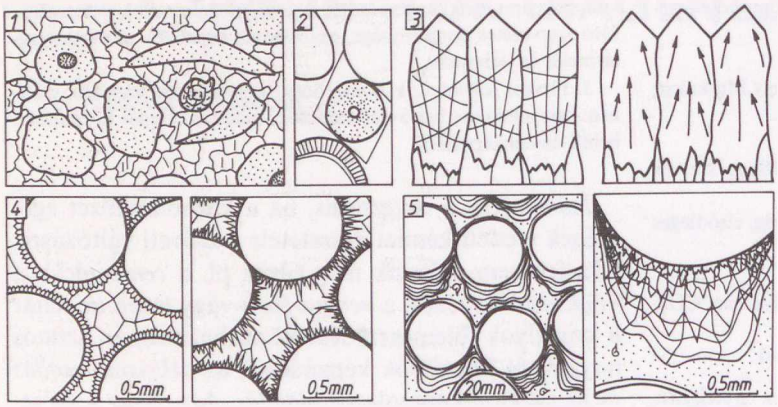
2. Ha mód van a CO_2-tartalom változására, csökken az oldhatóság:

a) amikor a CO_2 parciális nyomása csökken,
b) ha csökken a légköri nyomás (ilyenkor változatlan hőmérséklet mellett is CO_2 szabadul fel),
c) ha nő a hőmérséklet (ilyenkor állandó nyomáson és állandó parciális nyomás mellett CO_2 szabadul fel),
d) növényi fotoszintézis esetén (a vízben oldott CO_2 felhasználódása következtében),
e) amikor a szerves anyag bomlása során felszabaduló CO_2 mennyisége csökken, vagy megszűnik,
f) amikor a víz sótartalma nő.

A cementációt leginkább befolyásoló folyamatok CHILINGAR *et al.* (1979) szerint:

(1) a fizikokémiai karbonátkicsapódás [a számos tengerpartról ismert „beachrock"-ok (10.6131. fejezetrész) pl. úgy képződnek, hogy a még meg nem szilárdult meszes üledékek pórusait időnként átitató tengervíz elpárolog, és részint Mg-dús kalcitból, részint aragonitból álló cementtel tölti meg azokat];
(2) a szerves anyag bakteriális elbontása (CO_2-termelés és biokatalízis);
(3) az alga-cementáció (a sekélytengeri mészüledékek csaknem szingenetikus cementációjában uralkodó szerepet játszanak a vázukban jelentős mennyiségű Mg-ot felhalmozó kékeszöld- és vörösalgák).

A kőzet pórusait és üregeit kitöltő karbonátcement lehet *(14.2 ábra)*:



14.2 ábra. A karbonátcement főbb típusai

1. Szemcsés (mozaikszerű) cement. — *2.* Szintaxiális cementnek krinoidea-nyéltagra való ránövekedésével kialakult homotaxiális kalcitromboéder. — *3.* Drúzás cement; hosszmetszetben az aljzattól távolodva divergáló (balról), ill. konvergáló (jobbról) optikai tengelyekkel. — *4.* Szorosan (balról), ill. lazán (jobbról) ránövekedett radiaxiális (rostos) cement; középütt a maradéküregeket kitöltő, durvaszemcsés pátittal. — *5.* Mikrosztalaktitos pátit rendes fényben (balról); ill. ennek kinagyított részlete polarizált fényben (jobbról). — Jobbára PURSER (1973) nyomán.

a) szemcsés, ha kristályainak mérete egyforma vagy rendszertelenül változó;

b) drúzás, ha a kristályok nagysága az üreg felületétől távolodva növekszik;

c) szálas, rostos (radiaxiális), ha az üreg falát reá nagyjából merőleges, vékony pátitkristályok vonják be;

d) szintaxiális, ha a karbonátszemcsét gyűjtőkristályosodással körülvevő karbonát a maggal azonos optikai orientációban rakódik le, és az eredetileg más alakú (gyakran törmelékes) karbonátszemcsét homoaxiálisan, tökéletes kristályformára egészíti ki;

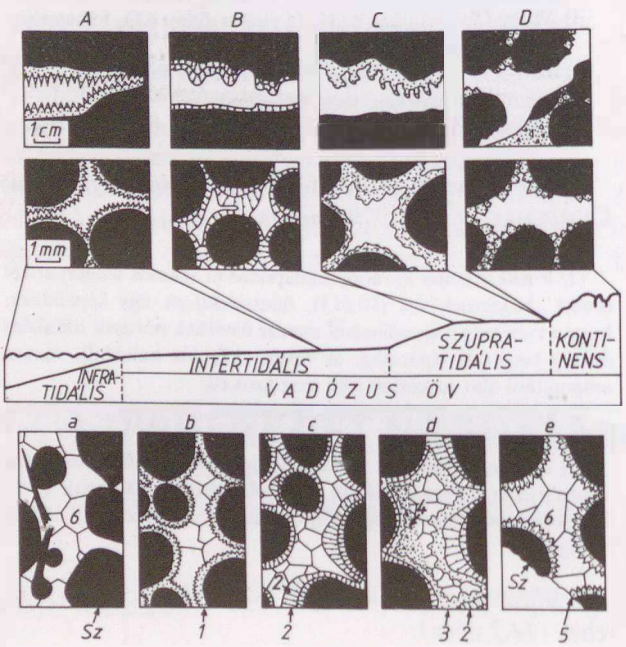
e) mikrosztalaktitos *(14.2 ábra, 5)*: cseppkőszerűen növekvő (belül drúzás–rostos) alakzatokkal, az intertidális övnek időnként szárazra kerülő részében (környezetjelző).

Ha a cementanyag diffúzió vagy áramlás révén, kívülről és az eredeti térfogat megváltoztatása nélkül kerül a pórustérbe, *exogén* cementációról beszélünk. Ha viszont a pórustér az üledék anyagának átcsoportosítása révén, „belülről" töltődik ki, *endogén* cementációról van szó.

A cement felismerését megkönnyíti, ha lerakódása előtt az üreg falának egy vékony rétege kilúgzódik, más ásványokkal helyettesítődik, vagy mechanikai (belső) üledékkel elegyengetődik. A cement többfázisú lerakódását a kristályok alakjának vagy színének megváltozása tanúsítja.

A különböző cementtípusoknak környezettípusok felismerésére alkalmazása idáig nem járt túl sok sikerrel. E kísérletek egyikét a *14.3 ábra* mutatja be.

A karbonátüledékek cementációja végbemehet *a*) a korai diagenezis során (tengervíz alatt, az árapály övben, szárazföldi és édesvízi környezetben), de *b*) a mély betemetődés (az anadiagenezis) szakaszában is. A különböző cementgenerációk anyagának és finomszerkezetének felismerésére a különböző festési eljárások (a FEIGL-féle rodizonsavas, alizarinos és/vagy NaOH-os oldattal való kezelés) mellett (WARNE 1962; FARKAS 1971) legsikeresebben a katódlumineszcenciás



14.3 ábra. Fent: A korai cement morfológiájának a képződési környezettől való függése. — Vázlat PURSER (1973) nyomán

A: Túlnyomórészt infratidális környezet: a pórusokat szabályosan szegélyező aragonitrostok

B: Túlnyomórészt intertidális környezet: mikrosztalaktos aragonitrostok

C: Szupratidális környezet: mikrosztalaktitokat formáló, mikrites aragonit

D: Kontinentális környezet: Mg-mentes, pátos kalcit és „vadózus kőzetliszt"

Lent: A cement morfológiai változása egy regressziós rétegsorban

a) Kompakció utáni mozaikpát-cement *(6)*.

b) Infratidális eredetű vékony, rostos cementszegély *(1)*.

c) Intertidális eredetű mikrosztalaktitokat formáló, rostos cementréteg *(2)*.

d) Többfázisú üregkitöltés: a mikrosztalaktitos *(2)* réteget szupratidális eredetű, szabálytalan elrendeződésű mikrites cement *(3)*, végül kontinentális eredetű „vadózus kőzetliszt" *(4)* követi.

e) A szemcséket *(Sz)* korai pátit *(5)* veszi körül; a diszkordancia mentén fennmaradva ez alkotja a *d)* zóna „vadózus kőzetliszt"-jét.

mikroszkóp alkalmazható (RICHTER—ZINKERNAGEL 1981; GROVER—READ 1983).

14.211 Tenger alatti cementáció. A közelmúltban még általános volt az a felfogás, hogy a karbonátüledék szárazra kerülése során, vagy olykor az árapály övben cementeződik; a tenger alatti cementációt nem tekintették jelentősnek. Napjainkban viszont egyre több adat tanúskodik a tenger alatti cementációról, mind sekély-, mind mélytengeri viszonyok között. Tenger alatti cementációra utaló kőzetjellegek:

— rostos pátitcement (radiaxiális kalcit),
— szferulitos (botrioidális = „szőlőfürtszerű") pátitcement,
— tengeri üledékkel kitöltött geopetális szerkezetek gyakorisága,
— az üregeket kitöltő tengeri üledék és a rostos cementrétegek váltakozása,
— többgenerációs fúrásnyomok,
— keményfelszínek,
— az intraklasztok gyakorisága.

14.2111 A sekélytengeri cementáció részint a partközeli régióban, részint mészkőzátonyokon megy végbe. SHINN (1969) szerint pl. a Perzsa-öböl fenekét — a pár m—30 m mélységű sekély padokon és a partközeli öv egyes részein — kemény, egyenetlen vastagságú és gyakran infaunától zavart szerkezetű, holocén *kalkarenit* borítja. Cementanyaga rostos–tűs, egyes esetekben már kalcittá átalakult aragonit, valamint mikrokristályos Mg-kalcit. A kötőanyag tengervízi eredetét O-izotópos adatok (12.44. fejezet) is megerősítik. A floridai belső self jelenkori laza mészhomok fáciesében is gyakoriak a néhány cm-es, cementált üledékdarabok és összefüggő keményfelszínek (MULTER 1977). — A Nagy Bahama Pad Ny-i és K-i részén a platóperem ooidhomokja helyenként több m^2-en át cementálódott (BALL 1967; HARRIS 1977).

Mindezen esetekben a cementáció rendes sótartalmú, meleg tengervízben, a metastabilis karbonátásványok rovására megy végbe (eredményét gyakran *A-cement*nek nevezik). SHINN (1969) szerint ehhez homok-szemcseméretű (vagyis nagy kezdeti permeábilitású) karbonátüledék szükséges.

A zátonyon belüli üregek kitöltődését különösen a *Belize*-i zátonyokon vizsgálták részletesen (JAMES *et al.* 1976; JAMES—GINSBURG 1979). A cementáció a zátonytetőn és az előtér „sarkantyú-szerkezet"-ein nem nagymértékű; cementált viszont a zátonyfal, sőt a fal fülkéiben felhalmozódott *Halimeda*-vázelemeket tartalmazó homok is.

Mindkét helyen a *Mg-kalcit* az uralkodó, általában szemcseközi, mikrokristályos vagy pátos, elsőgenerációs kötőanyag. De nem ritka az aragonit sem; ez a zátony felső részén a korallok belső kitöltéseként jelenik meg, a zátonyfalban pedig szemcseközi és üregkitöltő szerepe is lehet. Leggyakrabban tűs kristályhalmazokat, ritkábban szferulitokat alkot. A karbonátcement tengervízből való kicsapódását ez esetben is O-izotópos adatok igazolják (12.44. fejezet).

Igen nagy mértékben kötött a *Bermuda-plató* ÉK-i és ÉNy-i részén húzódó, uralkodóan bekérgező szervezetek által létrehozott, zátony jellegű építmény (GINSBURG—SCHROEDER 1973). Üregeit, pórusait, fúrási és marási eredetű bemélyedéseit részben a tengervízből kicsapódó Mg-kalcit és tűs aragonit, részben az üregekbe bemosódó tengeri karbonátüledék tölti ki. Az üregek kitöltődése többgenerációs cementkiválásról tanúskodik.

14.2112 A mélytengeri cementáció két környezeti típusban játszik jelentős szerepet: *a*) az üledékhiányos mélytengeri keményfelszínek területén (pl. az Atlanti Hátságon), *b*) a részlegesen zárt medencékben (pl. a Vörös-tenger 380—1740 m közötti vagy a Földközi-tenger 2 km körüli mélységeiben). Az *a*) esetben a Mg-kalcit az uralkodó cementásvány, de nyomokban aragonit, sőt romboéderes dolomit is megfigyelhető (FRIEDMAN 1964; BARTLETT—GREGGS 1970). A keményfelszínek felülete egyenetlen, gyakran Fe–Mn-oxidos kérgű. A *b*) típusú cementációt a Mg-kalcit és az aragonit kicsapódása jellemzi.

A mélytengeri cementáció folyamata részleteiben nem ismert. Nagyon valószínű, hogy két típusának feltételrendszere eltérő. A zárt medencék fenekének (olykor hévforrások által is fűtött) viszonylag meleg és nagy sótartalmú vizében a cementáció körülményei a sekélytengeri karbonáthomokéhoz közelítenek. Ezzel szemben a nyílttengeri keményfelszínek képződése viszonylag kiemelt helyzetű, tenger alatti magaslatokhoz kapcsolódik, ahol az oldódás és a kicsapódás közel egyensúlyban van. Az üledékképződés lassúsága, ill. időszakos megszűnése miatt a már lerakódott üledék hosszú ideig érintkezik a tengervízzel; eközben az egyensúly egyszer a $CaCO_3$ oldódása, máskor pedig a kicsapódása irányába tolódhat el. A kicsapódási fázisban létrejövő cementált felszínek az alattuk levő laza iszapot megvédhetik az elmosástól. A mélytengeri cementáció különleges esetét figyelte meg MILLIMAN (1974) a Közép-atlanti hátságon, ahol a víz magas hőmérséklete és CO_2-tartalma egyértelműen a tenger alatti vulkáni működés eredménye. A cement anyaga kalcit, kis Mg-, de viszonylag nagy Mn-tartalommal.

14.212 Az árapály övi és a dagály öv fölötti cementáció a sós- és édesvíz, valamint szubaerikus tényezők (főként az evaporáció) együttes hatásának eredménye.

Az árapálysíkon belül a korai cementáció területei SHINN (1983) szerint a következők:

— az árapály fölötti öv alsó részén gyakran dolomitos és evaporitos kéreg alakul ki (részletesebben a 14.29112. fejezetrészben);

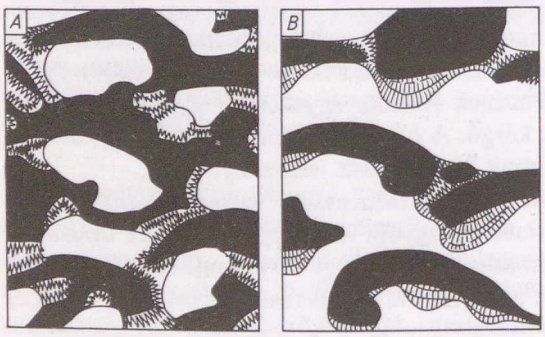
— az árapály csatornák peremén — durvahomok szemcseméret esetében — a kötőanyag dolomitmentes; finomabb szemcsézet esetén azonban *protodolomit* és aragonit;

— az árapály öv parti gátjai mentén és

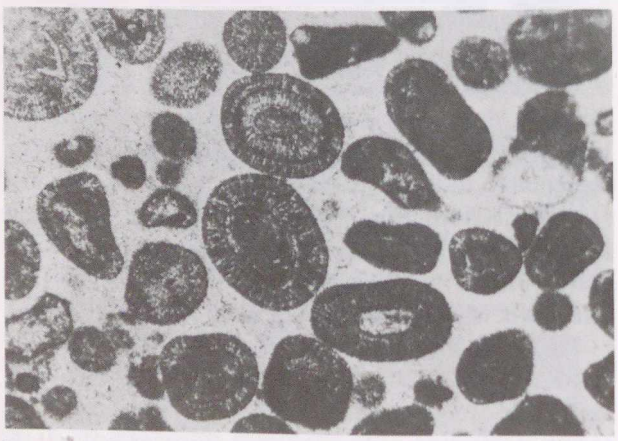
— az árapály öv alsó határán — mészhomokos üledék esetén — a kötőanyag dolomitmentes.

14.213 Szárazföldi és édesvízi cementáció

14.2131 Vadózus cementáció. A vadózus zóna a talajvíz szintje fölötti öv, amelyben a szemcseközi pórusokat általában levegő tölti ki, és csupán a szemcseérintkezések mentén marad meg vékony vízfilm. Ezért a karbonátos kötőanyag a szemcsék érintkezésén válik ki; ezt DUNHAM (1971) „meniszkuszcement"-nek nevezi *(14.4 ábra)*. A karbonátos kőzetek vadózus övét egyébként főleg oldási folyamatok jellemzik. A száraz éghajlaton képződő felszíni–felszínközeli mészkérgek azonban a fölfelé szivárgás közben besűrűsödő talajoldatok csapadékai.



14.4 ábra. Inter- vagy szupratidális környezetbeli (fekete) szemcsék érintkezésén kifejlődött szálas *(A)*, ill. vékonysztalaktitos („meniszkusz-") cement *(B)*. — PURSER (1978) nyomán



14.5 ábra. Szemcseközi pórusok késő-diagenetikus kitöltődése mozaikpáttal ooidos mészkőben

Edericsi Mészkő Formáció. — Felső-triász, karni emelet. — Hévíz Hv-6. sz. fúrás: 190,5—191,3 m. — Foto: HAAS J. — 1 N, 33,4×.

14.2132 Freatikus cementáció. A talajvízszint alatti (freatikus) övben a víz $CaCO_3$-ra telített, sőt túltelített, és így a szemcsék közti pórusokban karbonátcement válik ki, ami a porozitás és permeábilitás csökkenését eredményezi. A freatikus cementációt jellemzi (FRIEDMAN 1975):

— a korábban kioldott szemcsék (Mg-kalcit és aragonitszemcsék) helyének drúzás kalcittal való kitöltődése,

— a továbbnövekedéses *(szintaxiális)* cementképződés (pl. *echinodermata*-vázelemek körül),

— az aragonitvázak kalcitjának helyettesítődése *mozaikpát*tal.

14.214 Anadiagenetikus cementáció. A kőzettéválás gyakran csak a mély betemetődés fázisában válik teljessé. A karbonát-kicsapódást ilyenkor elsősorban fizikokémiai folyamatok határozzák meg. Növekvő hőmérsékleten ui. — ha a szabad CO_2-tartalom állandó — a $CaCO_3$ oldhatósága csökken, és karbonátkiválás megy végbe, jóllehet a nyomásnövekedés ellenkező irányban hat. A késő-diagenetikus, ún. *B-cement*et gyakran *kompakciós cement*nek is nevezik, mert képződésében a tömörödés (14.24. fejezet) és a nyomási oldódás (14.25. fejezet) is jelentékeny szerepet játszik.

A késői diagenezis során általában izometrikus *mozaikpát* tölti ki a szemcseközi pórusokat; de az is gyakori, hogy a kristályok mérete a pórus közepe felé nő *(14.5 ábra)*. A kristályok többnyire viszonylag nagyméretűek. Ez azt jelzi, hogy — a túltelítettség csekély foka miatt — egyidejűleg csak kevés ásványcsíra növekedett (FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970). A kötőanyag gyakran *Fe-tartalmú kalcit*. A késői diagenezis során ui. — reduktív környezetben — Fe^{2+} helyettesíti a kalcitrács Ca^{2+} ionjait.

A *Mélytengeri Fúrási Program* (DSDP) keretében mélyített fúrások több száz m-es rétegsoraiban a mélytengeri karbonátiszap anadiagenetikus cementációját tanulmányozva, DAVIES és SUPKO (1973) arra az eredményre jutott, hogy a nannoplankton-iszap kőzettéválásában a fedőterhelés és az időtényező játszik főszerepet. Az utóbbi elsősorban a cement kiválását gátló szerves film elbomlásához szükséges időt jelenti. A fedőterhelés szerepe kettős. A porozitáscsökkentő tömörödés főként a sekély betemetődés fázisában (200—250 m-es betemetődésig) jelentős. A mélyebb betemetődés során a *nyomási oldódás* kerül előtérbe; ennek következtében a biogén iszapalkotók (*kokkolitok, plankton-foraminifera* vázak stb.) részlegesen feloldódnak, majd anyaguk másutt — többnyire a jelenlevő biogén szemcsék körüli — *kis Mg-tartalmú*, továbbnövekedési kalcipátitként válik ki (COOK—EG-

BERT 1983). Több ezer m-t elérő betemetődés során viszont — további átkristályosodással — izometrikus *mozaikpátitos* szövet jöhet létre (FISCHER—GARRISON 1967).

A mélytengeri üledékek viszonylag ritkán kerülnek szárazföldi–édesvízi (vadózus vagy freatikus) diagenetikus környezetbe. SCHOLLE (1977) szerint azonban ilyenkor csupán kismértékű átalakulást szenvednek. Ennek főként az az oka, hogy már mind a biogén kőzetelemeik, mind a cementjük stabilis, *kis Mg-tartalmú kalcit*ból állanak.

14.22 AZ INVERZIÓ

Az inverzió az a folyamat, amelynek során a metastabilis ásványok — a kémiai összetétel változása nélkül — más rácsszerkezetű, stabilisabb ásványba mennek át. A $CaCO_3$ stabilitási sora a következő:

gél→vaterit→aragonit→kalcit.

A gélszerű $CaCO_3$ igen gyorsan vateritté alakul át; ez utóbbi pedig — az üledékes viszonyok közötti instabilitása következtében — néhány hónap alatt aragonittá változik (TERMIER—TERMIER 1963). Laza mésziszapok mészkővé szilárdulása igen gyakran az eredeti aragonit és *Mg-kalcit* feloldódása és kalcitként való újrakiválása útján megy végbe.

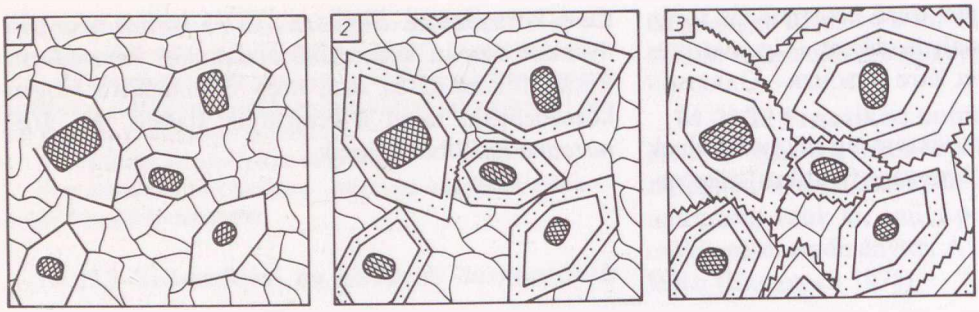
Az aragonit kalcittá alakulása több tényezőtől függő, igen változó sebességű folyamat. Elsősorban a víz Mg^{2+}-tartalma befolyásolja. TAFT (1967) szerint Mg^{2+} ionos környezet gátolja az aragonit kalcittá alakulását. Szubaerikus, ill. vadózus körülmények között viszont igen gyorsan végbemegy, hiszen a csapadékvíz Mg^{2+}-tartalma igen csekély. LOWENSTAM (1954) szerint a tengeri gerinctelenek aragonitváza természetes körülmények között 1 éven belül több mint 50%-ban kalcittá alakul át. TAFT (1967) kísérletei azt mutatják, hogy 23°C-on az aragonit vizes közegben már 100 nap alatt csaknem teljesen kalcittá alakul; alacsony hőmérsékleten viszont sokkal lassúbb az átalakulás. Ezzel szemben néhány ezer éves tengeri üledékekben még gyakori az aragonit, sőt Florida és Bermuda pleisztocén mészköveinek aragonittartalma olykor 50%-ot is elér (BATHURST 1975). A pleisztocén előtti üledékes kőzetekben az átalakulás többnyire már végbement, noha egyes paleozóos kőzetekben is találtak még aragonit-nyomokat. Idősebb kőzetekben azonban csak ott fordul elő aragonit, ahol különleges körülmények (pl. kőolajjal vagy aszfalttal való átitatódás, át nem eresztő agyagkövek közé zártság) lehetővé tették fennmaradását. Aragonitos üledék kalcitosodásakor annak pórustérfogata — a kalcit kisebb sűrűsége következtében — csökken. Az aragonit inverziója csak a Ca tekintetében izokémikus, a rácsába beépült nyomelemekre nézve azonban már nem. A jelenkori aragonitos iszapok 8—10 000 ppm-nyi Sr-tartalmával szemben a fosszilis mészkövek feleannyi Sr-ot tartalmaznak, s ugyancsak 50%-kal csökken kalcitosodáskor az aragonitos üledék eredeti urántartalma is. Ennek oka a kristályszerkezet megváltozásában keresendő.

A jelenkori tengeri üledékben az aragonit mellett a *Mg-kalcit* ($MgCO_3$ = 11—20 mol%) mennyisége is jelentős. Számos tengeri szervezet ui. — pl. bizonyos *foraminifera* fajok, *echinodermaták*, *vörösalgák* — Mg-kalcit vázat fejlesztenek. A Mg-kalcit szintén nagyon instabilis, könnyen oldódik, és rövid idő alatt 5 mol%-nál kisebb $MgCO_3$-tartalmú kalcittá vagy dolomittá alakul. Az átalakulás sebessége az üledék szemcseösszetételétől, porozitásától, a pórusvíz összetételétől és a környezet hőmérsékletétől függ. GAVISH és FRIEDMAN (1969) tengeri üledékeken végzett $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ vizsgálatai szerint a Mg-kalcit inverziója 7000—10 000 éves üledékeknél már befejezettnek tekinthető (14.22. fejezet).

14.23 ÁTKRISTÁLYOSODÁS (REKRISZTALLIZÁCIÓ)

E folyamat alkalmával az ásványnak sem a főelem-összetétele, sem a kristályszerkezete nem változik meg, csak kristályainak alakja, mérete, irányítottsága, esetleg nyomelem-tartalma és izotóp-összetétele módosul. Az átkristályosodás a karbonátos kőzet biogén vázelemeit, ooidjait és mésziszap eredetű alapanyagát is érintheti. Az esetek többségében *kristálynövekedéssel* jár együtt, bár ennek ellenkezőjére is vannak megfigyelések.

Az átkristályosodás mechanizmusa nem egyértelműen tisztázott. FOLK (1965) szerint kis porozitású kőzetek esetében főleg szilárd fázisú átkristályosodásról van szó, ami többnyire az eredetinél nagyobb, de közel azonos méretű kristályhalmaz keletkezését eredményezi. A kristályméret-csökkenés *(pszeudomikritképződés) korallok* és *mészalgák* körében gyakori, de különösen az eredetileg nagyméretű egykristályból álló *krinoidea*-vázelemeknél szembeötlő. Többnyire



14.6 ábra. A BATHURST (1975)-féle aggradációs neomorfózis fázisai

1. A szintaxiális továbbnövekedéssel jellemzett nukleációs fázis. — *2.* Vázképződési fázis. — *3.* Diffúziós fázis.

azonban valószínűleg nem szilárd fázisú átkristályosodással, hanem biológiai közreműködéssel (algatevékenység útján) megy végbe a szemcseméret-csökkenés. Számos esetben a nagyobb kristályok eredetileg is rejtetten polikristályosak.

BATHURST (1975) szerint a száraz környezetben végbemenő, *szilárd fázisú* diagenetikus *átkristályosodás* ritka jelenség. Helyette a nedves közegben történő, *aggradációs neomorfózis* (FOLK 1965; MIŠÍK 1968) a meghatározó. Ez viszont gyakran a kémiai és ásványos összetétel, ill. a kristályszerkezet megváltozását eredményezi. Folyamata már a diagenezis kezdetén, a részleges megszilárdulás idején elkezdődhet, és a kristályméret-növekedés mellett az inverziót, sőt az oldódási és kicsapódási cementációt is magába foglalja.

BATHURST (1975) az *aggradációs neomorfózis* három fázisát különíti el. A *nukleációs fázis*ban az üledék egy viszonylag stabilis kalcitkristálya (pl. egy kalcit anyagú héjprizma, egy echinodermata vázelem) növekedni kezd, és körülötte a környező kristályok feloldódásával párhuzamosan továbbnövekedéses pátkoszorú *(szintaxiális perem)* képződik *(14.6 ábra)*. A folyamat *második*, vázképződési *fázisában* a növekvő egyedi kristályok már érintkezésbe kerülnek egymással, s az újonnan képződő neomorf kalcit rárakódása révén egységes pátitváz alakul ki. A porozitás és a permeábilitás ebben a fázisban nagymértékben csökken, a kristályhatárokon oldódási film jön létre, s a kristályosodás lelassul. A *harmadik fázisban* a kristályok határfelületén kialakult oldódási film válik meghatározóvá. A porozitás már csak 1—2%. A kristályosodás a Ca^{2+} és a CO_3^{2-} ionoknak az oldódási film mentén történő diffúziójával megy végbe. Néhány %-os agyagásvány-tartalom ezt a folyamatot már teljesen megállíthatja.

A cement kristályainak növekedését a friss üledék szemcséire ható feszültségek idézik elő. A feszültségek csökkentésére az idősebb szemcsék között képződő új kristálycsírák ui. — gyakran egymásba hatolva — az egyenletes szemcsenagyság eléréséig növekednek. A viszonylag ritka szintaxiális szemcsenövekedés mechanizmusa semmiben sem különbözik az ásványtöredékek homotaxiális kiegészülésétől. Az eredetileg durvább szemcsék mikritesedése a feszültségek egyenletes megoszlását ellenkező irányban haladó szemcseeloszlás útján elérő folyamat.

Saját tapasztalataik, valamint FOLK megfigyelései alapján CHILINGAR *et al.* (1967) az inverzió és az átkristályosodás mérve szerint a karbonátkőzeteket következőképpen osztályozzák:

a) Sem átkristályosodást, sem inverziót nem szenvedett mészkő.

b) Gyengén átkristályosodott mészkő. A mikrites alapanyag és a szemcsék egy része átkristályosodott. Az aragonitvázak (pl. a *kagyló- és csigahéjak* jelentős része s az *algavázak* némelyike) kalcittá alakultak át.

c) A kőzet jelentős mértékben átkristályosodott, de az elsődleges szöveti jellegek az allokémikus alkotókkal és az eredeti alapanyaggal együtt még megkülönböztethetők.

d) Az elsődlegesen mikrokristályos kalcit vagy aragonit alapanyag inverzió és átkristályosodás eredményeként mikropátittá alakult át. Az allokémikus alkotók *(16.4 táblázat)* átkristályosodásának mértéke a *c*) fázishoz képest nem változik lényegesen. A mátrix átkristályosodása azonban csak részleges: ilyenkor mikritfoltok „úsznak" a mikropátitosodott alapanyagban.

e) Az átalakulás a mátrixra, a cementre, a szemcsékre s a helyben beágyazódott biogén kőzetelemekre egyaránt kiterjed. A szemcsék halvány körvonalai („szellemképei") az esetek többségében még felismerhetők.

f) Teljesen átkristályosodott kőzet: semmiféle eredeti szöveti jelleg nem ismerhető fel; a kőzet egésze mikropátittá vagy pátittá alakult át.

14.24 TÖMÖRÖDÉS (KOMPAKCIÓ)

E folyamat során az üledék eredeti térfogata — elsősorban a szemcseközi pórusok szűkülése, deformálódása és a szemcseközi folyadék eltávozása következtében — általában csökken. Legkisebb mérvű a helyben felhalmozódott biogén képződmények (zátonyok) és a korai cementáción átesett üledékek diagenetikus tömörödése. A finomszemű mésziszapoké ellenben, amelyek 80—95%-a víz, igen jelentős. Mészhomokok esetében a tömörödés okozta térfogatcsökkenés kb. 45%.

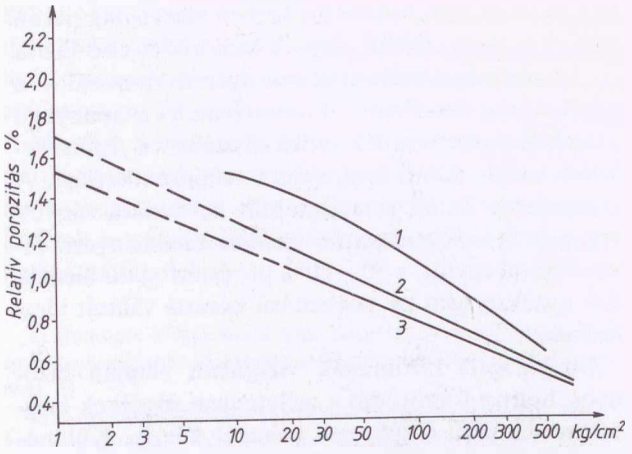
Finomszemű mésziszapok tömörödése a legfelső 30 cm-es szakaszon a legnagyobb mérvű. Itteni, ún. *póruskompakció*jukat nem a fedőüledék nyomása, hanem az üledéknek az ásó-faló szervezetek bélcsator-

náján való áthaladása, az állatok készítette üregek összenyomódása, az üledékek gélszerű viselkedése és a bakteriális bomlással keletkezett gázok távozása magyarázza (GINSBURG 1957). A legfelső üledékréteg bioturbációs tömörödése során bizonyos szöveti változások is bekövetkeznek. A fekális pelletek gyakran megsemmisülnek, és a pelletes iszap homogénné válik. Az árapály övi üledékek jellemző algaszőnyeges lemezessége is sokszor felismerhetetlen lesz a legfelső 10—15 cm-es üledékszakasz alatt.

Az üledékterhelés hatására bekövetkező *mechanikai* vagy *szemcsekompakció* a mélyebb betemetődési fázisban válik jelentőssé. Sajnos, erről éppen a karbonátüledékek esetében még ma is keveset tudunk. BATHURST (1971) álláspontja is még azt a közelmúltban általános felfogást tükrözi, hogy a mésziszap litifikációja során a szemcsenövekedéses cementáció és az inverzió általában megelőzi a tömörödést. Eszerint a karbonátkőzetek pórustérfogatának csökkenését elsősorban a cementáció okozza; ez viszont megakadályozza jelentősebb tömörödésüket. Alátámasztani látszott e nézetet, hogy a mészkövekben levő ősmaradványvázak gyakran teljesen épek, jóllehet a fedőterhelés okozta tömörödés során ezek jelentős mérvű deformációját (eltorzulását, sőt összetörését) lehetne várni.

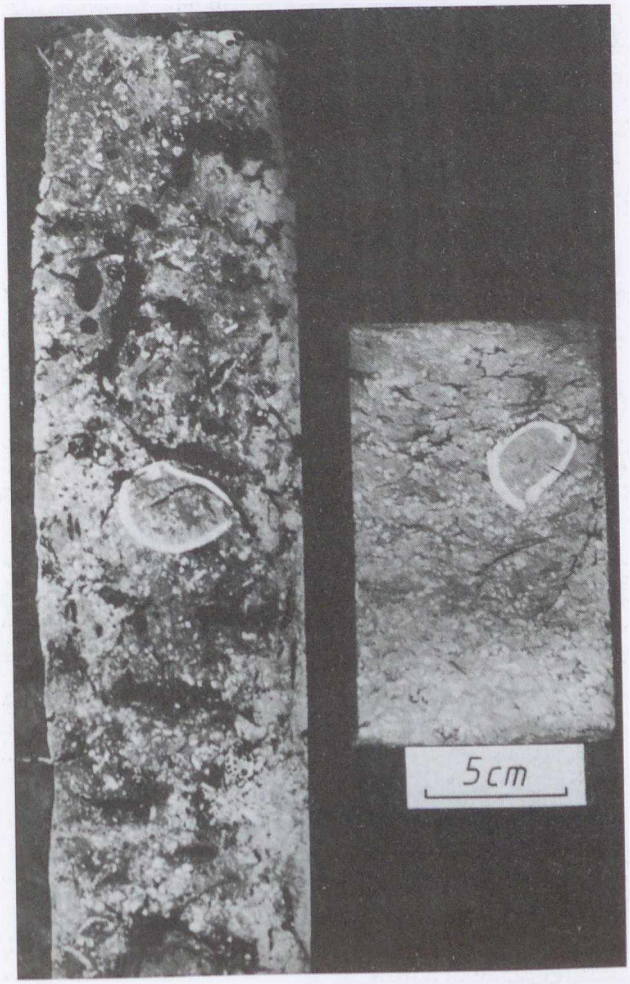
A kompakciós jelenségeket kísérletileg próbálták modellezni. EBHARDT (1968) pl. különböző szemcseméretű és karbonáttartalmú üledékeket vizsgált 650 bar legnagyobb nyomásig terjedően, különböző hőmérsékleteken *(14.7 ábra)*. Eszerint a tömörödés okozta porozitás-csökkenés a nyomás és a hőmérséklet nagysága mellett az üledék szemcseösszetételének, a póruskitöltő folyadékok és gázok mennyiségének, kémiai összetételének és a terhelés időtartamának a függvénye. Minél finomabb az üledék, annál hosszabb idő szükséges a tömörödéshez. A kompakció során megváltozik a szemcsék irányítottsága; plasztikus és siklatásos deformációk, valamint oldódási folyamatok következnek be. A szemcsék deformációja már kis nyomáson megkezdődik ugyan, de az ooidok csak 100 bar fölött roppannak össze.

SHINN *et al.* (1977) zavartalan tengeri üledékmintákon végzett tömörítési kísérletei is arra utalnak, hogy — legalább is a finom szemű üledékeknél — a terhelési nyomás okozta tömörödés hatása a karbonát-diagenezisben a korábban föltételezettnél sokkal nagyobb lehet. Kísérleteik során kb. 500 bar terhelési nyomásnál 75%-os térfogatcsökkenést értek el. Ezenkívül olyan szerkezeti és szöveti jellegek létrejöttét tapasztalták, amilyenek fosszilis mészkőfajtákban elég gyakoriak (vékony szervesanyag-bevonat képződése az elválási felszíneken, vékony rétegű és lemezes szerkezetek kialakulása, a kitöltött ásásnyomok szétnyomódása, ellapulása stb.; *14.8 ábra*). A *puhatestű* és *mikro-*



14.7 ábra. Tengeri mésziszapok kísérleti tömörödése EBHARDT (1968) szerint

1. Csendes-óceáni globigerinás iszap. — *2.* Vörös-tengeri globigerinás iszap. — *3.* Floridai-öbölbeli aragonitiszap.



14.8 ábra. A Rodrigez Cay jelenkori iszapjában levő ásásnyomok (balról) ellapulása 4134 m vastagságú üledékoszlop nyomásának megfelelő, 35—80 t/cm² terhelés okozta kompakció hatására (jobbról). — Foto: SHINN, E. A.

Feltűnő a kagylóhéj terhelés okozta helyzetváltoztatása.

fosszília-vázak összetörését ellenben viszonylag ritkán észlelték. Ez azt jelenti, hogy a tömörödés első fázisa — amikor még a hidrosztatikus nyomás dominál — a vázakat alig deformálja. Finomszemcsés alapanyagú üledékek porozitásának csökkentésében a *fedőterhelés*nek mégis döntő fontosságot tulajdoníthatunk. A kompakciós hatás, a metastabilis karbonátásványok mintegy 8%-os térfogatnövekedést eredményező inverziójával együtt, a 70—80% pórustérfogatú üledéknek gyakran igen kis porozitású kőzetté válását idézheti elő.

Mélytengeri fúrómagok vizsgálata alapján bizonyos, hogy a tömörödés a mélytengeri üledékek megszilárdulásában is lényeges szerepet játszik. Különösen jelentős ez a sekély (50—250 m-es) betemetődés szakaszában, amikor az iszap eredeti 70—95%-os porozitása 40—75%-ra csökken (COOK—EGBERT 1983). A tömörödési folyamat nyomán a szemcsék átrendeződnek, irányítottságuk megváltozik, eltörhetnek, és kémiai oldódásuk is megkezdődik. Végül is szemcsevázú szövet jön létre: a laza mésziszap *krétakőzet*té (chalk) alakul át.

Homok-szemcseméretű és finomszemű karbonátos üledékek sűrű váltakozása esetén hasonló *terhelési deformációk* tapasztalhatók, mint a nem-karbonátos üledékekben (terhelési zsebek és zsákok, lángszerkezetek, álkonkréciók, konvolúció).

Különbözően tömörödő üledékek kőzettesteinek egymás melletti megjelenése esetén mindig számolni kell az eltérő tömörödésből adódó vastagság-változással és deformációval. Egyfelől a zátonyok és karbonátos padok, másfelől a lagúnák, ill. a medencék üledékei között nagy tömörödési különbségek lehetnek. Mészkövek mechanikai tömörödését ENGELHARDT (1973) szerint a homokkő szemcséinek a nyomás irányára merőleges ellapulásával szemben a kalcitszemcsék töréses–siklatásos jellegű „folyása" jellemzi.

Különleges tömörödési folyamat a gyakran gélszerű üledék *víz alatti zsugorodása* vagy felszínre kerülés utáni *kiszáradása*, amit repedések és iszaprögök *(intraklasztok)* képződése, a repedések utólagos kitöltődésével pedig *szeptáriás szerkezet*ek kialakulása kísérhet. Ez utóbbiak azonban elsősorban finomszemű, agyagos–márgás karbonátokban fordulnak elő.

14.25 NYOMÁSI OLDÓDÁS

Az irányított nyomás az ásványok oldhatóságát különböző mértékben növeli. TRURNIT (1968) szerint az ásványok csökkenő nyomási oldhatósági sorrendje:

1. Kősó és kálisók. 2. Kalcit. 3. Dolomit. 4. Anhidrit. 5. Gipsz. 6. Amfibol és piroxén. 7. Tűzkő. 8. Kvarcit. 9. Kvarc, glaukonit, rutil, hematit. 10. Földpátok, kassziterit. 11. Csillámok, agyagásványok. 12. Arzenopirit. 13. Turmalin, szfén. 14. Pirit. 15. Cirkon. 16. Kromit.

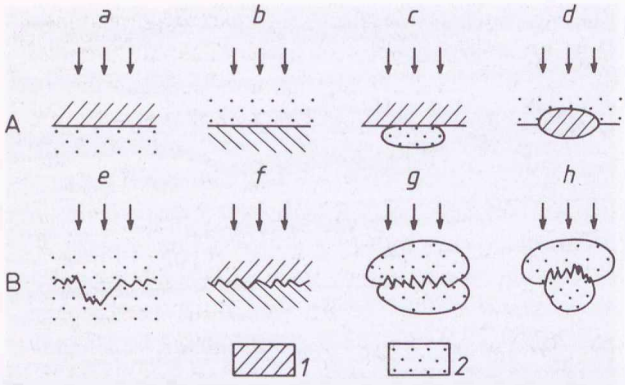
E sorozatnak a kalcit után következő tagjai a karbonátos kőzetekben, a kvarc után következő ásványai pedig homokkövekben és kvarcitokban lehetnek jelen.

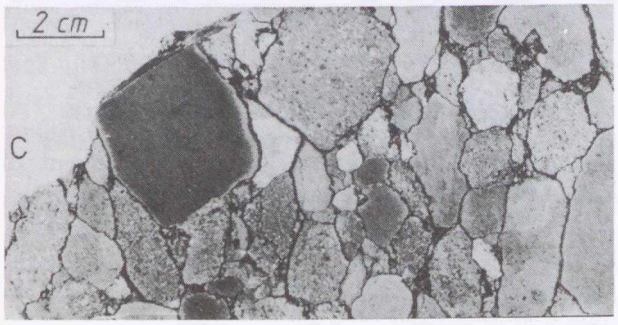
A nyomási oldódás — akár egyes ásványszemcsék, akár azok halmazai között zajlik le — ENGELHARDT (1960) szerint a RIECKE-féle elvet követi: az ásvány oldhatósága a nyomás irányában megnő. Az oldódási felületek TRURNIT (1968) szerint attól függően lesznek síkszerűek vagy görbültek, ezen belül pedig simák vagy varratosak, hogy az érintkező részecskék (halmazok) nyomási oldódásának mértéke, ill. az érintkezések görbületi sugarai hogyan kombinálódnak egymással. Az érintkező testek nyomási oldódásának feltűnő különbsége esetén az érintkezési felületek — egyenes vagy görbült voltuktól függetlenül — simákká *(14.9 ábra, A)*, ellenkező esetben pedig varratosakká válnak *(14.9 ábra, B és C)*. Az utóbbi esetben tehát — a feszültség megoszlásának helyi különbségei nyomán — egymásba nyomuló, keresztmetszetben a kotyacsontok varrataira emlékeztető sztilolitok keletkeznek *(14.10 ábra)*.

A *sztilolitok* (sztülosz = oszlop) hossza és magassága mikroszkópi méretektől több méterig terjedhet (PARK—SCHOT 1968). Bár sztilolitokat törmelékes kőzetek szemcsei között is kimutattak, azok — a korlátlan felületű *aggregátum-sztilolitosodás* eredményeként — mégis a kevés agyagot is tartalmazó karbonátos kőzetekben a leggyakoribbak.

A nyomási oldódást az irányított nyomást fölvevő szemcsefelületek folyadékfilmje és a csak hidrosztatikus nyomás alatt (tehát viszonylagos nyomásárnyékban) levő pórusvíz közötti diffúzió közvetíti. A feloldódott kőzet oldási maradéka — kevés autigén ásvánnyal együtt — a határfelületek bevonataiban koncentrálódik. Közöttük — az uralkodó mennyiségű agyagásványokon kívül — *szenes anyag, kova, pirit, szfalerit, molibdenit, löllingit, limonit, fluorit, karbonát, foszfát, szerpentin, vanádium-* és *uránásvány* is kimutatható. Nagyobb anyagmennyiség természetesen csak akkor oldódhat fel, ha az agyaghártya — akár belső szerkezete, akár a közte és a kőzet közötti hajszálrések révén — biztosítja az oldott anyag elvezetését. Túlságosan sok oldási maradék pedig megállíthatja a sztilolitképződést.

A sztilolitosodásnak TRURNIT (1968) szerint négy fokozata van: *1.* Semmi vagy igen kevés oldhatatlan maradék esetén a kevésbé oldható részecskék egyre





14.9 ábra. A nyomási oldódás főbb esetei

A: Azonos *(a–c)*, ill. eltérő *(c–d)* görbületi sugarú, de különböző nyomási oldódású szemcsék (halmazok) sima érintkezési felületei, TURNIT (1968) nyomán

B: Azonos *(e–g)*, ill. eltérő *(h)* görbületi sugarú, de azonos nyomási oldódású szemcsék (halmazok) sztilolitos érintkezési felületei

1. A nyomásirányban (nyilak) kisebb, ill. *2.* nagyobb oldékonyság jelzése

C: Különböző sztilolittípusok a Polányi Márga Formáció Jákóhegyi Tagozata breccsaszemcséinek érintkezésén. — Magyarpolány-38. sz. fúrás: 308,3 m.



14.10 ábra. Sztilolitos felület keresztmetszete az oldási maradéknak a függőleges varratrészeken mutatkozó elvékonyodásával (a képszélesség 2,5 mm)

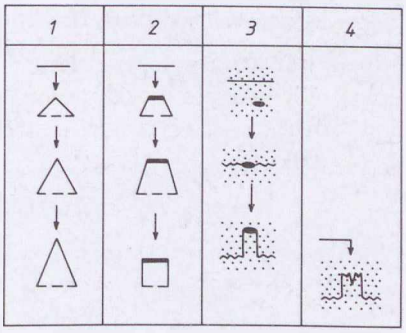
Nienburgtól Ny-ra (NSzK). — Felső-perm: zechstein-2. — *In* FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970, p. 364.

meredekebb, kúpszerű formában mélyednek jobban oldódó környezetükbe. *2.* Több oldási maradéknak az ellenállóbb részletek tetején való fölgyülemlése csonkakúpokat eredményez. *3.* Ellenálló szemcsék védelme alatt a sztilolit oszlopszerűvé válik. *4.* A védelmet nyújtó szemcse feloldódása varratos tetejű oszlopokat eredményez *(14.11 ábra)*.

Mivel a feloldódott mész a kőzet más részeinek pórusaiban ismét kicsapódik, az erősen sztilolitos karbonátok porozitása általában csekély. A karbonátos kőzetek nyomási oldódásának a rétegzésre gyakorolt hatása kétféle lehet:

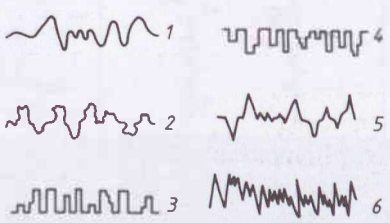
a) Homogén kőzetlemezek sima határlapjainak sztilolitosodása egyre bonyolultabbá váló érintkezéseket hozhat létre (*14.12* és *14.15 ábra, 5*).

b) A nyomási oldódás előrehaladása azonban a korábban kialakult sztilolitokat — azoknak kevésbé oldékony réteggel vagy a kritikus értéken felüli vastagságú oldási maradékkal való találkozás



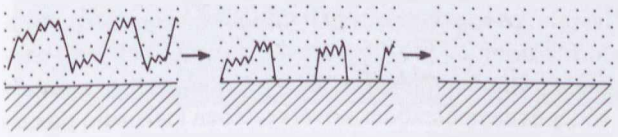
14.11 ábra. A nyomási varratok TURNIT (1968)-féle fokozatai

1. Egyre meredekebbé váló kúp alak. — *2.* Csonkakúp és oszlop, oldási maradékból álló sapkával. — *3.* Ellenálló szemcsesapka alatt kialakult oszlop. — *4.* A szemcsesapka feloldódása után varratos tetejűvé vált oszlop.



14.12 ábra. Különböző sztilolittípusok, TURNIT (1968) nyomán

1. Egyszerű hullámos. — *2.* Varratos. — *3.* Fölfelé elhaló. — *4.* Lefelé elhaló. — *5.* Éles csúcsú. — *6.* Szeizmogramszerű.



14.13 ábra. Korábbi sztilolitoknak a nyomási oldódás előrehaladása következtében a kevésbé oldékony réteg felületével való elmetsződése, TURNIT (1968) nyomán

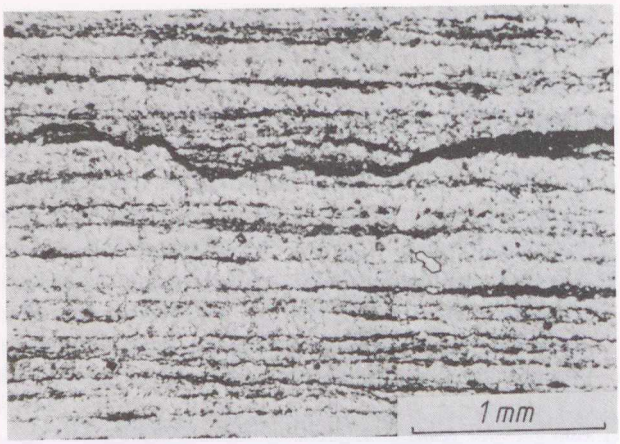
síkján — fokozatosan eltünteti. Ennek következtében a karbonátos kőzetek oldási maradékkal elválasztott, sima réteglapjai *másodlagos üledékhézagot* jeleznek (*14.13* és *14.14 ábra*).

A nyomási oldódás jelentősége abban van, hogy: *a*) 35—40%-kal csökkentheti a karbonátos összletek térfogatát, *b*) megmagyarázza a *B-típusú* karbonátcement jelentős részének származását, *c*) átrendezi a karbonátos és nem-karbonátos elegyrészek eredetileg homogén eloszlását.

Az, hogy a nyomási oldódás diagenezis előtti, teljesen konszolidálatlan üledékben menne végbe, egyértelmű cáfolatot nyert. PARK és SCHOT (1968) szerint a sztilolitok túlnyomó része diagenetikus eredetű, mert:

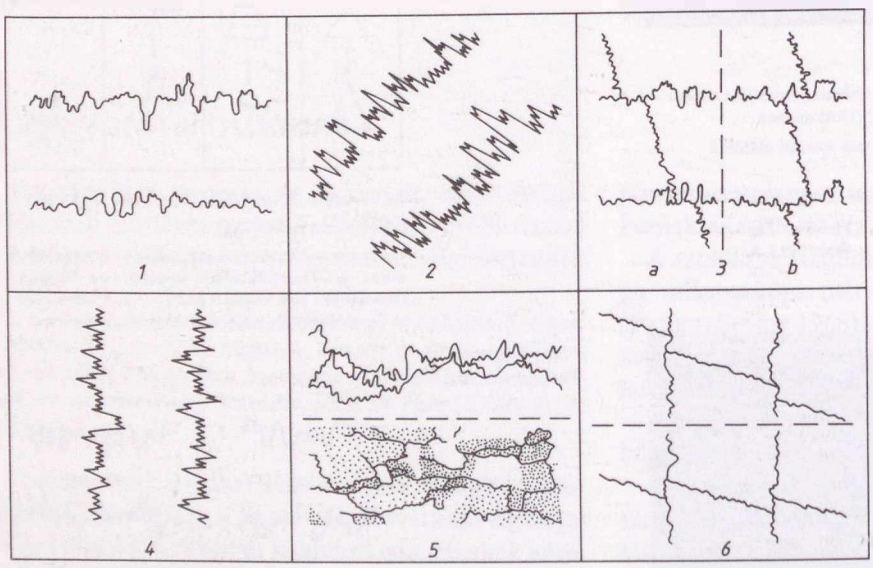
— a sztilolitos felületek zöme párhuzamos a rétegzéssel (nyugodt település esetén), tehát merőleges a fedőterhelésből adódó nyomásra (*14.15 ábra, 1*);

— a réteglapokon mutatkozó áramlási barázdák és csatornák felé közeledő sztilolitok — a varratmagasság csökkenése mellett — követik azok mélyülését;



14.14 ábra. A rétegvastagság csökkenése, reziduális réteg keletkezése, a vékonyabb nyomási oldódási felületek összeolvadása a közbülső rétegek kioldódása révén, FÜCHTBAUER (1968) szerint, az észak-német zechsteinben; a Springer-Verlag engedélyével

Kalcitos és bitumenes réteglemezek változása. A fehér foltok autigén albit kristályok.



14.15 ábra. A sztilolitoknak a rétegezés (vízszintes) síkjához való viszonya PARK és SCHOTT (1968) nyomán

1. Horizontális. — *2.* Ferde helyzetű. — *3.* Korábbi dőlt helyzetű sztilolitokat elmetsző vízszintes. — *4.* Függőleges. — *5.* Összekapcsolódó. — *6.* Ferde sztilolitokat elmetsző függőleges sztilolitok.

— a sztilolitok nem folytatódnak mikrotektonikai felületekben; utólag meggyűrődött karbonátos kőzetekben pedig ritkák;

— ha a sztilolitosodás a kőzet teljes megszilárdulása után történnék, akkor az azzal járó nagy térfogatcsökkenésnek törések, nyílt üregek, breccsák keletkezésében is meg kellene nyilvánulnia.

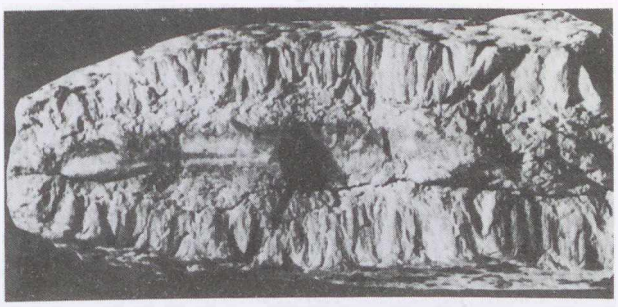
A diagenetikus sztilolitosodás *hosszan elnyúló* folyamat, amelynek szakaszossága a viszonylag magas varratok bevonatának lemezsoraiból olvasható ki. Még a kőzet képlékeny állapotában elkezdődik, és a pórusok teljes kitöltődésével ér véget. Süllyedő medencékben a sztilolitokat létrehozó vízáramot a tömörödés és cementeződés következtében kiszoruló pórusvizek is táplálják.

A rétegzésre merőleges vagy ferde sztilolitokat (*14.15 ábra, 2—4, 6*) sokan konszolidáció utáni tektonikus repedések mentén kialakultaknak vélik. A mészisapok azonban — mint azt nyomási varrataik gyakori diffúz összeszövődése tanúsítja — már a diagenezis alkalmával is sokféle deformációnak lehetnek kitéve. Ezért *csak azok a sztilolitok tekinthetők kétségkívül posztdiagenetikusaknak, amelyek ana- vagy epidiagenetikus kalcitereket, gyűjtőkristályosodással létrejött, nagy kristályokat szelnek át.* Kiemelkedő karbonáttömegekben a felszínközeli vizek folytathatják a sztilolitok menti oldódást.

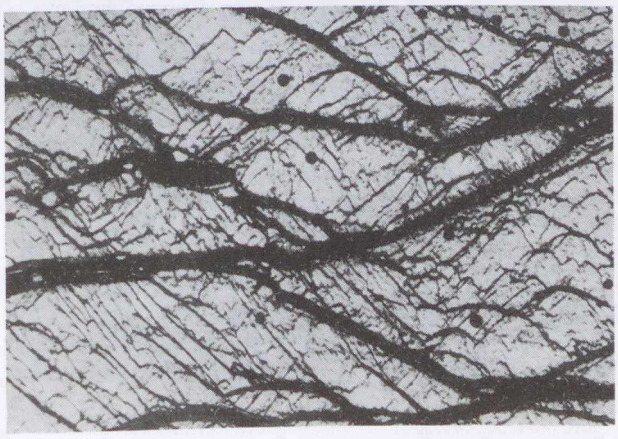
Valószínűleg nyomási oldódás eredményei az angol nyelvű irodalomban „cone-in-cone" (a németben „Nagelkalk") néven ismert, főként agyagos karbonátok, de homokkövek, agyagpalák, agyagos vaskőzetek, sőt kőszenek 2,5—15 cm vastagságú és olykor

igen nagy területű rétegeiben tömegével előforduló *kúpszerkezetek* is. E kúpok fordított helyzetűek, csúcsuk a fekü felé néz; tengelyük nagyjából a rétegzésre merőleges. A kúpok csúcsszöge 30—60°; magassága 1—10 cm; talpuk átmérője 0,3—1-szerese magasságuknak. Oldalaik többnyire barázdáltak, és sok gyűrűs bemélyedéssel is tarkítottak. A belsejüket kitöltő kalcit- vagy ankeritrostok a kúp csúcsából kiindulva többé-kevésbé széttartanak. A karbonátkúpokat vékonyabb-vastagabb, de ugyancsak kúpos agyaghártyák szelik át *(14.16 ábra)*. A karbonátrostok növekedése MACKENZIE (1972) szerint közvetlenül a teljesen még meg nem szilárdult iszap és a víz határa alatt, a vízfenéken feloldódott szerves maradványok anyagának újrakicsapódásával indult meg. A rostokon áthatoló és rajtuk túlnyúló agyagkúpokat azonban már alulról fölfelé ható nyomásból eredő, másodlagos képződményeknek tartja. Eszerint az utóbbiak kialakulása a korábbi karbonátrostok továbbnövekedésétől okozott nyomás, ill. nyomási oldódás következménye. Az agyagfilmek ráncait USDOWSKI (1963) is a nyomás mechanikai hatásának, a karbonátrostok nyomelemeinek az agyagfilmekbe való vándorlását pedig a nyomási oldódásnak tulajdonítja.

Lehetséges azonban, hogy ez a keletkezésmód nem alkalmazható minden kúpszerkezetre. Például a kőszéntelepek kúpszerkezeteinek nincs rostos jellegük. BROWN (1964) és FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) az agyagpalák kúpszerkezeteit — bár nem teljesen meggyőző módon — olyan korai diagenetikus kalcitkiválásból eredezteti, amelynek kívülről bevándorolt karbonátanyaga az eredetileg összefüggő agyag lemezeit feszítette szét *(14.17 ábra)*.



14.16 ábra. „Cone-in-cone" kúpszerkezet egy a rétegzéssel párhuzamos konkréció kérgében, kb. 2×-es nagyításban, THURSTON (1978) nyomán



14.17 ábra. Agyagréteg fölleveledzését okozó karbonátos kúpszerkezet („Nagelkalk") mikroszkópi képe FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) nyomán, engedéllyel

Alsó-kréta, Dalum, Emsland, NSzK. — FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) p. 367. — Kb. 11,3×.

14.26 KONKRÉCIÓKÉPZŐDÉS

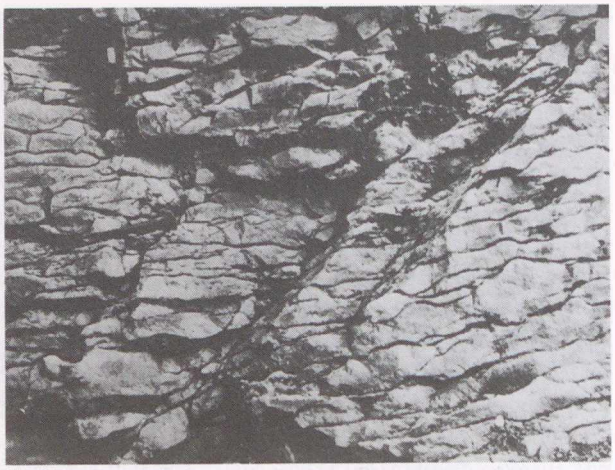
A konkréciók gömbölyded, sokszor azonban a rétegzéssel párhuzamosan ellapuló, egy-egy központ körül növekedő, diagenetikus eredetű gumók. Leggyakrabban agyagos mészkőben, márgában, löszben alakulnak ki. Anyaguk kalcit, dolomit vagy szferosziderit. Tipusos fajtáik a pórusvizek eltérő koncentrációja miatti helyi ionvándorlás eredményeként kémiai kiválással keletkeznek. A baktériumok termelte NH_3 pl. gyakran megemeli a pH-t; a pórusvíz ennek következtében túltelítettségig megnövekedő karbonáttartalma végül is kicsapódik (FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970). Sok esetben az üledék szerves anyagának bomlása idézi elő a konkréciókképződést. A konkréciók már meglévő üregeket is kitölthetnek, többnyire azonban a laza üledékben a kristálynövekedéssel kapcsolatos mechanikai nyomás révén nyernek teret. Egyes fajtáik pedig metaszomatikus helyettesítéssel keletkeznek.



14.18 ábra. Féregjáratoktól áthatott márgás mészkő bioturbációs eredetű gumóssága

Színpetri Mészkő Formáció: felső-szkíta alemelet. — Aggteleki-hegység. — Színpetritől Ny-ra 200 m-re, a műút mentén. — Foto: VÉGH ZS.





14.19 ábra. Gumós mészkövek konkréciós eredetű gumókkal

Balra: Vörös, gumós ammoniteszes mészkő. — Pálihálási Formáció. — Titon–kimmeridgei emelet. — Sümeg, Mogyorós-domb. — Foto: HAAS J.
Jobbra: Lithothamniumos–discocyclinás mészkő. — Felső-eocén. — Budapest, a Pálvölgyi-cseppkőbarlang bejáratánál. — Foto: TRUNKÓ L.

Konkréciószerű lehet az agyagos mészkőféleségek *gumós szerkezete* is, ha annak kialakulása a diagenezis oldódási→ionvándorlási→újrakicsapódási folyamatsorát követi. Máskor azonban a gumós szerkezet bioturbációs eredetű, és a két folyamat összekapcsolódása sem ritka, sőt tenger alatti oldódással (szubszolúcióval) vagy nyomási oldódással is társulhat. Ez esetben a gumós szerkezet létrejöttének rekonstruálása igen nehéz.

A gumós szerkezet legszebb példáit az *ammonitico rosso* típusú üledékekben találjuk. A tatai Kálváriadomb pliensbachi vörös-gumós krinoideás mészkövében vagy az Aggteleki-hegység alsó-triász korú Színpetri Mészkövében bioturbációs eredetű *(14.18 ábra)*; a dogger korú Tölgyháti Mészkő gumói pedig főként konkréciós eredetűek, a szubszolúció nyomaival *(14.19 ábra)*.

14.27 REPEDÉS- ÉS ÜREGKITÖLTÉS

Az üledékben lerakódása közben, diagenezise során vagy után képződött repedések és üregek később — gyakran több fázisban — kitöltődnek. Üledékképződés közben képződnek az ásó–fúró szervezetek által kivájt vagy a zátonyok növekedése alkalmával közbezárt üregek, az árapály öv száradási repedéseinek és a szinszedimentációs szerkezeti mozgások hatására létrejött hasadékoknak *„neptuni telér"*-eknek nevezett kitöltései *(14.20 ábra)*. A kőzettéválás során többnyire oldódással képződött üregeket s a jóval későbbi hegységszerkezeti repedésrendszereket a kőzet felszínközelbe emelkedése után a karsztosodás tágítja tovább. A repedések és üregek tölteléke fizikokémiai vagy biokémiai úton kiváló karbonátanyag, tengeri vagy szárazföldi mechanikai (belső) üledék, sokszor pedig e kettő váltakozása.

A fosszilis vázak belső üregeit gyakran csak részben tölti ki *belső üledék;* azok felső része vagy üresen marad, vagy csak később rakódik bele általában tiszta, átlátszó pát. Az ilyen *geopetális szerkezetek* a réteg eredeti vagy átbuktatott helyzetének eldöntésére alkalmasak *(14.21 ábra)*.

Sajátos üregkitöltések a kalcipélites kőzettípusokban megfigyelhető *sztromataktiszok*. Jellemzőjük az alul sík, felül egyenetlen üregfalat borító, rostos *(radiaxiális)* kalcitbevonat és a pátitlemezekkel tagolt, több generációjú, finom szemű tengeri üledékből álló kitöltés *(14.22 ábra)*. Létrejöttük eléggé vitatott; valószínűleg poligenetikus, de javarészt tenger alatti üregkitöltésekről van szó. Egyes esetekben kétségkívül zátonyszerű algaszövedék üregeiben alakultak ki (WOLF 1963). Máskor ásásnyomok kitöltései (SHINN 1969). BATHURST (1980) — jelenkori megfigyelések alapján — a tenger alatt cementált kéreg alóli üledékkimosódás lehetőségét hangsúlyozza.

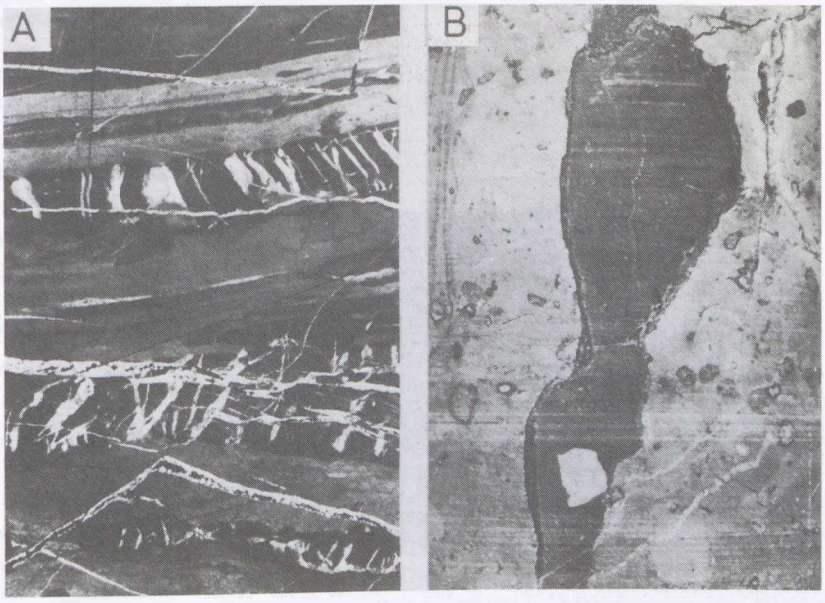
Árapály övi és apály öv alatti, sekélyvízi mészkövek lencseszerű, durva pátitkitöltései *(16.15. tábla:* 3*)* többnyire ásószervezetek készítette üregeknek a kiemelkedési fázisban létrejött, vadózus kristálykiválásai. Az árapály fölötti övben pátittal vagy terrigén anyaggal kitöltött, prizmás vagy lemezszerű száradási repedések jönnek létre.

Zátonyokon több fázisú $CaCO_3$-kitöltéssel számolhatunk. Jelenkori megfigyelések szerint az itteni üregek már a tenger alatt rostos kalcittal vagy aragonittal, majd belső üledékkel kezdenek kitöltődni; az üre-

14.20 ábra. Neptúni telérek

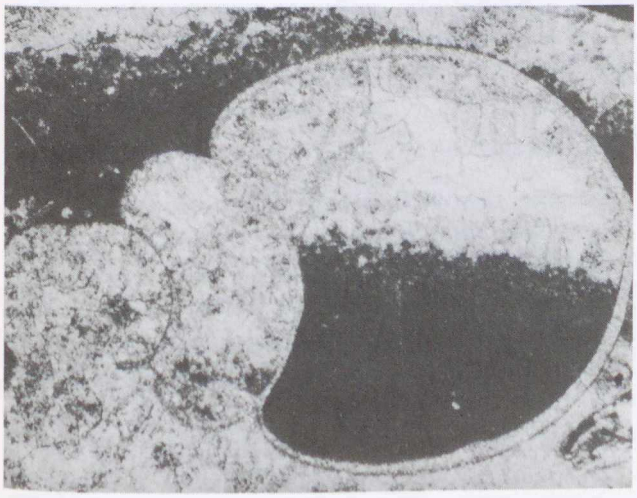
A: Kalcittal kitöltött zsugorodási repedések a ladin korú Fehérkői Mészkő legfelső részének a kőzet megfestése miatt feketének látszó, dolomit anyagú finomrétegeiben. Miskolc–Diósgyőr, Fényeskő-völgy, Bükk hegység. — Gy.: BALOGH K. 1958. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ. — 1 N, Kb. 3,2×.

B: Felső-hettangi–szinemuri világosvörös mészkő szinszedimentációs hasadékát kitöltő, sötétvörös agyagos mészkő „neptúni telér"-e.
Tata TVG-46. sz. fúrás: 31,4—31,6 m. *In* FÜLÖP (1975). — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ. — Kb. 1/1.



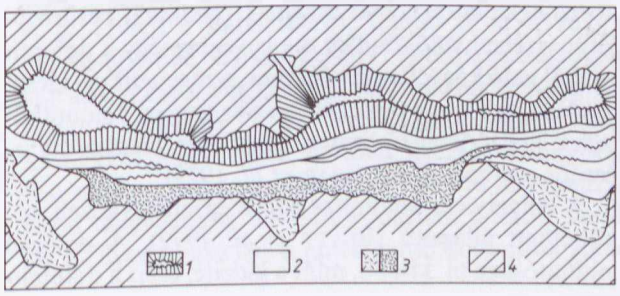
gek még fennmaradó részét végül 15 μm-nyi pátos kalcitkristályok foglalják el (GINSBURG—SCHROEDER 1973; JAMES *et al.* 1976). Szárazra kerülés után — a kőzet jelentős porozitása következtében — az újraoldódás és újrakitöltődés igen jelentős mérvű lehet. A fosszilis zátonyokat alkotó szervezetek mészváza gyakran kioldódik, és csak az őket kitöltő kalcipát vagy belső üledék marad meg.

A kőzettéválás utáni, késői üreg- és repedéskitöltések már az epigenezis körébe tartoznak.



14.21 ábra. Geopetális szerkezet: utólagos fehér kalcitos üregkitöltés egy *Ammonites*-ház kamrájában

Hierlatzi típusú mészkő. — Liász, *ibex*-zóna. — Lókút (Kericser, 20. réteg). — Foto: VÖRÖS A. — 35×.



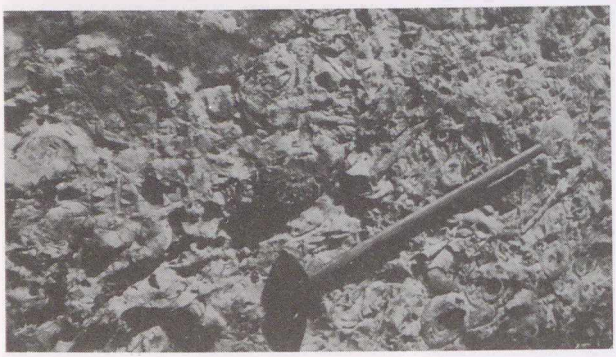
14.22 ábra. Sztromataktisz („sheet crack") alsó-liász világosvörös mészkő alsó tagozatában

Tata, Külvári-domb. *In* FÜLÖP (1975)

1. Radiaxiális kalcit. — *2.* Mikrit. — *3.* Mikrobioklasztit. — *4.* Mészkő.

14.28 AZ OLDÓDÁS

Egyes kőzetelegyrészeket eltüntető, gyakori diagenetikus jelenség ez. Már az üledékképződési fázisban megkezdődik az ősmaradvány-kondenzációra vezető *mélytengeri szubszolúció (14.23 ábra)*. Sekélytengeri karbonátok oldódása (korróziója) főként szárazra kerülésük idején válik fontos tényezővé. Különösen erős az oldódás arid területek *vadózus* övében *(14.24 ábra)*. A ritka csapadékhullás idején ui. a félig vagy teljesen megszilárdult üledékben hatalmas víztömeg nyelődik el, és a telítetlen esővíz annak aragonitszemcséit kioldja. Így a porozitás gyakorlatilag az epidiagenezissel együtt nő (FRIEDMAN 1975; *14.4 ábra*).

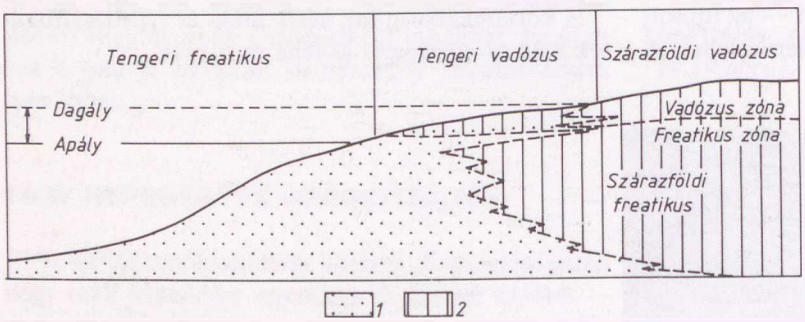


14.23 ábra. Szubszolúcióval különböző szintekből egy rétegbe keveredett (kondenzálódott) *Ammonites*- és *Orthoceras*-maradványok

Pridvorica, Bosznia. — Középső-triász, anisusi emelet. — Az illír alemelet típuslelőhelyének tartott rétegek. — Foto: BALOGH K. 1981.

A *freatikus* zónában végbemenő oldódásnak a talajvíz pH-ja mellett annak agresszív CO_2- és sótartalma a legfontosabb tényezője. A kilúgzódó kőzet elszíntelenedik, kimaródik vagy krétaszerűen porózussá válik. A már teljesen kőzetté vált karbonátok oldódásának folyamata a karsztosodás (2.325. fejezetrész).

A fosszilis litorális mésziszapok oldódásos korróziója azonban csak ritkán különíthető el azoknak a víz- vagy szélhordta szilárd szemcsék súroló hatása alatt létrejött *korráziós* kimaródásától.



14.24 ábra. A vadózus és freatikus övek megoszlása a tenger és a szárazulat érintkezésén

1. A tengervíz, — *2.* a csapadékvíz hatása alatt álló üledékek, ill. kőzetek.

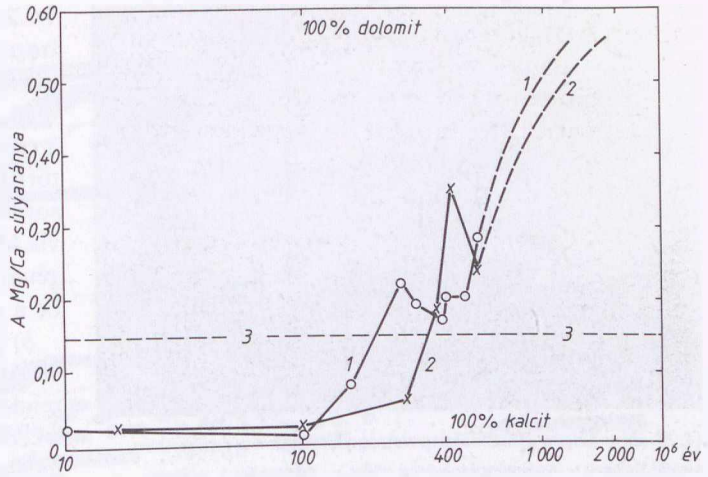
14.29 HELYETTESÍTÉSES ÁTALAKULÁSOK

14.291 A dolomitosodás a földtannak egyik igen fontos, már több mint száz éve vizsgált, de teljesen máig sem megoldott kérdése. Fosszilis és jelenkori üledékek megfigyelése alapján kétségtelen, hogy a dolomitkőzet képződése sokféle folyamathoz kapcsolódhat. Abban azonban a mai kutatók nagy többsége egyetért, hogy a dolomit keletkezése *döntően lerakódás utáni, diagenetikus* jelenség. Jóllehet Dél-Ausztrália forró éghajlaton fekvő tavainak rendkívül besűrűsödött vizében valószínűleg ma is végbemegy a dolomit vízből való közvetlen (elsődleges, szingenetikus) kicsapódása, ez a nagy tömegű, fosszilis tengeri dolomitkőzetek képződésében semmi esetre sem játszhatott jelentős szerepet (CHILINGAR *et al.* 1979).

A tengervíz a dolomitra nézve egyensúlyközeli, sőt túltelített állapotú (BLATT *et al.* 1972). A dolomit oldhatósága ui. kisebb, mint a kalcité; ezért a dolomitnak felszíni *p/t* viszonyok mellett ki kellene csapódnia a tengervízből. Hogy ez a természetben mégsem történik meg, annak elsősorban az az oka, hogy a dolomitcsírák képződési és növekedési sebességét a *Mg-ionok erős hidratációja* jelentékenyen lefékezi. A Mg-ionok dehidratációjához szükséges energia ui. nagyobb, mint az üledékes viszonyok között rendelkezésre álló termikus energia és a Mg-ionnak a dolomitrácsba való belépésekor felszabaduló energia összege (lásd a 10.45. fejezetet).

A dolomitok ennek ellenére a karbonátkőzetek tetemes hányadát alkotják. Tömegük nagyjából a földtani korukkal együtt növekszik, csupán a kréta időszak tűnik ki a várhatónál csekélyebb dolomittartalmával (ENGELHARDT 1973; *14.25 ábra*).

A dolomitosodás lényege kristálykémiailag abban áll, hogy az aragonit- vagy kalcitrács oldatban eltávo-



14.25 ábra. Az üledékes kőzetek Mg:Ca arányának megoszlása a földtani kor függvényében, GARRELS—MACKENZIE (1971) szerint

1. Orosz-tábla. — *2.* Észak-Amerika. — *3.* Átlagos karbonátos kőzet.

zó Ca^{2+} ionjai helyére a besűrűsödött édes- vagy tengervíz Mg^{2+} ionjai épülnek be, és a helyettesítődés fokozódásával a rács rendezettsége és stabilitása növekszik. Ha e folyamat az üledék/víz határ alatti, friss üledékben zajlik le, akkor a diagenezis és a víz alatti mállás határterületén mozgó korai diagenezishez kapcsolható. A dolomitosodás kora szempontjából fontos tény, hogy a dolomit *Mg-szegény* és *Mg-dús kalcit* társaságában előfordul ugyan, de *aragonittal együtt sohasem találták*. A dolomitosító oldatok elsősorban az üledék metastabilis aragonitját alakítják át.

Karbonátionoknak az üledék felső részében való felszaporodását *szulfátredukáló baktériumok*nak szerves anyag jelenlétében kifejtett tevékenysége az alábbi módon segítheti:

$$SO_4^{2-} + 2C + H_2O \rightarrow CO_3^{2-} + CO_2 + H_2S. \quad (14.1)$$

Hogy a vízből ilyen körülmények között aragonit, kalcit, Mg-dús kalcit vagy dolomit válik-e ki, azt a Ca^{2+} : Mg^{2+} arány alakulása dönti el. A CO_3^{2-} ionoknak a (14.1) egyenlet értelmében való szaporodása általában a Mg^{2+} ionok koncentrációját emeli. A dolomitosodásra ezenkívül a Ca^{2+} ionoknak $CaSO_4$-ben való lekötődése nyújt lehetőséget. Mg-forrásként szerepelhet az üledéken átszivárgó tengervíz, a tenger alatti hőforrások vize, élő szervezetek (pl. *Dasycladaceák*) *Mg-kalcit*ban bővelkedő váza.

A dolomitosodás a diagenezis minden szakaszában (az elsődleges kicsapódástól sokszor alig elválasztható korai diagenetikus fázistól az epidiagenetikusig), sőt a metamorfózis során is végbemehet.

A dolomitosodás körülményeire — egyebek közt — a kőzet $^{12}C/^{13}C$, ill. $^{16}O/^{18}O$ izotóparánya utal. A ^{18}O dúsulása általában a tengervíz erős besűrűsödésével létrejött, szalinária viszonyokat jelez. Szulfátredukáló baktériumok közreműködése esetén viszont a könnyű ^{12}C-izotóp dúsulásával számolhatunk (12.4. és III. kötet, 31.23222. fejezetrészek).

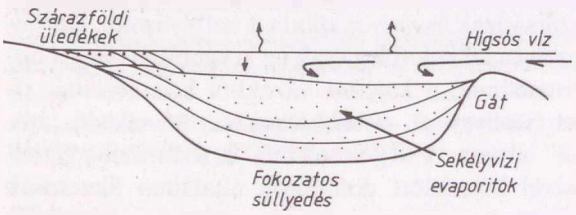
A dolomitosodást a mészkövek s a beléjük zárt fosszilis vázak ásványos alkata is befolyásolja. Karbonátszelvényeknek főleg csak az aragonitos rétegei dolomitosodnak, a kalcitos vázakból keletkezettek viszont (amilyen pl. a *kokkolit*okban bővelkedő „írókréta" is) nem. A Mg-ionok oda- és a Ca-ionok elszállításával képződött dolomitok általában likacsosak (gyakran durvaszemcsések). Ez a fajta dolomitosodás ui. a kalcithoz képest 12,9%-nyi, az aragonittal szemben pedig 5,8%-nyi térfogatvesztést eredményez. A szulfátredukáló baktériumok hatására képződött dolomitok viszont — már csak az akkor jelentkező erős térfogatnövekedés miatt is — többnyire tömött szövetűek.

További fontos különbség, hogy az evaporitos sorozatok dolomitjainak összetétele jóval közelebb áll az ideális dolomitéhoz, és rácsszerkezetük is jóval rendezettebb, mint a mészkövekkel váltakozóké.

14.2911 A korai diagenetikus dolomitosodás során a laza kalcit- vagy aragonit-üledék közvetlenül leülepedése után — BARTHURST (1971) szerint „szindiagenetikus" — Mg-ionok felvételével dolomitá alakul át. A legtöbb holocén tengeri dolomit korai diagenetikusnak tekinthető. Főként aragonitból álló üledékből átalakult, rendezetlen rácsszerkezetű, a sztöchiometrikustól eltérő összetételű, nagy — 55—65 mol%-nyi — Ca-tartalmú *protodolomit*ot írt le DEFFEYES *et al.* (1956) a Holland-Antillákhoz tartozó *Bonaire-sziget*ről, SHINN (1968) a floridai selfről, SHINN *et al.* (1965) a Bahamákról, ILLNIG *et al.* (1965) a Perzsa-öbölből. Mivel kicsiny ionkoncentrációkról van szó, *a korai diagenetikus dolomitosodás meleg éghajlaton, nagy Mg^{2+} / Ca^{2+} hányadosú oldatok hatására* akkor megy végbe, ha azok jelentős mennyiségben szivárognak át az üledéken. Szerves anyagnak a korai diagenetikus dolomitosodásban játszott szerepét az ilyen típusú (pl. a gutensteini) dolomitok jelen-



14.26 ábra. Gipsz utáni kalcitpszeudomorfózák dolomikritben
Aszófői Dolomit. — Középső-triász, anisusi emelet. — Bakonynána-3. sz. fúrás: 745,7 m. — Foto: TÓTHNÉ MAKK Á. — 15,75×.



14.27 ábra. A Kara-Bogaz sekélyvízi evaporitkiválásának modellje, KENDALL (1978) nyomán

tős bitumentartalma is megerősíti. A Bükk hegység felső-perm korú Nagyvisnyói Formációjának dolomitrétegei pedig nemcsak bitumenben, hanem gipsz utáni üregecskékben vagy pszeudomorfózákban is bővelkednek (ANTAL—BALOGH 1980; *14.26 ábra*).

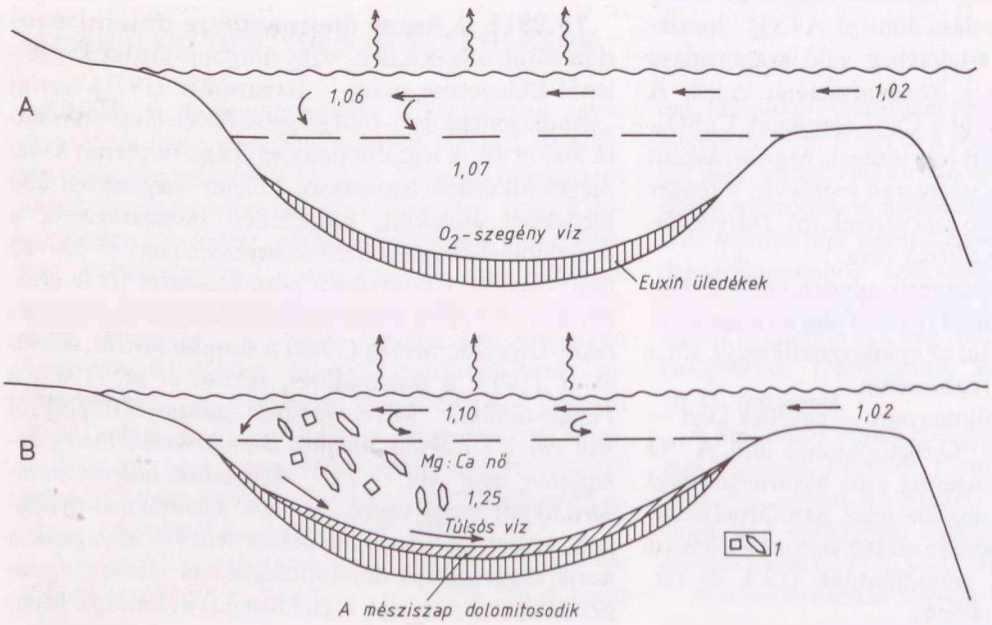
14.29111 Korai diagenetikus dolomitosodás bepárlódó lagúnában. Ennek idáig két változata ismeretes:

a) A klasszikus *Kara-Bogaz modell* esetében sekély, a csökkentsós vizű Kaszpi-tóval csupán keskeny csatornával összekötött öbölről van szó. Az evaporáció során kiváló anhidrit és gipsz megnöveli a bepárlódó víz Mg^{2+}/Ca^{2+} hányadosát, és ebben a nagy sűrűségénél fogva lesüllyedő túlsós fenékvízben következik be a dolomitosodás *(14.27 ábra)*.

b) A *mély-lagúna modell*hez kapcsolódó dolomitosodás hipotézisét SCHMALZ (1969) dolgozta ki. Itt a rendes sótartalmú tengerrel keskeny küszöbön át közlekedő mély medencéről van szó, amelyben a párolgás meghaladja a víz utánpótlását. A sókiválás a vízfelszín közelében indul meg. A lesüllyedő sókristályok a mélyebb vízrétegben feloldódnak; ezért a medence alján lassanként túlsós vízréteg alakul ki, amelyben a gipsz- és kősókristályok kiválása mellett a mészsziap dolomitosodása is megindul. A sekély betemetődés szakaszában az oldódás és újrakicsapódás sokszori ismétlődésével a gipszkristályokból gumók képződnek *(14.28 ábra)*.

14.29112 Korai diagenetikus dolomitosodás dagály fölötti síkságon és tavakban. Tengerpart mentén ennek a folyamatnak következő változatai ismeretesek.

a) A *visszaszivárgásos modell* szerint a tenger olykor a dagály fölötti síkságot is elönti. Ilyenkor a bepárlódás miatt túlsóssá váló, a gipszkiválás révén pedig Mg^{2+} ionokban feldúsult víz a laza üledéken átszivárogva jut vissza a tengerbe, és ez a folyamat vezet a dolomitosodáshoz (ADAMS—RHODES 1960; CHILINGAR—BISSELL

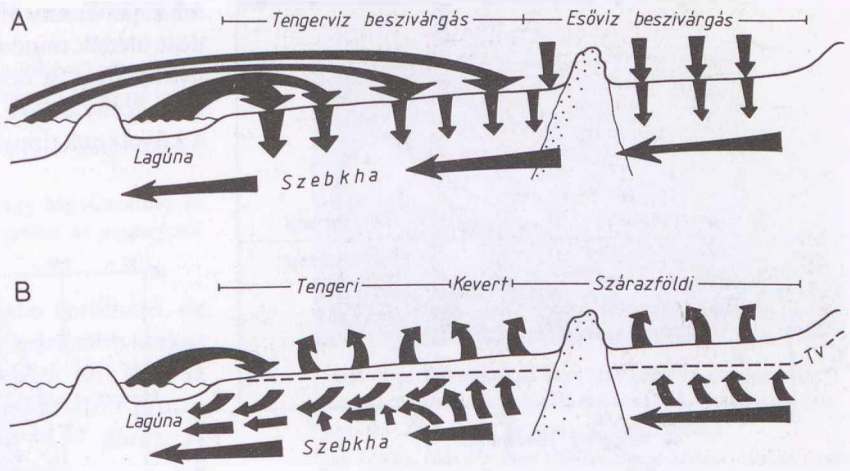


14.28 ábra. A mélylagúnás dolomitosodás SCHMALZ (1969)-féle modellje, az AAPG engedélyével

A: A lagúna-feltöltődés kezdeti állapota.

B: A lagúna-feltöltődés későbbi állapota.

1. Kősó-, ill. gipsz-kicsapódás. — A többi szám a víz sűrűségét (gcm^{-3}) jelzi.



14.29 ábra. A vízmozgás fő irányai szebkha-környezetben, McKenzie *et al.* (1980) nyomán, a Society of Economic Paleontologists and Mineralogists engedélyével

A: a tengervízzel való elárasztás és a beszivárgás szakasza a téli és tavaszi viharok idején

B: az erős bepárolgás (evaporáció) szakasza

Tv: a talajvíz szintje

1961; Friedman—Sanders 1967). Lucia (1968) Bonaire-szigeti megfigyelései viszont nem utalnak ilyen esetben felszín alatti dolomitosodásra. Vastagabb sorozatok korai dolomitosodása ezzel a mechanizmussal már azért sem magyarázható, mert nem biztosít elegendő Mg-utánpótlást.

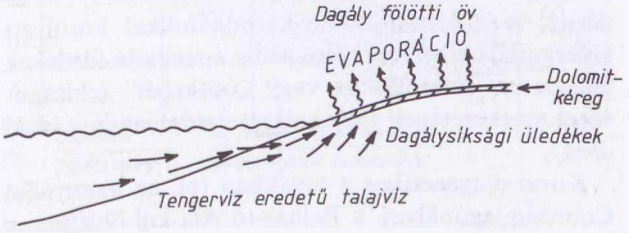
b) A *kapilláris koncentrálódás* Mueller (1960)-féle mechanizmusa (*in* Friedman—Sanders 1967) a tengerparti dolomitkérgek kialakulását úgy magyarázza, hogy a főként tengervíz eredetű pórusvíz a párolgás okozta szívóerő hatására felszínközelbe kerül. Az itt bepárlódó pórusvízből gipsz válik ki, s az ennek következtében megnőtt Mg^{2+}/Ca^{2+} hányados idézi elő a dolomitosodást.

c) A Hsü—Siegenthaler (1969)-féle *evaporációs szivási modell* abban különbözik a kapilláris modelltől, hogy a pórusvízek mozgását elsősorban hidrosztatikus tényezőkkel magyarázza.

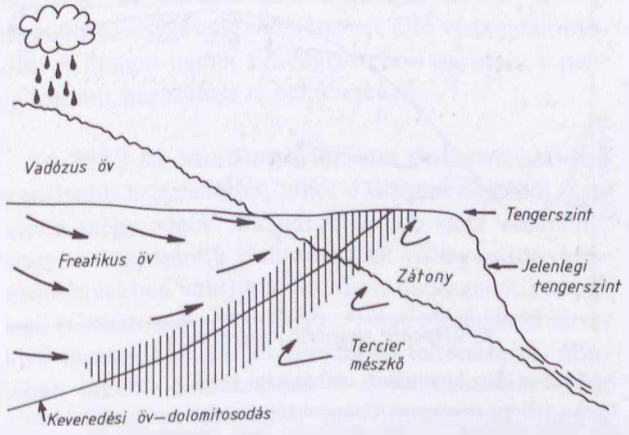
d) Újabban McKenzie *et al.* (1980) olyan *háromfázisú hidrológiai ciklust* írtak le az Abu Dhabi szebkha-környezetében végzett megfigyelések alapján, amely a fenti modellek szintéziseként fogható fel *(14.29 ábra)*. A ciklus a dagály fölötti síkságnak a téli–tavaszi nagy viharok alkalmával történő elöntésével indul. Ekkor a sósvízek talajba szivárgása dominál. — A szárazra kerülést jelentő második fázisban a kapilláris szívóhatás *(14.30 ábra)* és az evaporáció hatására a felszínközelben gipsz és anhidrit képződik. — Az erős bepárolgás következtében azonban a talajvíz a piezometrikus szint alá kerül, és ennek következtében a tenger felől sósvíz szívódik át felszín alatt az üledékbe. A folyamat e harmadik szakaszában ez biztosítja a Mg^{2+} ionok folyamatos utánpótlódását, ami az adott geokémiai miliőben dolomitosodást eredményez. A dolomitosodáshoz szükséges kritikus $Mg^{2+}:Ca^{2+}$ arány nagysága vita tárgya. Kinsman (1973) szerint a Perzsa-öböl árapály fölötti szebkha környezetében a dolomitosodásnak a pórusfolyadék 7—22 közötti $Mg^{2+}:Ca^{2+}$ hányadosa a feltétele. Bathurst (1975) laboratóriumi kísérletek és recens megfigyelések adatainak összegzése alapján 6—10 közötti $Mg^{2+}:Ca^{2+}$ hányadost ad meg. Atwood és Bubb (1970) a floridai Sugarloaf Key árapály öv fölötti dolomitos kérgei pórusvizének kémiai elemzése során a rendes tengeri $Mg^{2+}:Ca^{2+}$ hányadost (5) megközelítő értéket talált, jóllehet Shinn (1968) korábbi vizsgálatai ugyanitt jóval nagyobb ionkoncentrációt és $Mg^{+2}:Ca^{2+}$ hányadost mutattak ki.

e) Újabb megfigyelések arra utalnak, hogy természetes felszíni körülmények között nem feltétlenül szükséges nagy összsótartalmú és nagy Mg:Ca hányadosú pórusfolyadék a dolomitosodáshoz. Ehelyett inkább a tengervíz és a talajvíz keveredésének *(14.31 ábra)* tulajdonítanak fontos szerepet (Hanshaw *et al.* 1971). Ezen ún. *szhizohalin* vagy *Dorag* dolomitosodási *modell* szerint, ha a talajvízhez 5—30%-nyi tengervíz keveredik, ez a keverék kalcitra telítetlen, dolomitra pedig túltelített lesz (Badiozamani 1973: *14.32 ábra*). Különböző koncentrációjú oldatok keveredésekor ui. azoknak az egyes ionokra vonatkozó oldhatósága a lineáristól eltérően változik meg *(14.33 ábra)*. Folk és Land (1975) szerint a dolomitosodás optimuma az édes- és a sósvíz keveredésének öve, ahol az összsótartalom csökken ugyan, de a $Mg^{2+}:Ca^{2+}$ hányados értéke nő *(14.34 ábra)*.

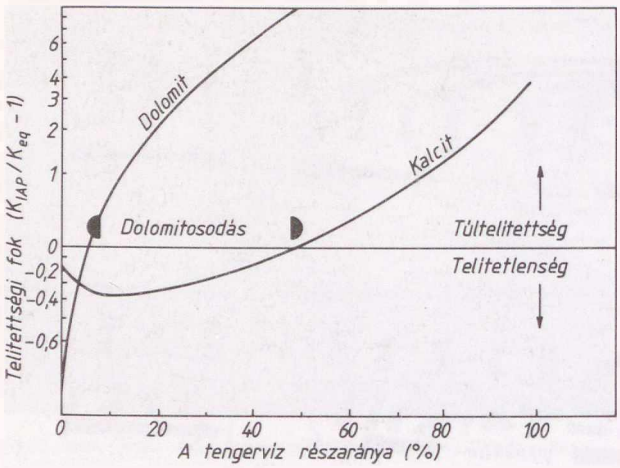
f) Lalou (1957), továbbá Oppenheimer és Master (1964) kísérletei szerint a baktériumoknak, mások szerint az algáknak is szerepük lehet a korai diagenetikus dolomitképződésben.



14.30 ábra. A kapilláris koncentrálódású dolomitkéreg képződése Zenger (1972) szerint



14.31 ábra. A keveredéses (szhizohalin) dolomitosodás modellje Land (1973) nyomán

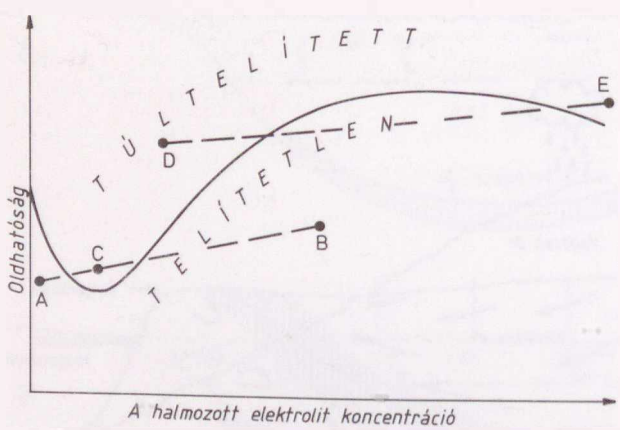


14.32 ábra. A csapadék-eredetű talajvíznek 5–30%-nyi tengervízzel való keveredése okozta dolomitosodás BADIOZAMANI (1973) szerint, a SEPM engedélyével

A telítettségi fokot az ionaktivitás *(IAP)* alapján megállapított, ill. az egyensúlyi koncentráció hányadosa fejezi ki.

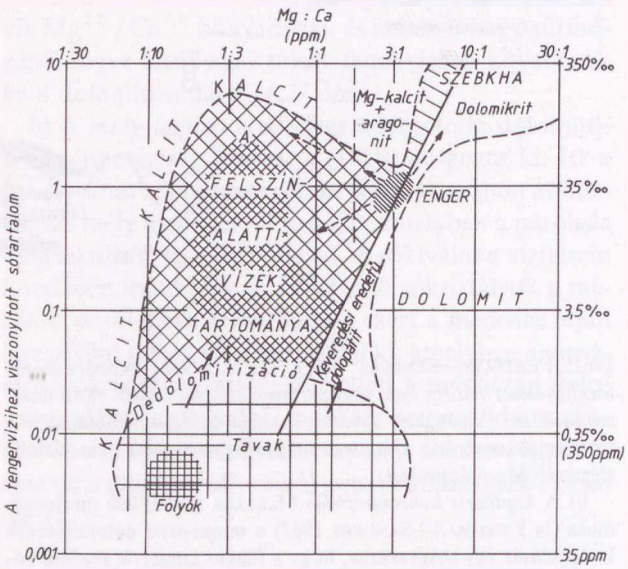
A szebkha-felszín különböző pontjairól származó pórusvízek elemzése a Ca^{2+} és SO_4^{2+} ionoknak gipszként való nagyméretű kicsapódását s a Mg : Ca aránynak emiatt történő megnövekedését bizonyítja. Ez pedig a korábbi lagúnaüledék aragonitos szemcséinek — nagyon finom szemű protodolomit közvetítésével történő — tömeges dolomitosodását okozza *(14.35 ábra)*. A dolomitosodott karbonátokkal körülvett gipszgumók elhelyezkedése pedig a szebkha-üledékek jellegzetes, enterolitikus vagy „csirkebél" (chicken-wire) szerkezetének kialakulását eredményezi *(14.36 ábra)*.

Korai diagenetikus a tavakban (pl. az ausztráliai Coorong-lagúnában, a Balhas-tó Ala-kul-öblében, a kaliforniai Deep Spring-tóban stb.) megfigyelt dolomitképződés is. MÜLLER *et al.* (1972) szerint a lerakódott üledék minősége pórusvizének $Mg^{2+}:Ca^{2+}$ arányától függ; a dolomitosodás akkor megy végbe, ha ezen arány értéke >7. A $Mg^{2+}:Ca^{2+}$ arány alapján a következő típusokat különböztetik meg:



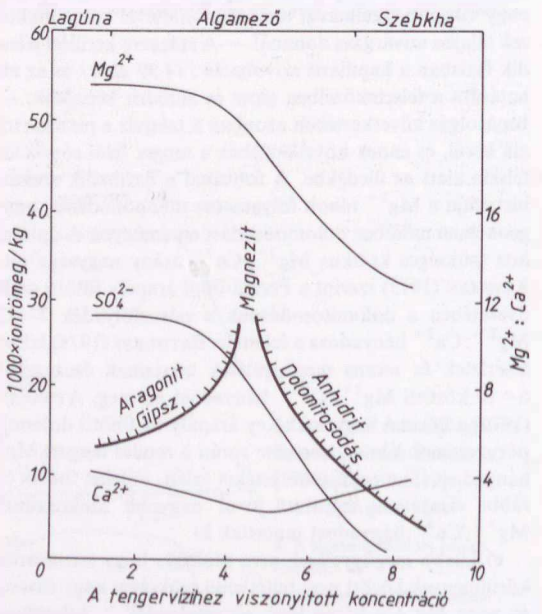
14.33 ábra. Egy hipotetikus oldhatósági görbe

Ennek a lineáristól messze eltérő lefutása érthetővé teszi, hogy ugyanazon két ásványfázis telített oldatainak keveredése telítetlenséget, kisebb koncentrációjú telítetlen oldatainak keveredése pedig (túl)telítettséget idéz elő. — Vázlat RUNNELS (1969) nyomán, a SEPM engedélyével



14.34 ábra. Az össz-sótartalomnak és a Mg:Ca arányának a dolomitkristályok méretére és stabilitására gyakorolt hatása FOLK—LAND (1975) szerint, az AAPG engedélyével

A nyilak az édes- és sósvizek áramlását jelzik. A vastag ferde vonal a $CaCO_3$- és a $MgCa(CO_3)_2$-képződés határa. A függőleges szaggatott vonal a Mg-kalcit és az aragonit képződésének határa.



14.35 ábra. Az ionok tömegkoncentrációja, a tenger vizéhez viszonyított koncentráció és a Mg^{2+}/Ca^{2+} tömegarány közötti összefüggés az Abu Dhabi szebkhán KINSMAN (1966) nyomán, az AAPG engedélyével

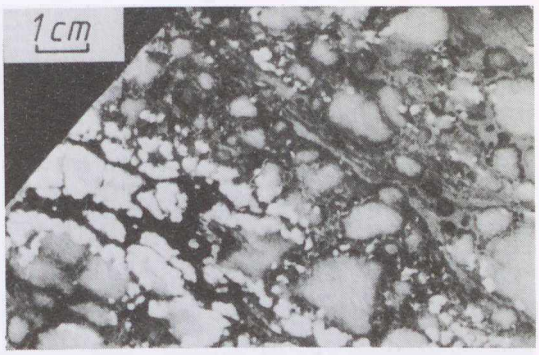
Az *A) típus* esetében a $Mg^{2+}:Ca^{2+}<2$. Az üledék *kis Mg-tartalmú kalcit*.

A *B) típus*nál a $Mg^{2+}:Ca^{2+}=2—12$. Az elsődleges karbonátüledék *nagy Mg-tartalmú kalcit* (B_1 *típus*); ez azonban a B_2 *típusú* tavak esetében (ahol a $Mg^{2+}:Ca^{2+}>7$) dolomitosodik.

A *C) típusú* tavakban, ahol a $Mg^{2+}:Ca^{2+}>12$, *aragonit* válik ki, dolomitosodás azonban nem észlelhető.

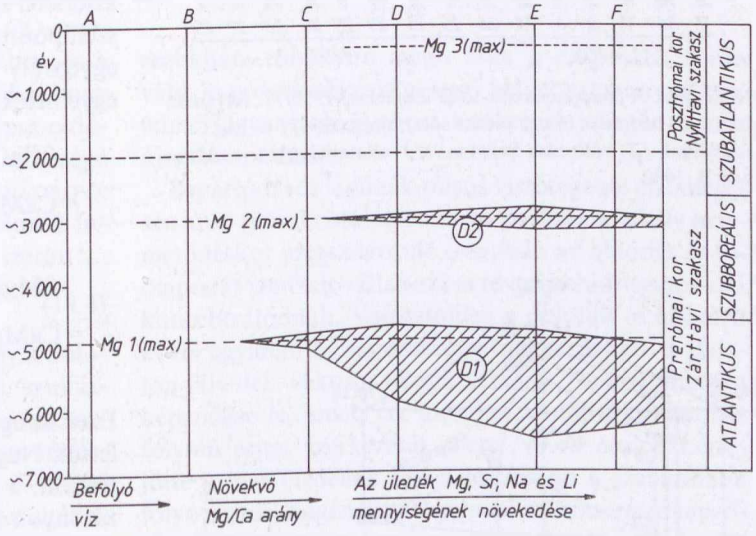
A *D) típusú* tavakban, amelyeket igen nagy Mg:Ca arány és nagy Mg^{2+} koncentráció jellemez, *hidromagnezit* és *nesquehonit* kiválása várható.

A *Balaton* jelenleg az $A—B_1$ típusba sorolható, de néhány ezer évvel ezelőtt, a holocén szárazabb szakaszaiban, B_2 állapotban lehetett, és ekkor jött létre az iszapjának felszíne alatt kb. 1 m-re kimutatott protodolomit (MÜLLER—WAGNER 1978; *14.37 ábra*). A



14.36 ábra. Enterolitikus vagy „csirkebél" („chicken-wire") szerkezetű afanitos anhidrit dolomitban. Egyes anhidritgumókat már fehér gipszsávok szegélyeznek

Hith Anhidrit, Dahl Hith Rijad közelében, Szaud-Arábia. — LEEDER (1982) nyomán.



14.37 ábra. A Balaton holocén üledékeiben fúrással kimutatott Mg-dúsulások és protodolomit *(D)* előfordulások kor szerinti megoszlása MÜLLER–WAGNER (1978) szerint

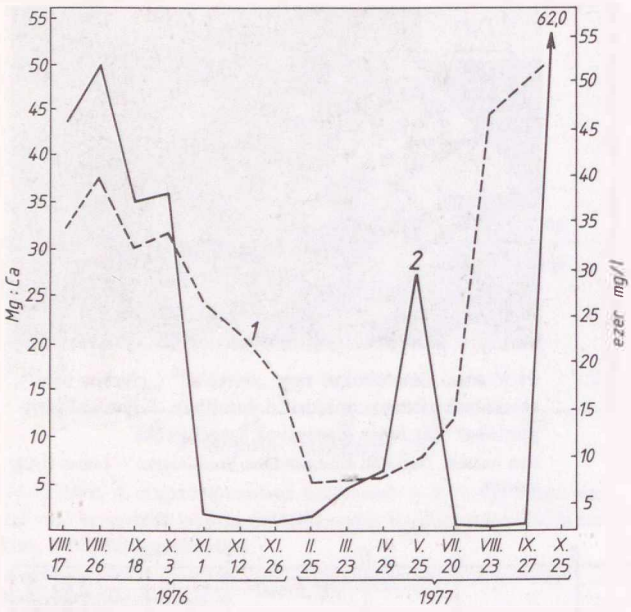
Fertő tavi üledék pórusvizének $Mg^{2+}:Ca^{2+}$ hányadosa jelenleg is meghaladja a 7-et, és ott jelenkori dolomitosodás is kimutatható (SCHROLL—WIEDEN 1971).

Jelenkori dolomitképződés folyik a *Duna–Tisza köze* szikes tavainak iszapjában is (KRIVÁN 1953). MOLNÁR (1980) szerint a nyári aszályok idején, a bepárlódás és a vízi növényzet okozta CO_2-elvonás miatt ezekben nagy sókoncentrációjú, lúgos pH-jú víz alakul ki. Az őszi csapadék hirtelen lecsökkenti ugyan a sótartalmat, a $Mg^{2+}:Ca^{2+}$ arány értéke azonban 7—12-re nő, és *Mg-dús kalcit* válik ki. A dolomitosodás korai diagenetikus, mert a pórusvízben a $Mg^{2+}:Ca^{2+}$ érték tovább növekszik (*14.38 ábra; 8.45* és *8.46 ábra*).

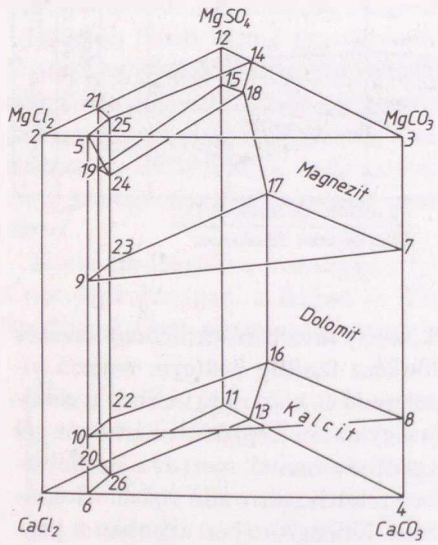
MÜLLER—FISCHBECK (1973) kísérletei szerint anorganikus protodolomit-képződés 1-nél csak kissé nagyobb Mg:Ca hányadosú hidrogénkarbonátos oldatok gyors megfagyasztása útján keletkezett és elkülönített karbonát-gél megnedvesítése, majd hevítése révén is elérhető. Hasonló viszonyok a természetben szemiarid vidékek sekély tavaiban, sőt erősen huzatos barlangoknak időnként fenékig befagyó, nyáron viszont erősen fölmelegedő és kiszáradó vizében is előállanak. A tavak befagyásakor képződött karbonát-gél mégsem alakul át protodolomittá, mert az a jég elolvadása után bőségesen rendelkezésre álló vízben feloldódik. A nyugat-német Eibengrottében azonban a protodolomit képződése is bekövetkezik.

14.2913 Az anadiagenetikus dolomitosodás

a mélyebb betemetődés, tehát a diagenezis késői fázisában megy végbe. Eléggé általános az a vélemény, hogy a nagyméretű dolomittestek (főleg zátonyképződményekben való) kialakulása anadiagenetikus jellegű (CHILINGAR *et al.* 1979). A betemetődéssel létrejövő termodinamikai és geokémiai feltételek ui. általában inkább előmozdítják a dolomitosodást, mint a felszíniek. A feltételek megváltozásának hatása MATTES és MOUNTJOY (1980) nyomán a következőképpen összegezhető:



14.38 ábra. A Szappanosszék-tó (Fülöpháza) 1976/77. folyamán ezer mg/l-ben mért összes oldott sótartalmának *(1)* és Mg/Ca arányának *(2)* változása SZÉPFALUSI J. adatai alapján. — MOLNÁR B. 1980.



14.39 ábra. A dolomitosodás öt komponensű rendszerét ábrázoló USDOWSKI (1968)-féle tömbdiagram

A *kalcit* stabilitási tartományát a 6–26–13–4/10–22–16–8, a *dolomitét* a 10–22–16–8/9–23–17–7, a *magnezitét* a 9–23–17–7/5–25–14–3 pontokat összekötő élek határolta idomok fejezik ki.

1. A betemetődés okozta hőmérséklet-emelkedés növeli a reakciósebességet.

2. A hőmérséklet emelkedésével gyöngül a dolomit kristályosodását gátló Mg^{2+}-*hidratáció*.

3. Egyéb, igen változó és kevéssé ismert felszín alatti tényezők ugyancsak előmozdíthatják a dolomitosodást, mert részben elősegítik az oldódást, részben katalizálják a reakciókat. Noha egyes dolomitok képződését közvetlenül a szerves anyag bakteriális oxidációjával hozzák kapcsolatba, a szerves diagenezisnek a dolomitosodásra való hatását még igen kevéssé ismerjük (SPOTTS—SILVERMAN 1966; LIPPMANN 1973). — A mélységi sós és édesvizek keveredése, a mélységi sósvizek kemizmusának fokozatos megváltozása, az agyagásványok diagenezise és a szénhidrogén-képződés szerepét idáig szintén elhanyagolták a dolomitosodás tanulmányozásakor. Pedig a hosszan tartó, folyamatos vízáramlás olyan kémiailag stabilis rendszert teremthet, amely alkalmas lehet nagy kőzettestek lassú dolomitosítására. A víz és az üledék közötti kölcsönhatások rendszere ui. a mély betemetődés során sokkal állandóbb, mint a felszínközeli diagenezis esetében.

4. A kisebb permeábilitásból adódó gátló hatásokat, amelyekkel a mély betemetődés szakaszában számolni kell, kiegyenlíti a reakciók lefolyásához rendelkezésre álló, földtanilag is hosszú idő.

Mindezen tényezők közül leginkább a hőmérséklet emelkedésének hatását ismerjük. USDOWSKI (1968) kísérletei szerint a késő-diagenetikus dolomitképződés szempontjából a kalcit/dolomit és a magnezit/dolomit egyensúly látszik legfontosabbnak, ami a következő egyenletekkel fejezhető ki:

$$2CaCO_3 + Mg^{2+} + (CO_3^{2+}, SO_4^{2-}, Cl_2^{2-}) = \\ = CaMg(CO_3)_2 + Ca_2^{2+} + (CO_3^{2-}, SO_4^{2-}, Cl_2^{2-}), \quad (14.2)$$

$$2MgCO_3 + Ca^{2+} + (CO_3^{2-}, SO_4^{2-}, Cl_2^{2-}) = \\ = CaMg(CO_3)_2 + Mg^{2+} + (CO_3^{2-}, SO_4^{2-}, Cl_2^{2-}). \quad (14.3)$$

Ezek az egyensúlyok jelentősen függenek a hőmérséklettől. Nagyobb hőmérsékleten az egyensúly a dolomit, ill. a magnezit felé tolódik el *(14.39 ábra)*. A zátonyok aragonitos és nagy Mg-tartalmú ősmaradványai különösen könnyen dolomitosodnak.

14.2914 Az epidiagenetikus dolomitosodás a felszín közelébe került és teljesen megszilárdult mészkőnek *vagy* leszálló, Mg-ban gazdag hideg vizek, *vagy* felszálló hidrotermák hatására végbemenő átalakulása. Az epigén dolomitok többnyire üregesek; rétegzésük elmosódik; szabálytalan kőzettesteket alkotnak, vagy tektonikai törések mentén jelentkeznek. A kőzet *Ca : Mg aránya* kis távolságon belül is mind horizontálisan, mind vertikálisan gyakran változik. Gyakoriak a maradvány-szerkezetek és szöveti elemek. Az idiomorf dolomit-romboéderek gyakran belső maggal rendelkeznek és zónásak. A kristályméret mindig durva (többnyire > 100 μm, de 1 mm-t is elér; a kristályok nagysága azonban gyakran foltosan és szélsőségesen ingadozik).

Az epigenetikus dolomitosodáshoz szükséges Mg eredete gyakran kérdéses. BROWN (1959) és CHILINGAR *et al.* (1979) szerint néha az agyagos, márgás, finom kőzetlisztes kőzetek tömörödése során felszabaduló víz *nagy* $Mg^{2+} : Ca^{2+}$ hányadosa idézi elő a

környezetükben lévő porózus mészkövek dolomitosodását. De a sótartalmú képződmények részleges oldódásával létrejött, túlsós mélységi pórusvizek szerepe sem zárható ki, mert ezek nagy Mg^{2+} koncentrációja lehetővé teheti a dolomitosodást.

Az átlagos geotermikus grádiensnek megfelelőnél melegebb, utómagmás hévizek dolomitosító hatását számos példa bizonyítja. Ezekhez gyakran Pb-, Zn- vagy Fe-ércesedés is kapcsolódik (Kiss 1981; Mecsek: Árpád-tető).

14.292 Dolomittestek kalcitosodása („dedolomitizáció") a dolomitkőzet kalcittal való részleges vagy teljes helyettesítődése. Ez a rendszerint késődiagenetikus folyamat nem ritka ugyan a természetben, de nem is vezet jelentős méretű mészkőtestek keletkezésére. Rendszerint a felszín közelében zajlik le, ahol a beszivárgó csapadékvízben oldott CO_2 parciális nyomása sokkal kisebb, mint a levegőben, és a hőmérséklet 50°C alatt van. Szükséges továbbá, hogy a pórusvizekben a Ca^{2+}/Mg^{2+} arány (pl. gipsz-oldódás következtében) nagy, a talajvíz áramlási sebessége pedig megfelelő legyen (Tatarskiy 1949; Khvorova 1958a; De Groot 1967). Ilyenkor ui. a dolomit inkongruensen oldódik a következő egyenlet szerint:

$$CaMg(CO_3)_2 + Ca^{2+} \rightarrow 2CaCO_3 + Mg^{2+}. \quad (14.4)$$

Terepi megfigyelések is alátámasztják, hogy a dolomit kalcitosodása gyakran gipsz-oldódással, szulfátredukcióval párosul (Zenger 1972). A dél-németországi felső-júra dolomitos mészköveinek egyes részletei — Mg-ionjaik elvesztése következtében — tiszta, de durva szemű mészkövekké alakultak át. Az eltávozó Mg-dús oldatok hatására pedig ugyanezen összlet más részei teljesen dolomitosodtak (Engelhardt 1973).

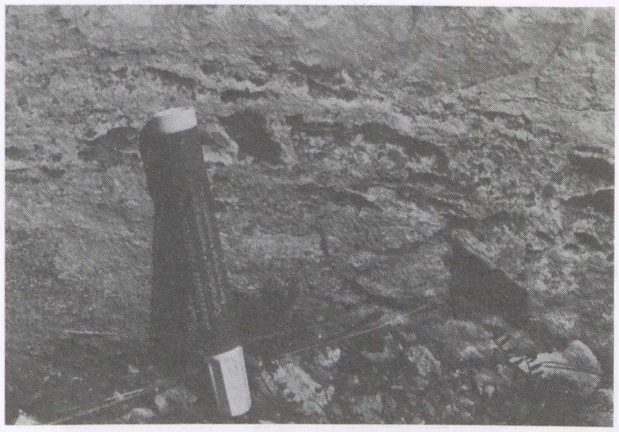
Khvorova (1958a) és Shearman *et al.* (1961) a dolomit kalcitosodásának két típusát különítette el:

a) Mikrokristályos, ha a dolomitromboédereket aprókristályos kalcit helyettesíti. A helyettesítés többnyire a romboéderek belsejében indul meg. Ezekből rendesen csak keskeny dolomitszegély marad fenn, vagy már ez is eltűnik, és csupán a dolomit utáni kalcitpszeudomorfóza látható. Ritkább, ha a dolomit kalcitosodása a romboéderek peremén indul meg (Richter 1974).

b) Makrokristályos, ha nagyméretű, olykor cm-es kalcitkristályok keletkeznek. Nagyobb méretű dolomittestek meszesedésekor általában durvakristályos kalcit keletkezik.

Meszesedett dolomitot írt le Tóth—T. Gecse (1981) a Nagyegyházi-medence aljzatának felső-triász dolomitjából. A meszesedett dolomit telérszerű megjelenése hidrotermális oldatok hatását tükrözi.

14.293 Anhidritesedés és célesztinesedés. Az anhidrit ($CaSO_4$) és ritkábban a célesztin ($SrSO_4$) ugyan elsődleges kémiai üledékként is megjelenhet a



14.40 ábra. A gipsz kioldódása miatt sejtes szerkezetűvé vált Aszófői Dolomit. — Szentkirályszabadja. Műút. — Foto: Haas J.

szebkhán, többnyire mégis csak a diagenezis során válik ki póruskitöltésként vagy helyettesítő anyag gyanánt. Ugyancsak gyakori konkréció jellegű, gumós újrakicsapódásuk.

Bepárlódásos lagúnák túlsós vízrétegéből elsődlegesen apró gipszkristályok válnak ki. Ezek a sekély betemetődéskor megszilárduló iszapban az oldódás és kicsapódás ismételt váltakozása révén anhidritgumókká koncentrálódnak. Valószínűleg a dolomit és anhidrit közel egyidejű kicsapódásával magyarázható a Balaton-felvidék vékony rétegű *Aszófői Dolomit*jának a képződése is, amely az anhidrit későbbi kioldódása folytán sejtes szerkezetet nyert *(14.40 ábra)*. Létrejötte a mai üledékek közül leginkább a szebkhákon folyó korai diagenetikus anhidrites konkrécióképződés körülményeire emlékeztet. A Perzsa-öböl menti *Trucial Coast* szebkha üledékei helyenként 50%-ban szubrecens anhidritgumókból állanak (Shearman 1966). Shinn (1983) szerint a Perzsa-öböl dagálysíkjainak külső peremén mintegy 30 cm vastag gipszréteg alakult ki, amely a szárazföld felé haladva, vízvesztéssel finom szemű anhidritbe megy át *(10.47 ábra)*. A hullámos felületű anhidritrétegek alatt néhány dm mélységben levő „csirkebél szerkezetű", vékonyeres anhidrit ugyancsak a gipsz vízvesztésével képződhet. A csapadékból származó talajvíz hatására azonban az anhidrit gipsszé alakulhat vissza *(14.36 ábra)*.

A helyettesítéses anhidritkristályok sugarasan rendezettek, áttetszőek vagy szabálytalan, felhőszerű halmazokat alkotnak. Gyakoriak a gipsz utáni pszeudomorfózák is.

14.294 Kovásodás. A karbonátos üledékek diagenezisét nem ritkán azok részleges (esetleg teljes) kovásodása kíséri. Ez legnagyobbrészt az elsődleges üledékekben levő biogén, esetleg vulkanogén kovaanyag átrendeződésével megy végbe. Ilyenkor több-

nyire *tűzkőgumók és -lencsék* képződnek. Ritkább a kovás cementáció és az epigén kovásodás. A felszálló hévizek okozta kovásodás a hidrotermális jelenségek körébe sorolható ugyan, de a tenger alatti hidrotermák hatása (különösen az óceánközépi hátságokon) nehezen választható el a valódi diagenetikus folyamatokétól.

A legkülönbözőbb (pelágikus, sekélytengeri, zátony környéki) kifejlődésű karbonátos kőzetekben megfigyelhető *tűzkőgumók* általában a még konszolidálatlan üledékek sekély betemetődése során képződnek. DAPPLES (1979) szerint a tűzkőgumók képződési folyamata vázlatosan a következő (lásd még III. kötet, 26.92243. fejezetrész).



14.41 ábra. A zátonyfront élőhelyzetű, elkovásodott korall-törzsei

Steinplatte (Ausztria). — Felső-triász, rhaeti emelet. — Foto: HAAS J.

A biogén SiO_2-t vagy vulkáni üveget tartalmazó üledék legfelső rétegében folyó oldódás következtében a pórusvízben oldott kovaanyag erősen feldúsul. A betemetődési mélység növekedésével ezek az oldatok vándorolni kezdenek. Ahol a pórusvíz a krisztobalit és tridimit tartalmú *CT*-opálra vagy a krisztobalitra (*C*-opálra) túltelítetté válik, ott valamilyen kristályosodási mag körül a megfelelő SiO_2-ásvány kicsapódik, és *proto-tűzkő* vagy szemcsés *porcelanit* (III. kötet, 26.92261. fejezetrész) képződik. Mivel alacsony hőmérsékleten egyik opálfajta sem stabilis, azok szilárd fázisú átrendeződéssel kriptokristályos kvarccá (kalcedonná), ill. mikrokristályos kvarccá alakulnak át. A *tűzkő* olyan diagenetikus SiO_2-kiválás, amelynek zöme már kvarcból áll.

A tűzkőgumós mészkövekben gyakori jelenség, hogy míg a kőzet egy részén a kovavázak *(radioláriák, szivacstűk)* kalcitosodtak, más, kovásodott részein az eredetileg kalcitos vázrészek és szövetelemek elkovásodtak *(14.41 ábra)*.

A kovásodás gyakran szelektív, ha pl. csak a mátrix kovásodott, a nagyobb szemcsék azonban nem, vagy ha — ezzel éppen ellentétesen — csak az ooidok és az ősmaradványvázak kovásodtak, az intraklasztok és az alapanyag pedig változatlan maradt. Egyes ősmaradványcsoportok (pl. *bryozoák, brachiopodák, korallok*) körében a kovával való kitöltődés gyakoribb, mint más csoportoknál (pl. *csigák, cephalopodák, tüskésbőrűek*).

A diaganetikus kovásodás hazai példái közt említhetők a krétabeli tatai vagy a liász Isztiméri Mészkő Formációk *szivacstűs tűzkőlencséi*. A malm–alsó-kréta Mogyorósdombi Mészkő tűzkövei viszont *radiolária* eredetűek.

14.3 A KARBONÁTOS KŐZETEK POROZITÁSA

A frissen ülepedett karbonátos iszapok 4—70%-os porozitásával szemben a karbonátos kőzeteké már csak néhány százalékot tesz ki. A konszolidált karbonátos kőzetek e viszonylag kis porozitásértékei ellenére HARBAUGH (1967) szerint a Föld ismert szénhidrogén-készleteinek több mint fele karbonátos kőzetekben tárolódik. A mészkő- és dolomittestek karsztvize már ősidők óta a vízgazdálkodás fontos eleme. Egyes földtani övek karbonátos kőzeteiben a rajtuk áthaladó gőzök, gázok és/vagy hidrotermális oldatok érckiválásokat hagytak hátra. Az üledékes karbonátoknak a fluidumokkal szembeni viselkedése — a földtani feltételeken kívül — uralkodóan porozitásuk és permeábilitásuk függvénye. Nagymértékben befolyásolják azonban e tulajdonságaik a karbonátos kőzetek építő- és cementipari használhatóságát is. A porozitás mértéke és módja természetesen a karbonátos kőzetek felhalmozódási körülményeitől és leülepedés utáni

sorsától függ. Ezért e kőzetek lerakódásának dia- és epigenezisének körülményeit is megvilágítja. Ez a sokrétű gyakorlati és tudományos jelentőség teszi érthetővé, hogy a karbonátos porozitás problémaköre hosszabb szünet után az utolsó negyedszázadban ismét beható vizsgálat tárgya lett. Indokolt tehát, hogy a karbonátos porozitásnak a 12.343. fejezetrészben előrebocsátott genetikai osztályozását a következőkkel egészítsük ki.

A friss karbonátüledéktől a karbonátkőzetig vezető diagenetikus átalakulásnak kétféle módja van:

a) a pórustérfogat fokozódó csökkenése tömörödéssel és cementációval,

b) az instabilis karbonátásványokat (aragonitot, *Mg-dús* kalcitot, valamint rendezetlen dolomitfajtákat) tartalmazó ásványtársulások átalakulása kalcit, *Mg-szegény* kalcit és/vagy normál dolomit stabilis együtteseivé.

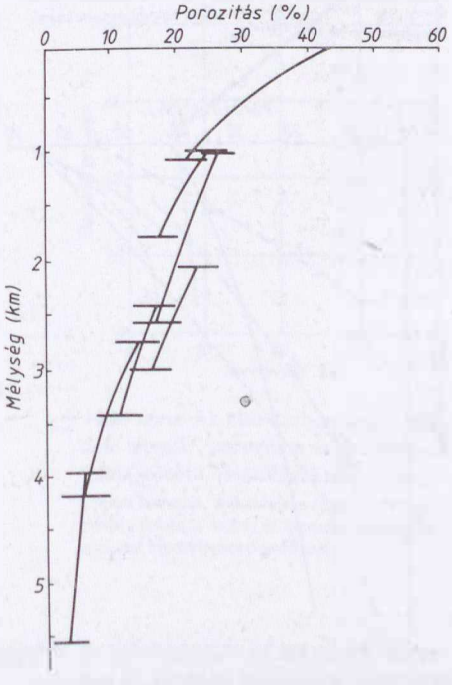
Mind a két mód jelentősen befolyásolja a porozitás alakulását. Elegendő itt arra utalnunk, hogy a metastabilis aragonitból és Mg-kalcitból álló, és mind fizikailag, mind kémiailag igen egyveretű ortomikrit korai diagenetikus dolomitosodása nagyon egyenletes szemcsenagyságú és homogén dolomitkőzetet eredményez. Ha azonban a kiinduló üledék az ortomikriten kívül allokémeket és helyben maradt ősmaradványokat is tartalmaz, akkor a dolomitosodás sem lesz egyenletes, mert ezen alkotók nagy részét a korai diagenezis érintetlenül hagyja. A késő-diagenetikus dolomitosodáskor viszont ennek a fordítottja következik be: a tömött, rendszerint igen csekély porozitású ortomikrit főleg a repedések mentén dolomitosodik (Braithwaite 1966). Az ősmaradványok és allokémek ellenben erősen dolomitosodhatnak, bár ennek mértéke tekintetében közöttük jelentős különbségek lehetnek. Chilingar, Bissell és Wolf (1967) szerint az ősmaradványok dolomitosodási sorrendje: *1.* Foraminiferák. — *2.* Brachiopodák. — *3.* Korallok. — *4.* Tengeri liliomok. Az egyéb allokémek közül Payton (1966) szerint az ooidok és az intraklasztok dolomitosodnak leghamarabb.

A dolomitosodás lehetősége a kiindulási mészkő alapanyagához eolikusan hozzákeveredett és kvarcszemcsékkel vegyes dolomitpor 20—40 μm nagyságú szemcséinek euhedrális romboéderekké való diagenetikus továbbnövekedése esetén is fennáll, mint azt New York állam középső-devon korú Onondaga Mészkövének példáján Lindholm (1969) valószínűsítette. A dolomitpor forrásául itt a devonnál idősebb porló dolomitok pusztuló térszíne, vagy a devon tenger dagályszint feletti (a fröccsenő víz tartományába eső) parti sávja jelölhető meg.

A kőzet minden alkotó elemét érintő, teljes, késő-diagenetikus dolomitosodás esetén — ami nem szükségképpen kötődik egyetlen fázishoz — olyan egységes szöveti kép alakulhat ki, amely az ortomikrit korai diagén átalakulásából eredő dolomittól csak kristályainak nagyobb méretében (cukorszövetével) különbözik, porozitása azonban jóval nagyobb lehet.

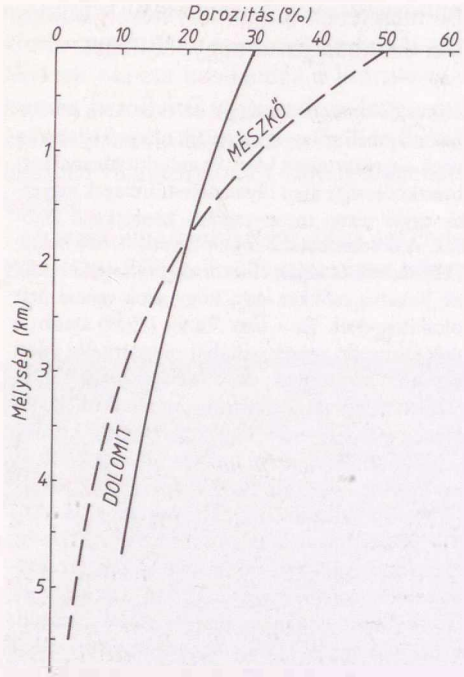
A késői diagenetikus dolomitosodás egyik érdekes esete ismeretes az USA Michigan állambeli szilur agyagpaláin nyugvó Niagaran Formációjából. Ennek agyagtartalmú kőső- és anhidritteleppel kettéosztott mikrites mészkőösszlete alatt olyan dolomitrétegek helyezkednek el, amelyek egyes részei toronyszerűen kiemelkedő zátonyokká magasodnak. A dolomitosodás foka e zátonyok felé haladva nő, a korallok, krinoideák és algák alkotta zátonytesteken belül pedig alulról fölfelé haladva csökken úgy, hogy azok csúcsa már egyáltalán nem dolomitosodott. Ez a tény Jodry (1969) szerint a zátonykörnyezet dolomitosodó mésziszapjából rétegterhelés miatt kiszoruló, Mg-dús víznek a zátonyok, mint szerkezetüknél fogva kisebb nyomású helyek felé való áramlását valószínűsíti. A víz áramlása matematikailg a $Q_1/Q_2 = r_2/r_1$ képlettel fejezhető ki, ahol Q_1 és Q_2 a zátonyba belépő oldatoknak a zátonytól való r_1, ill. r_2 távolsághoz tartozó körívén át haladó mennyisége. Ez azt jelenti, hogy a zátonytól 1 m-re (r_1) 1000-szer nagyobb mennyiségű víz (Q_1) haladt át, mint ugyanazon térfogatú kőzeten a zátonytól 1000 m-re. Ezért a zátonyhoz közeledve a dolomitosodás mértékének növekednie kellett. A dolomitosodás ugyan egymagában is növelte a porozitást, a zátonytestek porozitása azonban — az őket alkotó ősmaradványvázak közötti hézagok miatt — dolomitos előterüknél mégis jóval nagyobb maradt.

A higanyos porozitásmérések nyomási görbéből számított pórussugarak megoszlásának maximumai általában jó összhangban vannak a karbonátos kőzet szemcseméret-eloszlásának maximumaival. Ez és a



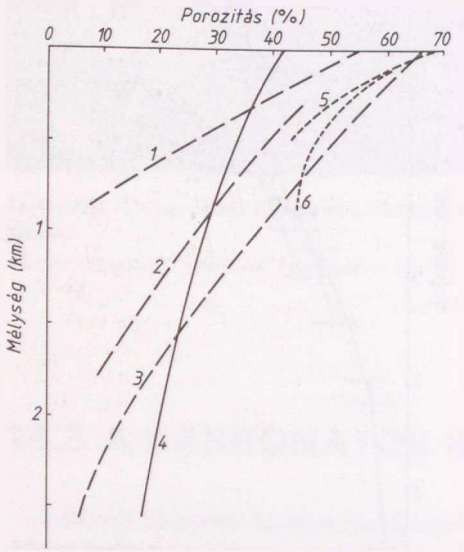
14.42 ábra. A porozitásnak a betemetési mélységgel való csökkenése a dél-floridai medence alsókrétától pleisztocénig terjedő korú rétegeiben, Schmoker—Halley (1982) szerint, az AAPG engedélyével

Az egyes szakaszokat elmetsző vízszintes vonalak a standard becslési hibát jelzik. Az azonos mélységben levő idősebb és fiatalabb rétegek között nincs rendszeres porozitás-különbség.



14.43 ábra. A porozitásnak a betemetődési mélység növekedésével való csökkenése a dél-floridai medence alsó-kréta–pleisztocén korú, karbonátos rétegsorának mészkő-, illetve dolomitrétegeiben, SCHMOKER—HALLEY (1982) szerint, az AAPG engedélyével

A regressziós egyenlet a 75–100% $CaCO_3$-tartalmú rétegekre: $\Phi = 51{,}34e^{-z/1929}$ (m), ill. a 75–100% dolomitot tartalmazó rétegekre: $\Phi = 30{,}36e^{-z/4618}$ (m).



14.44 ábra. Különböző sekélyvízi és pelágikus karbonátos üledékek porozitásának csökkenése a betemetődési mélységgel, SCHMOKER—HALLEY (1982) nyomán, az AAPG engedélyével

1. Édesvízi kréta. — *2.* A Nobrara Formáció kréta kőzete. — *3.* Tengeri krétakőzet. — *4.* A Dél-floridai-medence egyéb karbonátos formációi. — *5.* Pelágikus meszes agyag. — *6.* Pelágikus karbonát.

nem-közlekedő (hasznos) porozitás nagysága világosan mutatja, hogy az itteni konszolidált karbonátos kőzetek hasznos porozitása az üledék kompakció és cementáció előtti, elsődleges szemcseközi porozitásának a maradványa (HELING 1968).

A különböző korú és fajtájú karbonátos kőzetek porozitásának mélységi változását illetően érdekes megállapításokra vezettek azok a nagy kőzetegységeket átfogni képes, lyuk-geofizikai porozitásmérések, amelyeket a Dél-Floridának jelentős tektonikai igénybevételt nem szenvedett, viszonylag kis kőzetnyomású, alsó-kréta–tercier–kvarter területén telepített, 5,5 km mélységű fúrásokban SCHMOKER és HALLEY (1982) végzett. Az ezekkel feltárt, 1,8°C/100 m geotermikus grádiensű, mészkő, dolomit és anhidrit anyagú, sekélytengeri–szupratidális rétegsoron belül a mélységi porozitás-csökkenés átlaga a $P = 41{,}73e^{-z/2498\text{m}}$ függvénnyel fejezhető ki, ahol P a porozitás; 41,73 a felszíni kezdeti porozitás; z a talajszint alatti mélység; 2498 m pedig az a mélység, amely fölött a porozitást az $1/e$ tényező csökkenti; e a természetes logaritmus alapszáma. A szelvény különböző korú szakaszaiban *(14.42 ábra)* a porozitás eleinte gyorsan, 1740 m-től pedig jóval lassabban csökken; a különböző korú, de azonos mélységben levő karbonátok között azonban nincs rendszeres porozitáskülönbség. Úgy tűnik tehát, hogy *a karbonátporozitás csökkenése* nem annyira az időnek, hanem elsősorban a *betemetődési mélységnek a függvénye*. A felszínközeli dolomitok porozitása kisebb, mint a velük azonos mélységben levő mészköveké. A dolomitporozitás azonban a mélység felé sokkal kisebb mértékben csökken, mint a mészkőporozitás *(14.43 ábra)*, ezért 1700 m alatt a dolomit porozitása már felülmúlja a mészkőét. Ennek következtében a 75—100%-ban dolomitból álló rétegek porozitáscsökkenési függvénye: $P = 30{,}36e^{-z/4618\text{ m}}$, a 75—100% $CaCO_3$-tartalmú rétegeké pedig: $P = 51{,}34e^{-z/1929\text{ m}}$. A sekélyvízi karbonátok porozitáscsökkenése pórusvizük Mg-tartalmával fordítva arányos. Magyarázatul a dolomitosodás korai diagenetikus jellege szolgálhat. Egyfelől az édes- és tengervízi krétakőzetek s a pelágikus mésziszap, másfelől a dél-floridai karbonátok porozitás-változási görbéi közötti nagy különbséget *(14.44 ábra)* az első csoportbeli kőzetek *kis Mg-tartalmú kalcit*ként leülepedő karbonátjának nagyobb kémiai stabilitása magyarázza. Emiatt ui. azok kezdeti nagy porozitása a korai diagenezis során gyorsan, de a vegyi összetétel változása nélkül csökken. A dél-floridai karbonátok esetében pedig ennek ellenkezője érvényes.

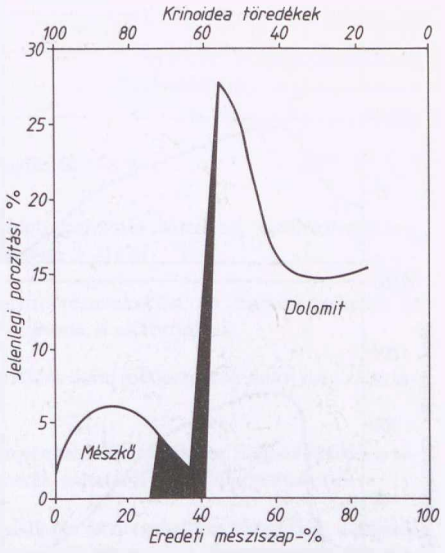
A cukorszövetű, másodlagos dolomitok szénhidrogén-termelési szempontból oly fontos porozitása annak a 12—13%-nyi térfogatcsökkenésnek a következménye, amit a $CaCO_3$ Ca^{2+} ionjainak a sűrűbb Mg^{2+} ionokkal való helyettesítődése eredményez. Ha azonban a helyettesítés nem molekuláról molekulára, hanem térfogatról térfogatra történik, akkor a porozitás nem változik.

A kőolajtároló dolomitok kristálymérete általában 25—50 μm, de 100 μm-t is elérhet. A dolomitosodásnak a porozitásra gyakorolt hatása azonban nem mindig egyértelmű. A nyugat-texasi devon krinoideás mészkőösszletének pl. azok a részletei dolomitosodtak, amelyek eredeti mésziszaptartalma 30% fölött, krinoideatartalma pedig 70% alatt van *(14.45 ábra)*. Az összlet krinoideákban dús, de mésziszapban szegény részletei viszont LUCIA (1962) szerint mészkövek maradtak. E mészkövek porozitásának 5—20%-os

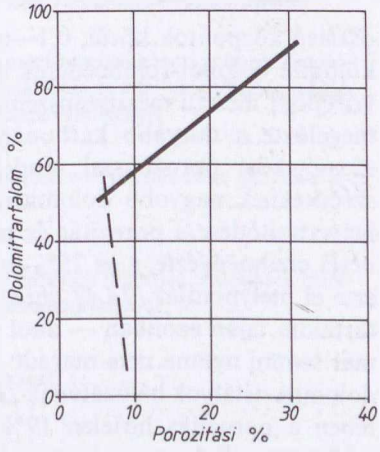
eredeti mésziszaptartalomig tapasztalt kismértékű emelkedése azzal magyarázható, hogy miközben a krinoideák alkotta kőzetváz ellenállt a tömörítő hatásoknak, a mérsékelt mennyiségű mésziszap megakadályozta szegélycementnek a krinoidea-töredékek körüli kiválását. 5%-nál kisebb mésziszap-mennyiség esetén a porozitás azért csökkent, mert a pórusokat szegélycement töltötte ki. A porozitásnak 20% feletti mésziszaptartalomnál tapasztalt erős visszaesése valószínűleg azzal függ össze, hogy a krinoideák számának csökkenésével meggyöngült „kőzetváz" a mésziszapot már nem bírta megvédeni a tömörödéstől. A porozitásnak a mésziszap dolomitosodása miatt bekövetkező, ugrásszerű növekedését azonban éppen a krinoidea-törmelék puszta jelenléte mérsékli azáltal, hogy mintegy elfoglalja a dolomitosodó (tehát porózussá váló) mésziszap elől a helyet. Az eredeti mésziszap mennyiségének emelkedésével kialakuló dolomitnak a porozitása lényegesen nagyobb, mint a mészkőé. Ennek ellenére 45—60%-nyi eredeti mésziszaptartalom között a dolomitporozitásnak tömörödés okozta jelentős visszaesése tapasztalható, amely mindaddig tart, míg a dolomitkristályok annyira meg nem növekednek, hogy — a gyér krinoidea-töredékekkel együtt — a további tömörödésnek ellenálló kőzetvázat nem alkotnak.

A porozitás általában a dolomitosodás intenzitásával együtt növekszik. A másodlagos dolomitkristályok eleinte csak elszórt, de tökéletes romboéderek képében jelentkeznek. Részarányuk növekedésével azonban az eredeti anyag fokozatosan eltűnik; 50% dolomittartalomnál az eredeti anyag már csak kicsiny, elmosódott foltokban látható. 50% dolomittartalom alatt a porozitás enyhe csökkenése tapasztalható; efölött azonban a porozitás növekedése megelőzi a dolomittartalom növekedését *(14.46 ábra)*. MURRAY (1960) szerint a porozitás és a dolomittartalom arányát az oldott karbonát-, ill. Mg-mennyiségnek távoli, vagy kőzeten belüli (nagyon közeli) forrásból való származása szabja meg. *Távoli* származás szerinte azért vezet a porozitás csökkenéséhez, mert a kiszorító dolomitromboéderek nemcsak az egykori kalcitszemcsék helyét foglalják el, hanem az utóbbiak közötti pórusteret is kitöltik. *Ha* viszont *a dolomitképződéshez szükséges mészmennyiség már a kőzetben jelen van*, akkor a Mg^{2+}-nak kívülről való bevitelére van szükség, a felesleges Ca^{2+} ionoknak pedig távozniuk kell. Ez pedig csak a kalcit feloldódásával lehetséges; ennélfogva a dolomit porózusabb lesz, mint a mészkő volt.

A dolomitok többségének helyettesítéses jellege miatt azok *kiindulási anyaga helyi jellegűnek minősíthető.* Ezért az 5%-nál kisebb dolomittartalomhoz fűződő kicsiny porozitás-csökkenés *(14.46 ábra)* okát a tömörödésben kell keresnünk. > 50% dolomittartalomnál azonban tömörödésre már nincs lehetőség, mert



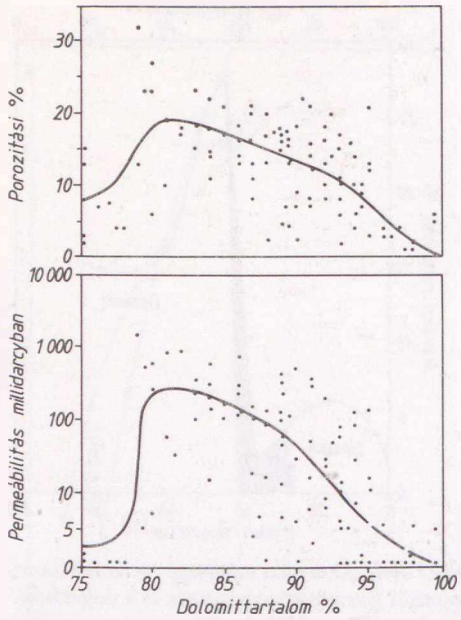
14.45 ábra. Az eredeti mésziszap- és krinoideatartalom, a jelenlegi kőzetporozitás és a dolomitosodás összefüggése a nyugat-texasi devon időszaki krinoideás mészkőben, LUCIA (1962) szerint, a Society of Economic Paleontologists and Mineralogists engedélyével



14.46 ábra. Az alsó-karbon korú „Midale rétegek" porozitása és dolomittartalma közötti összefüggés irányvonalai
Charles Formáció, Saskatchewan (USA). — MURRAY (1960) nyomán, a Society of Economic Paleontologists and Mineralogists engedélyével

a dolomitkristályok üregfenntartó kőzetvázzá növekedtek.

A vázoltaktól eltérő viszonyokat észlelt POWERS (1962) Arábia erősen dolomitosodott, malm korú karbonátjaiban. Ezekben a dolomittartalom s a homok-, ill. kavicsméretű mésziszap-„rögök" %-os mennyisége között fordított arányosság van. A dolomitosodás kezdetén a kőzet finomszemű részében, egyenletes el-



14.47 ábra. A 75%-nál több dolomitot tartalmazó arábiai felső-júra karbonátok porozitási és permeábilitási görbéi, POWERS (1962) szerint, az American Association of Petroleum Geologists engedélyével

oszlású központok körül, 0,1—0,2 mm átmérőjű, elkülönült dolomit-romboéderek képződtek. Később a kőzetliszt méretű mésziszapszemcsék dolomitosodása megelőzte a durvább karbonátszemcsékét. A némi szemcseközi porozitással rendelkező finomabb részecskéknek nagyobb dolomit-romboéderekkel való helyettesítődése a porozitás és permeábilitás csökkenését eredményezte, s ez 75%-os dolomittartalomnál érte el mélypontját *(14.47 ábra)*. 77—80% dolomittartalom táján azonban — ahol az eredeti üledéknek már semmi nyoma nem maradt — az azt helyettesítő dolomitkristályok hálózatának „felnyílása" következtében a porozitás hirtelen 19%-ra, a permeábilitás pedig 300 millidarcyra növekedett. *80% dolomittartalom fölött viszont a kőzet* — még több dolomit befogadásával — *elvesztette porozitását és permeábilitását.*

A dolomitosodásnak ellenálló kalcitanyag (pl. a krinoideák) későbbi *szelektív kioldódása* természetesen a pórustér megnövekedését eredményezi.

ASCHENBRENNER ÉS ACHAUER (1960) szerint a Sziklás-hegység és a Williston-medence paleozóos mészkővei pórus-, ill. pórusszűkület-méreteinek gyakorisága log-normális eloszlású. Ha tehát a pórusokba írható legnagyobb körök átmérőinek mm-ben kifejezett értékeit és azok kumulatív gyakorisági százalékait bilogaritmikus koordináta-rendszerben ábrázoljuk, a vetületi pontok egy egyenes mentén fognak elhelyezkedni. Ugyanez érvényes a pórusösszeköttetések legkisebb szélességeinek (a póruskapuknak) a gyakoriságára is.

A karbonátos kőzetek pórusainak mérete < 1 μm-től több száz m-ig terjedhet, és ugyanabban a kőzetben is különböző eredetű, alakú és méretű pórusok foglalhatnak helyet egymás közelében. Porozitásuknak a törmelékes kőzetek porozitásával szembeni fő különbségét éppen pórusrendszereik rendkívüli összetettsége okozza. Alkotó kristályaik méretének, alakjának és osztályozottságának hasonlósága ellenére a két kőzettípus porozitása és fluidumvezető képessége élénken különbözik. A *kvarcos aleuritok* pl. a kőolajtárolásra való alkalmasságot csak 0,06 mm-es szemcsenagyság (vagyis a kőzetlisztméret felső határa) közelében érik el. Ezzel szemben *a kőolajtároló dolomitok*nak a szemcsenagysága — amelyek a kőolajat 0,06 mm-nél kisebb és meglehetősen ritka szemcseközi pórusaikban tartalmazzák — a jóval finomabb, 0,01 mm körüli tartományba esik. Porozitásukat és permeábilitásukat gyakran a sztilolitos felületek mentén vagy az allokémek maradványai között fennmaradt, kicsiny hézagok biztosítják.

Még nagyobb a karbonátos kőzetek és homokkövek porozitásának fejlődése közötti különbség. Mindkét kőzetcsalád nagy kezdeti porozitású üledékekből alakul ki, bár némelyik tengeri mésziszap leülepedési porozitása a detritikus homoküledékekét meg is haladhatja. A karbonátkőzetek többsége azonban a homokköveknél mégis jóval tömöttebb. *A pórusoknak a karbonátos kőzetekben végbemenő redukciója tehát általában jóval gyorsabb, mint a homokos kifejlődésekben.* Az utóbbiak porozitásának csökkenését ui. — a tömörödés viszonylag kisebb mértéke mellett — főleg a lassú cementáció okozza. Ez pedig a porozitást — a pórusok helyzetének és minőségének lényegi megváltoztatása nélkül — csak mérsékelten csökkenti. Ezzel szemben a karbonátos üledékek eredeti pórusterének csökkenése olyan, ennél sokkal bonyolultabb folyamat, amelyben az üledékképződés, a korai és késői diagenezis valamennyi mechanikai, biológiai és kémiai tényezője (a tömörödés, a cementáció, az átkristályosodás, a helyettesítés, az oldódás és a nyomási oldódás) fokozott — bár helyileg változó arányban érvényesülő — szerepet játszik. Ezt a különbséget a *14.1 táblázat* igyekszik szemléltetni.

14.1. táblázat. Homokos és karbonátos kőzetek porozitásának összehasonlítása*

Jellemzők	Homokkőben	Karbonátban
Az üledék elsődleges porozitása	Többnyire 25—40%	Többnyire 40—70%
A végleges porozitás	A kezdeti porozitás fele vagy több, mint fele; általában 15—30%	A kezdeti porozitás töredéke; tárolókőzetekben többnyire 5—15%
Az elsődleges porozitás típusa	Csaknem kizárólag részecskeközi	Többnyire részecskeközi, de részecskén belüli és más típusok is előfordulnak
A végleges porozitás típusa	Csaknem kizárólag elsődleges, részecskeközi	A lerakódás utáni módosulások miatt igen változatos
A pórusok és póruskapuk mérete	Az üledékes részecskék alakjától és osztályozottságától függ	Többnyire csak kismértékben függ az üledékes részecskék méretétől és osztályozottságától
A pórusok alakja	Erősen függ a részecskék alakjától (a részecskék „negatívja")	Az elsődleges és diagenetikus részecskék alakjától való erős függés és teljes függetlenség között változik
A pórusméret és -alak megoszlása	Homogén kőzetdarabon belül rendesen egyöntetű	A csaknem teljesen egységestől a szélsőségesen heterogénig változik
A diagenezis hatása	Kisebb fokú. Az elsődleges porozitás a kompakció és a cementáció következtében csökken	Nagymérvű. Létrehozhatja, részben vagy egészen megsemmisítheti a porozitást. Az oldódás és a cementáció jelentős méretű
A töredezettség	A tárolóképesség szempontjából nem jelentős	A tárolóképesség szempontjából igen jelentős
A porozitás és permeábilitás vizuális megállapítása	Rendszerint viszonylag könnyű (félkvantitatív meghatározásokat tesz lehetővé)	A lehetséges és a lehetetlen között változó. A porozitás, permeábilitás és kapilláris nyomás megállapítása műszereket igényel
A fúrómagok rezervoár-kiértékelésre való alkalmassága	2,5 cm átmérőjű fúrómagok rendesen csak az alapanyag-porozitás megállapítására alkalmasak	A fúrómagok rezervoár-kiértékelésre általában alkalmatlanok
A permeábilitás és a porozitás viszonya	Eléggé állandó; általában a részecskék méretétől és osztályozottságától függ	Igen változó; rendesen független a szemcsék méretétől és osztályozottságától

* Choquette—Pray (1970) alapján, az *American Association of Petroleum Geologists* engedélyével.

IRODALOM

Adams, J. E.—Rhodes, M. L. 1960: Dolomitization by seepage refluxion. — *AAPG Bull.*, **44**, 1912—1920.

Aïssaoui, D. M.—Purser, B. H. 1983: Nature and origin of internal sediments in Jurassic limestones of Burgundy (France) and Fnoud (Algeria). — *Sedimentology*, **30**, 273—283.

Antal, S.—Balogh, K. 1980: Über die Lithologie und Alter der Nagyvisnyó Formation (Oberperm, Bükk-Gebirge, Nordungarn). — *In:* Vozár, J.—Vozárová, A. (eds): *Permian of the West Carpathians.* — Bratislava: Geol. Ústav Dionyza Štúra, 25—32.

Aschenbrenner, B. C.—Achauer, C. W. 1960: Minimum conditions for migration of oil in water-wet carbonate rocks. — *AAPG Bull.*, **44**, 235—243.

Atwood, D. K.—Bubb, J. N.1970: Distribution of dolomite in a tidal flat environment, Sugarloaf Key, Florida. — *J. Geol.*, **78**, 499—505.

Badiozamani, K. 1973: The Dorag dolomitization model application to the Middle Ordovician of Wisconsin. — *J. Sed. Petrol.*, **43**, 965—984.

Bali, M. M. 1967: Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. — *J. Sed. Petrol.*, **37**, 556—591.

Balogh K.—Farkas P. 1971: *Jelentés az OKGT részére 1971-ben végzett munkáról.* — Szeged: JATE Földtani Tanszék. Kézirat, 315 p.

Bathurst, R. G. C. 1964: Diagenesis and paleoecology: A survey. — *In:* Imbrie, J.—Newell, N. D. (eds): *Approaches to Paleoecology.* — New York: Wiley, 319—344.

BATHURST, R. G. C. 1971: *Carbonate Sediments and their Diagenesis. — Developments in Sedimentology,* **12.**— Amsterdam: Elsevier, 620 p.

BATHURST, R. G. C. 1975: *Carbonate Sediments and their Diagenesis.* — 2nd ed. — Amsterdam: Elsevier, 658 p.

BATHURST, R. G. C. 1980: Stromatactis — Origin related to submarine-cemented crusts in Paleozoic mud mound. — *Geology,* **8,** 131—134.

BARTLETT, G. A.—GREGGS, R. G. 1970: A reinterpretation of stylolitic solution surfaces deduced from carbonate cores from San Pablo Seamount and the Mid-Atlantic Ridge. — *Canad. J. Earth Sci.,* **7,** 274—279.

BEBOUT, D.—DAVIES, G.—MOORE, C. H.—SCHALK, P. S.—WORDLAW, N. C. 1980: Geology of Carbonate Porosity. — *Continuing Educat. Course Note, Ser.* **11.** — Houston, 248 p.

BEIN, A.—LAND, L. S. 1982: San Andres Carbonates in the Texas Panhandle: Sedimentation and Diagenesis Associated with Magnesium-Calcium-Chloride Brines. — *Report Investig.,* **121,** 1—48. — Bureau Econ. Geol. Univ. Texas at Austin.

BLAKE, D. F.—PEACOR, D. R.—WILLIAMSON, B. M. 1982: The Sequence and Mechanism of Low-Temperature Dolomite Formation. — Calcian Dolomite in a Pennsylvanian Echinoderm. — *J. Sed. Petrol.,* **52,** 1, 59—70.

BLATT, H.—MIDDLETON, G. V.—MURRAY, R. C. 1972: *Origin of Sedimentary Rocks.* — Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall, 634 p.

BRAITHWAITE, C. J. R. 1966: The petrology of Middle Devonian limestones in South Devon, England. — *J. Sed. Petrol.,* **36,** 176—192.

BROWN, C. W. 1959: Diagenesis of Late Cambrian oölitic limestones, Maurice Formation, Montana and Wyoming. — *J. Sed. Petrol.,* **29,** 260—266.

BROWN, R. 1964: How does cone-in-cone material become emplaced? — *Amer. J. Sci.,* **252,** 372—376.

CAROZZI, A. V.—BERGEN, D. v. 1987: Stylolitic porosity in carbonates: a critical factor for deep hydrocarbon production. — *J. Petrol. Geol.,* **10,** 3, 267—282.

CHILINGAR, G. V.—BISSELL, H. J. 1961: Dolomitization by seepage refluxion. — *AAPG Bull.,* **45,** 679—681.

CHILINGAR, G. V.—BISSELL, H. J.—WOLF, K. H. 1967: Diagenesis of carbonate rocks. — *In:* LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments.* — Amsterdam: Elsevier, 179—322.

CHILINGAR, G. V.—BISSELL, H. J.—WOLF, K. H. 1979: Diagenesis of carbonate sediments and epigenesis (or catagenesis) of limestones. — *In:* LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks. — Developments in Sedimentology,* **25A.** — Amsterdam: Elsevier, 246—422.

CHILINGAR, G. V.—ZENGER, D. H.—BISSELL, H. J.—WOLF, K. H. 1979: Dolomites and dolomitization. — *In:* LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks. — Developments in Sedimentology,* **25A.** — Amsterdam: Elsevier, 425—536.

CHOQUETTE, PH. W.—PRAY, L. C. 1970: Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. — *AAPG Bull.,* **54,** 207—250.

CLAYTON, R. N.—JAMES, B. F.—BERNER, R. A. 1968: Isotope studies of dolomite formation under sedimentary conditions. — *Geochim. Cosmochim. Acta,* **32,** 415—432.

COOK, H. E.—EGBERT, R. M.1983: Diagenesis of deepsea carbonates. — *In:* LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks.* **2.** — *Developments in Sedimentology,* **25B.** — Amsterdam: Elsevier, 213—288.

CROS, P. 1977: Données nouvelles sur la dolomitisation des carbonates triasiques des Dolomites Italiennes. — *Sciences de la Terre,* **21,** 4, 307—355.

DAPPLES, E. C. 1979: Diagenesis of sandstones. — *In:* LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks. — Developments in Sedimentology,* **25A** — Amsterdam: Elsevier, 31—39.

DAVIES, T. A.—SUPKO, P. R. 1973: Oceanic sediments and their diagenesis: some examples from deepsea drilling. — *J. Sed. Petrol.,* **43,** 381—390.

DEFFEYES, K. S.—LUCIA, F. J.—WEYL, P. K. 1965: Dolomitization of Recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles. — *In:* PRAY, L. C.—MURRAY, R. C. (eds): Dolomitization and Limestone Diagenesis. — *SEPM Spec. Publ.,* **13,** 71—88.

DE GROOT, K. 1967: Experimental dedolomitization. — *J. Sed. Petrol.,* **37,** 1216—1220.

DUNHAM, R. J. 1971: Meniscus cement. — *In:* BRICKER, O. P. (ed.): Carbonate Cements. — John Hopkins Univ. *Studies in Geology,* **19,** 297—300.

EBHARDT, G. 1968: Experimental compaction of carbonate sediments. — *In:* MÜLLER, G.—FRIEDMAN, G. M. (eds): *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe.* — Heidelberg: Springer, 58—65.

ENGELHARDT, W. v. 1960: *Der Porenraum der Sedimente.* — Berlin, etc.: Springer, 207 p.

ENGELHARDT, W. v. 1973: *Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen.* — Stuttgart: Schweizerbart, 378 p.

ENOS, P. 1978: Dolomite, dolomitization.— *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 266—274.

ETIENNE, J. 1963: Rock impregnation by colored resins for studying porosity in thin section. — *Inst. Français Pétrol. Rev.,* **18,** 611—623.

FAIRBRIDGE, R. W. 1967: Phases of diagenesis and authigenesis. — *In:* LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments.* — Amsterdam: Elsevier, 19—89.

FARKAS, P. 1971: A karbonátos üledékes kőzetek faciológiai vizsgálatának kőzettani alapjai. — *In: Az üledékes petrológia újabb eredményei.* — Budapest: Magyarh. Földt. Társ., 177—196.

FISCHER, A. G.—GARRISON, R. E. 1967: Carbonate lithification on the sea floor. — *J. Geol.,* **75,** 488—497.

FOLK, R. L. 1964: *Petrology of Sedimentary Rocks.* — Austin: Hemphill's, 154 p.

FOLK, R. L. 1965: Some aspects of recrystallization in ancient limestones. — *In:* PRAY, L. C.—MURRAY, R. C. (eds): Dolomitization and Limestone Diagenesis. — *SEPM Spec. Publ.,* **13,** 14—48.

FOLK, R. L.—LAND, L. S. 1975: Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. — *AAPG Bull.,* **59,** 60—68.

FOUTH, I.—SCHERREIKS, R. 1982: Hauptdolomit (Norian). — Stratigraphy, Paleogeography and diagenesis. — *Sediment. Geol.,* **32,** 195—231.

FRIEDMAN, G. M. 1964: Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. — *J. Sed. Petrol.,* **34,** 777—813.

FRIEDMAN, G. M. 1975: The making and unmaking of limestones or the downs and ups of porosity. — *J. Sed. Petrol.,* **45,** 2, 379—398.

FRIEDMAN, G. M.—SANDERS, J. E. 1967: Origin and occurrence of dolostones. — *In:* CHILINGAR, G. V.—BISSELL, H. J.—FAIRBRIDGE, R. W. (eds): *Carbonate Rocks. — Developments in Sedimentology,* **9A,** 267—348.

FÜCHTBAUER, H. 1968: Carbonate Sedimentation and Subsidence in the Zechstein Basin (Northern Germany). — *In:* MÜLLER, G.—FRIEDMAN, G. M. (eds): *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe.* — Berlin–Heidelberg, etc.: Springer, 196—204.

FÜCHTBAUER, H. 1969: Editorial. — *Sedimentology,* **12,** 7—10.

FÜCHTBAUER, H.—GOLDSCHMIDT, H. 1965: Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. — *Geol. Rundschau,* **55,** 29—40.

FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970: *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Stuttgart: Schweizerbart, 726 p.

FÜLÖP J. 1975: Tatai mezozóos alaphegységrögök. — *Geol. Hung. Ser. Geol.,* **16.** — 225 p.

GARRELS, R. H.—MACKENZIE, F. T. 1971: *Evolution of Sedimentary Rocks.* — New York: Norton, 397 p.

GAVISH, E.—FRIEDMAN, G. M. 1969: Progressive diagenesis in Quaternary to Late Tertiary carbonate sediments: sequence and time scale. — *J. Sed. Petrol.,* **39,** 980—1006.

GINSBURG, R. N. 1957: Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in South-Florida. — *In:* LEBLANC, R. J.—BREEDING, R. J. (eds): Regional Aspects of Carbonate Sedimentation. — *SEPM Spec. Publ.,* **5,** 80—100.

GINSBURG, R. N.—SCHROEDER, J. H. 1973: Growth and submarine fossilization of algal cup reefs, Bermuda. — *Sedimentology,* **20,** 575—614.

GROVER, G., JR.—READ, J. F. 1983: Paleoaquifer and Deep Burial Related Cements Defined by Regional Cathodluminescent Patterns, Middle Ordovician Carbonates, Virginia. — *AAPG Bull.,* **67,** 8, 1275—1303.

HALLEY, R. B.—SCHMOKER, J. W. 1983: High-Porosity Cenozoic Carbonate Rocks of South Florida: Progressive Loss of Porosity with Depth. — *AAPG Bull.,* **67,** 2, 191—200.

HANSHAW, B. B.— BACK, W.—DEIKE, R. G. 1971: A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water. — *Econ. Geol.,* **66,** 710—724.

HARBAUGH, J. W. 1967: Carbonate oil reservoire rocks. — *In:* CHILINGAR, G. V.—BISSELL, H. J.—FAIRBRIDGE, R. W. (eds): *Carbonate Rocks. — Developments in Sedimentology,* **9A.** — Amsterdam: Elsevier, 349—398.

HARDIE, L. A. 1987: Dolomitization: a critical view of some current views. — *J. Sed. Petrol.,* **57,** 166—183.

HARRIS, P. M. 1977: Depositional environments of Sulter Cays area. — In: MULTER, H. G. (ed.): *Field Guide to Some Carbonate Rock Environments in Florida Keys and Western Bahamas.* — Madison, N. J.: Fairleigh Dickinson University, 157—161.

HARRIS, P. M. 1985: Carbonate Cements. — *SEPM Spec. Publ.,* **36,** — 379 p.

HELING, D. 1968: Microporosity of Carbonate Rocks. — *In:* MÜLLER, G.—FRIEDMAN, G. M. (eds): *Recent Development in Carbonate Sedimentology in Central Europe.* — Berlin–Heidelberg–New York: Springer, 98—105.

HSÜ, K. J.—SIEGENTHALER, C. 1969: Preliminary experiments on hydrodynamic movement induces by evaporation and their bearing on the dolomite problem. — *Sedimentology,* **12,** 11—25.

ILLING, L. V.—WELLS, A. J.—TAYLOR, J. C. M. 1965: Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. — *In:* PRAY, L. C.—MURRAY, R. C. (eds): Dolomitization and Limestone Diagenesis. — *SEPM Spec. Publ.,* **13,** 89—111.

JAMES, N. P.—GINSBURG, R. N. 1979: *The seaward margin of Belize Barrier and Atoll Reefs. — Spec. Publ. IAS.* — Oxford–London: Blackwell, 183 p.

JAMES, N. P.—GINSBURG, R. N.—MARSZALEK, D. S.—CHOQUETTE, P. W. 1976: Facies and fabric specificity of early subsea cements in shallow Belize (British Honduras) reefs. — *J. Sed. Petrol.,* **46,** 523—544.

JODRY, R. L. 1969: Growth and Dolomitization of Silurian Reefs, St. Clair County, Michigan. — *AAPG Bull.,* Tulsa, Okla., USA, **53,** 4, 957—981.

KENDALL, A. C. 1978: Subaqueous evaporites. — *In:* WALKER, R. G. (ed.): *Facies Models.* — Toronto: Geol. Ass. Canada, 159—174.

KHVOROVA, T. V. 1958a: Essai d'analyse stadiale des roches carbonatées (sur l'example des dépôts carbonifères de la Plate-forme Russe). — *In:* STRACHOW, N. M. (ed.): *Méthodes d'étude des roches sédimentaires.* — Ann. Service d'Informat. Géol. du BRGM, **35,** (1958), 1, 255—267.

KHVOROVA, I. V. 1958b: *Atlas of Carbonate Rocks of the Middle and Upper Carboniferous of the Russian Platform.* — Moszkva: Ak. Nauk SzSzSzR, 170 p.

KINSMAN, D. J. J. 1966: Gypsum and anhydrite of Recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. — *In:* RAU, J. L. (ed.): *Second Symposium on Salt.* — Cleveland: Northern Ohio Geol. Soc., 302—326.

KINSMAN, D. J. J. 1973: Dolomitization process in sabkha environment (Abstract). — *AAPG Bull.,* **57,** 788—789.

KISS J. 1981: Dolomitosodás–dedolomitosodás hidrotermális keretek között. — *Módszertani Közlemények,* **2,** — Budapest: MÁFI, 90 p.

KRIVÁN, P. 1953: Die Bildung der Karbonatsedimente im Zwischengebiet von Donau und Theiss. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.,* **2,** 1—2, 91—108.

LALOU, C. 1957: Studies of bacterial precipitation of carbonates on sea water. — *J. Sed. Petrol.,* **27,** 190—195.

LAND, L. S. 1973: Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, North Jamaica. — *Sedimentology,* **20,** 411—424.

LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds) 1983: *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks.* **2.** — *Developments in Sedimentology,* **25B.** — Amsterdam–Oxford–New York: Elsevier, 572 p.

LEEDER, M. R. 1982: *Sedimentology. — Process and Product.* — London: Allen & Unwin, 285—302.

LINDHOLM, R. C. 1969: Detrital Dolomite in Onondaga Limestone (Middle Devonian) of New York: Its Implications to the „Dolomite Question". — *AAPG Bull.,* **53,** 5, 1035—1042.

LIPPMANN, F. 1973: *Sedimentary Carbonate Minerals.* — Berlin–Heidelberg–New York: Springer, 228 p.

LOUKS, V.—ELMORE, R. D. 1986: Absolute dating of dedolomitization and the origin of magnetization in the Cambrian Morgan Creek Limestone, central Texas. — *Geol. Soc. Amer. Bull.,* **97,** 486—496.

LOWENSTAM, H. A. 1954: Factors affecting the aragonite: calcite ratios in carbonate-secreting marine organisms. — *J. Geol.,* **62,** 284—321.

LUCIA, F. J. 1962: Diagenesis of a crinoidal sediment. — *J. Sed. Petrol.,* **32,** 848—865.

LUCIA, F. J. 1968: Recent sediments and diagenesis of South Bonaire, Netherlands Antilles. — *J. Sed. Petrol.,* **38,** 854—858.

MACKENZIE, W. S. 1972: Tidal sand flat deposits in Lower Cretaceous Dakota Group near Denver, Colorado. — *The Mountain Geologist,* **9,** 269—277.

MATTES, B. W.—MOUNTJOY, E. W. 1980: Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette Buildup, Jasper National Park, Alberta. — *In:* ZENGER, D. H.—DUNHAM, J. B.—ETHINGTON, R. L. (eds): Concepts and Models of Dolomitization. — *SEPM Spec. Publ.,* **28,** 259—297.

MAZZULLO, S. J. 1980a: Calcite pseudospar replacive of marine acicular aragonite, and implications for aragonite cement diagenesis. — *J. Sed. Petrol.,* **50,** 409—422.

MAZZULLO, S. J. (ed.): 1980b: Stratigraphic Traps in Carbonate Rocks. — *AAPG Reprint Ser.,* **23,** 217 p.

MCKENZIE, J. A.—HSÜ, K. J.—SCHNEIDER, J. F. 1980: Movement of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi, UAE, and its relation to evaporitive dolomite genesis. — *In:* ZENGER, D. H.—DUNHAM, J. B.—ETHINGTON, R. L. (eds): Concepts and Models of Dolomitization. — *SEPM Spec. Publ.,* **28,** 11—30.

MILLIMAN, J. D. 1974: *Marine Carbonates. — Recent Sedimentary Carbonates, Part 1.* — New York: Springer, 375 p.

MIŠÍK, M. 1968: Some Aspects of Diagenetic Recrystallization in Limestones. — *XXII. Internat. Geol. Congr., Prague*, **8,** 124—136.

MOLNÁR B. 1980: Hiperszalin dolomitképződés a Duna–Tisza közén. — *Földt. Közl.*, **110,** 1. 45—64.

MOLNÁR B.—SZÓNOKY M.—KOVÁCS S. 1981: Recens hiperszalin dolomitok diagenetikus és litifikációs folyamatai a Duna–Tisza közén. — *Földt. Közl.*, **111,** 1, 119—144.

MOORE, C. H. 1989: *Carbonate Diagenesis and Porosity.* — Amsterdam: Elsevier, 12+338 p.

MÖLLER, N. K.—KVINGAN, K. 1988: The genesis of nodular limestones in the Ordovician and Silurian of the Oslo Region (Norway). — *Sedimentology*, **35,** 405—420.

MUELLER, G. 1960: The theory of formation of Chilean nitrate deposits through „capillary concentration". — *XXI. Internat. Geol. Congr.*, **1,** 76—86, Kopenhagen.

MULTER, H. G. 1977: *Field Guide to Some Carbonate Rock Environments of Florida Keys and W. Bahamas.* — Madison, N. J.: Fairleigh Dickinson University, 156 p.

MURRAY, R. C. 1960: Origin of porosity in carbonate rocks. — *J. Sed. Petrol.*, **30,** 59—84.

MÜLLER, G.—FISCHBECK, R. 1973: A new mechanism for protodolomite formation. — *Nature, Physical Science*, **242,** 122, 139—141.

MÜLLER, J.—MILLIMAN, J. D. 1972: Relict carbonate-rich sediments on Grand Banks. — *Canad. J. Earth Sci.*, **9.**

MÜLLER, G.—TIETZ, G. 1975: Regressive diagenesis in Pleistocene eolianites from Fuerteventura, Canary Islands. — *Sedimentology*, **22,** 485—496.

MÜLLER, G.—WAGNER, F. 1978: Holocene Carbonate Evolution in Lake Balaton (Hungary): A Response to Climate and Impact of Man. — *In:* MATTER, A.—TUCKER, M. E. (eds): *Modern and Ancient Lake Sediments.* — Oxford: Blackwell, 57—81.

MÜLLER, G.—IRION, G.—FÖRSTER, U. 1972: Formation and diagenesis of inorganic Ca–Mg carbonates in lacustrine environment. — *Naturwissensch.*, **59,** 158—164.

NIGGLI, P.—NIGGLI, E. 1952: *Gesteine und Minerallagerstätten.* — Basel: Birkhauser, 554 p.

OPPENHEIMER, C. H.—MASTER, I. M. 1964: Transition of silicate and carbonate crystal structure by photosynthesis and metabolism. — *Geol. Soc. Amer., Special Papers*, **76,** 125 p.

PARK, W. C.—SCHOT, E. H. 1968: Stylolitization in carbonate rocks. — *In:* MÜLLER, G.—FRIEDMAN, G. M. (eds): *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe.* — Heidelberg: Springer, 66—74.

PAYTON, CH. E. 1966: Petrology of the Carbonate Members of the Swope and Dennis Formation (Pennsylvanian), Missouri and Iowa. — *J. Sed. Petrol.*, **36,** 576—601.

POWERS, R. W. 1962: Arabian Upper Jurassic carbonate reservoir rocks. — *AAPG Mem.*, **1,** 122—192.

PURSER, B. H. 1973: Aspect de la diagenèse carbonatée précoce et ses rapports avec les milieux sédimentaires actuels et anciens. — *Sciences de la Terre*, **18.**

PURSER, B. H. 1978: Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestones. — *J. Petrol Geol.*, **1,** 83—94.

PURSER, B. H.—LOREAU, J. P. 1973: Aragonitic supratidal encrustations on the Trucial Coast, Persian Gulf. — *In:* PURSER, B. H. (ed.): *The Persian Gulf.* — Berlin, etc.: Springer, 343—376.

RAO, C. P. 1983: Geochemistry of Early Permian Cold-water Carbonates (Tasmania, Australia). — *Chemic. Geology*, **38,** 307—329.

RICHTER, D. K. 1974: Zur subaerischen Diagenese von Echinidenskeletten und das relative Alter pleistozäner Karbonatterrassen bei Korinth (Griechenland). — *Neues Jb., Geol. Pal. Abh.*, **146,** 51—77.

RICHTER, D. K.—ZINKERNAGEL, V. 1981: Zur Anwendung der Kathodlumineszenz in der Karbonatpetrographie. — *Geol. Rundschau*, **70,** 3, 1276—1302.

ROCHÉ, P. O.—CHOQUETTE, PH. W. 1985: *Carbonate Petroleum Reservoirs.* — New York–Berlin, etc: Springer, 622 p.

RUNNELS, D. D. 1969: Diagenesis, chemical sediments and the mixing of natural waters. — *J. Sed. Petrol.*, **39,** 1188—1201.

SCHMALZ, R. F. 1969: Deep-water evaporite deposition: a genetic model. — *AAPG Bull.*, **53,** 798—823.

SCHMOKER, J. W.—HALLEY, R. B. 1982: Carbonate Porosity versus Depth: A Predictable Relation for South Florida. — *AAPG Bull.*, **66,** 12, 2561—2570.

SCHOLLE, P. A. 1977: Chalk diagenesis and its relation to petroleum exploration: oil from chalks, a modern miracle? — *AAPG Bull.*, **61,** 7, 982—1009.

SCHROLL, E.—WIEDEN, P. 1971: Eine rezente Bildung von Dolomit im Schlamm des Neusiedlersees. — *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitteil.*, **7,** 286—289.

SHATKAY, M.—MAGARITZ, M. 1987: Dolomitization and sulphate reduction in the mixing zone between brine and meteoric water in the newly exposed shores of the Dead Sea. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51,** 1135—1141.

SHEARMAN, D. J. 1966: Origin of marine evaporites by diagenesis. — *Trans. Inst. Miner. Metall. — Sect. B.*, **75,** 208—215.

SHEARMAN, D. J.—KHOURI, J.—TAHA, S. 1961: On the replacement of dolomite by calcite in some Mesozoic limestones from the French Jura. — *Geol. Ass. London, Proc.*, **72,** 1—12.

SHINN, E. A. 1968: Selective dolomitization of Recent sedimentary structures. — *J. Sed. Petrol.*, **38,** 612—616.

SHINN, E. A. 1969: Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. — *Sedimentology*, **12,** 109—144.

SHINN, E. A. 1983: Tidal flat environment. — *In:* SCHOLLE, P. A.—BEBOUT, D. G.—MOORE, C. H. (eds): Carbonate Depositional Environments. — *AAPG Mem.*, **33,** 171—210.

SHINN, E. A.—GINSBURG, R. N.—LLOYD, R. M. 1965: Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. — *In:* PRAY, L. C.—MURRAY, R. C. (eds): Dolomitization and Limestone Diagenesis. — *SEPM Spec. Publ.*, **13,** 112—123.

SHINN, E. A.—HUDSON, J. H.—HALLEY, R. B.—LIDZ, B. 1977: Topographic control and accumulation rate of some Holocene coral reefs, South Florida and Dry Tortugas. — *Third Internat. Coral Reef Symposium, Miami, Fla.*, **2.** Geology, 1—8.

SPOTTS, J. H.—SILVERMAN, S. R. 1966: Organic dolomite from Point Fermin, California. — *Amer. Mineralog.*, **51,** 1144—1155.

TAFT, W. H. 1963: Cation influence on diagenesis of carbonate sediments. — *Geol. Soc. Amer.*, Prog. Ann. Meet., **162A.**

TAFT, W. H. 1967: Modern carbonate sediments. — *In:* CHILINGAR, G. V.—BISSEL, H. J.—FAIRBRIDGE, R. W. (eds): *Carbonate Rocks. — Developments in Sedimentology*, **9A.** — Amsterdam, etc.: Elsevier, 29—50.

TATARSKIY, V. B. 1949: About the occurrence of rocks in which dolomite is replaced by calcite. — *Dokladü Ak. Nauk SzSzSzR*, **49,** 849—851.

TERMIER, H.—TERMIER, G. 1963: *Erosion and Sedimentation.* — London: Van Nostrand, 434 p.

THURSTON, D. R. 1978: Chert and flint. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Pa.: Dowden, Hutchinson & Ross, 119—123.

TÓTH Á.—T. GECSE É. 1981: Dedolomitosodott telérszerű közettestek a Nagyegyházi-medence felső-triász dolomitaljzatában. — *MÁFI Évi Jel.*, **1979,** 181—199.

TRURNIT, P. 1968: Analysis of pressure-solution contacts and classification of pressure-solution phenomena. — *In:* MÜLLER, G.—FRIEDMAN, G. M. (eds): *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe.* — Berlin–Heidelberg etc.: Springer, 75—84.

USDOWSKI, H.-E. 1963: Die Genese der Tutenmergel oder Nagelkalke (cone-in-cone). — *Beitr. Miner. Petrogr.*, **9,** 95—110.

USDOWSKI, H.-E. 1968: The formation of dolomite in sediments. — *In:* MÜLLER, G.—FRIEDMAN, G. M. (eds): *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe.* — Berlin–Heidelberg etc.: Springer, 21—32.

WALKER, R. G. 1978: *Facies Models.* — Toronto: Geol. Assoc. Canada, 211 p.

WARNE, S. ST. J. 1962: A quick laboratory staining scheme for the differentiation of the carbonate minerals. — *J. Sediment. Petrol.*, **32,** 29—38.

WILSON, J. L. 1980: Limestone and dolomite reservoirs. — *In:* HOBSON, G. D. (ed.): *Developments in Petroleum Geology.* **2.** — London: Applied Science Publishers Ltd., 1—51.

WOLF, K. H. 1963: *Syngenetic to epigenetic processes, paleoecology and classification of limestones, in particular reference to Devonian algal limestones of Central New South Wales.* — Thesis, University of Sydney.

ZENGER, D. H. 1972: Significance of supratidal dolomitization in the geologic record. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **83,** 1—12.

ZENGER, D. H. 1973: Syntaxial calcite borders on dolomite crystals, Little Falls Formation (Upper Cambrian), New York. — *J. Sed. Petrol.*, **43,** 118—124.

ZENGER, D. H.—DUNHAM, J. B.—ETHINGTON, R. L. (eds) 1980: Concepts and Models of Dolomitization. — *SEPM Spec. Publ.*, **28,** Tulsa, Okla., 320 p.

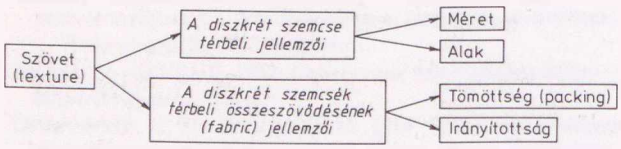
15. A TÖRMELÉKES ÜLEDÉKES KŐZETEK SZÖVETE

BÉRCZI ISTVÁN ÉS BALOGH KÁLMÁN

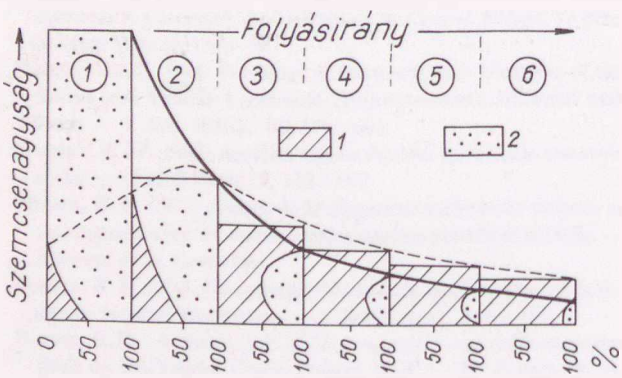
Az üledékes kőzetek vizsgálatakor azok keletkezési körülményeit és leülepedés utáni sorsát kívánjuk tisztázni. Ennek érdekében a kőzet

— anyagi összetételének,
— szöveti tulajdonságainak,
— külső és belső szerkezetének és
— rétegsoron belüli változásainak

kell figyelmet szentelnünk. Következtetéseink szélesebb megalapozása céljából az elért eredményeket együttesen, minőségileg és mennyiségileg is értékeljük. Ennek során alkalmazott matematikai módszereket is igénybe veszünk.



15.1 ábra. Az üledékes kőzetek szöveti jellemzőinek összefüggése



15.2 ábra. Egy nagy folyó hordalékának anyagi és szemcsenagysági változása egymást követő folyószakaszokon

Vázlat Szádeczky-Kardoss (1959) nyomán

1. Kvarcit. — 2. Egyéb kőzet- és ásványszemcsék.

Az üledékes kőzeteknek vagy azok alkotórészeinek anyagi összetételét és azzal szorosan összefüggő fizikai tulajdonságait (kristályalak, keménység, sűrűség, szín és más optikai jellegek, elektromos és egyéb sajátságok) az ásványtan módszereivel állapítjuk meg. A kőzet elemi összetételén túl elsősorban ásványtársasága minőségi és mennyiségi megoszlását szükséges tisztázni. Az anyagi összetétel jó felvilágosítást nyújthat pl. a kőzetanyag származási és leülepedési helyéről, az ülepedés közbeni mállási és áthalmozódási folyamatokról, a leülepedést követő dia- és epigén elváltozások fajtáiról és erősségéről. Nagy jelentőségű azonban az üledékes kőzetek osztályozásában is, hiszen azok nagy csoportjait éppen anyagi összetételük alapján különítjük el.

A *szövet* a homogén üledék (ásványhalmaz vagy kőzet) azon makro- és mikroszkópos sajátsága, amit annak

a) kristályossági foka,
b) szemcséinek vagy egyéb alkotórészeinek alakja és egymáshoz való viszonya határoz meg.

Jelentheti tehát a szövet egyfelől a kőzet szemcséinek méretét és alakját, másfelől azok egymáshoz viszonyított elhelyezkedését *(15.1 ábra)*. Azonos lepusztulási területet föltételezve, a szemcseméret lényegileg a szállító kőzet minőségének és energiaszintjének (sebességének) a függvénye, s a szemcsék alakjával együtt a szállítás távolságára is utalhat *(15.2 ábra)*. A szemcsefelszín minősége a szállítás módjáról s a szállítás közbeni vagy leülepedés utáni oldódásról tájékoztat. A szemcsék elrendeződéséből az ülepedés módjára, irányítottságából az ülepítő közeg mozgásirányára következtethetünk.

Ez a fejezet a finomabb–durvább detrituszból származó törmelékes kőzetek szöveti sajátságainak elemzésével, azok értelmezési módjaival és lehetőségeivel foglalkozik.

15.1 A SZEMCSEMÉRET INGADOZÁSÁNAK OKAI

Nincs olyan természetes törmelékes kőzet, amelynek szemcseátmérői tökéletesen egyenlőek lennének. Még a legjobban osztályozottak szemcsézete is bizonyos — bár szűk — értékhatárok között ingadozik, a többiek pedig olyan halmazoknak tekinthetők, amelyek szemcseátmérői a durva, közepes és finom méretek között kőzetfajtánként változó módon oszlanak meg. Ennek az az oka, hogy a törmelékes kőzetek anyagának uralkodó része korábban létezett kőzetek fizikai (és kémiai) aprózódásának a terméke. Olyan — zömében *mechanikai* — elegyrész tehát, amely már az üledék lerakódása előtt megvolt, és nem a leülepedés során vagy azt követően keletkezett. Ezek mennyiségéhez képest az üledékfelhalmozódás, a kőzetté szerveződés, ill. későbbi kőzetalakulás alkalmával bennük újonnan keletkezett *autigén* és *epigén* ásványok mennyisége mindig jóval kisebb.

Ha a kiindulási kőzet területén a fizikai mállás fölényben van a kémiai mállással szemben, akkor különösen sok olyan ásvány kerülhet elszállításra, amely az adott geokémiai környezetben instabilis. Ezek mállása természetesen — az ásványok stabilitási sorrendje (2.321. fejezetrész) szerinti mértékben — a szállítás alatt (sőt a leülepedés után is) tovább folytatódik. Ezért a szállítás folyamán az *elsődleges mechanikai elegyrészek* csoportja a PETTIJOHN (1957) által *„másodlagos mechanikai elegyrészek"*-ként kezelt agyagásványokéval bővül. A lehordási terület kőzeteinek vegyi mállásából származó agyagásványokat természetesen igen nehéz elkülöníteni a szállítás közben keletkezettektől, és így azok — kis méretüknél fogva — együttesen alakítják ki a lerakódó üledék legfinomabb szemcserészlegét.

Az elsődleges mechanikai elegyrészek közül viszont a szállítás során egyrészt a vegyi mállással, másrészt a kopással szemben legellenállóbbak válogatódnak ki. Ezért a lerakódott üledék elsődleges mechanikai elegyrészeinek ásványi összetétele és szemcseméretе szorosan korrelál egymással (GROUT 1925; PETTIJOHN 1975). Ennek eredményeként pl. a magmás vagy metamorf származású és hosszabb szállítás után lerakódott üledékek durva szemcséi között mennyiségileg a kvarc- és kvarcit-anyagúak uralkodnak a kevésbé ellenálló egyéb szilikátokkal és karbonátokkal szemben, bár kopásuk miatt az ő átmérőjük is csökken *(15.2 ábra)*. Más igen ellenálló, de eredetileg is aprószemű ásványok (cirkon, magnetit, rutil, ilmenit) szemcsenagysága viszont a kvarcé és az agyagásványoké közé esik.

A törmelékes üledékek mechanikai összetétele elsősorban

— a lepusztulási terület kőzeteinek anyagi összetételétől, szemcséinek nagyságától és keménységétől,
— a mállás és szállítás domborzati és éghajlati tényezők irányította hevességétől és tartamától,
— a szállító közeg minőségétől és mozgási energiájától,
— a hordalékszállítás módjától s a törmelék szállítás közbeni kopásának és aprózódásának mértékétől, valamint
— az ülepítő medence fenekének domborzatától és az ülepítő közeg mozgási energiájától

függ. A szemcsenagyságok egy mintán belül is tapasztalható eltéréseiért tehát a lepusztulási, szállítási és leülepedési tényezők sokfélesége felelős.

15.2 A TÖRMELÉKES KŐZET SZEMCSENAGYSÁGÁNAK MEGÁLLAPÍTÁSA

Minden törmelékes kőzet olyan ásvány- és/vagy kőzetszemcsék halmaza, amelyek átmérőit különkülön megmérni többnyire nem áll módunkban. Ezért *e méréseket eleve bizonyos szemcsenagysági értékközök* (intervallumok) *között végezzük, s az ezek közé eső szemcserészlegek* (frakciók) *mennyiségét a teljes anyag súlyszázalékában fejezzük ki.* Homokok szemcsefrakcióit pl. olyan, rázógéppel kombinált szitasorozattal különítjük el, amelynek lyukbősége felülről lefelé 0,06 (vagy 0,063) mm-ig csökken. Két mm-nél nagyobb átmérőjű, durva törmelék esetén 80—0,1 mm lyukbetétű rostasorokat alkalmazunk, a > 80 mm-es kavicsok méreteit pedig tolómércével állapítjuk meg.

A 0,06 és 0,0002 mm közötti frakciók szétválasztása bonyolultabb és hosszadalmasabb *ülepítő eljárásokkal* lehetséges. Ezek mindegyike a STOKES-féle törvényen alapul (3.411 fejezetrész).

Eszerint egy folyadékban szabadon lebegő gömb alakú test D átmérője a v_s leülepedési (süllyedési) sebesség, a nehézségi erő g gyorsulása, a süllyedő test és a folyadék (desztillált víz) adott °C-hoz tartozó ρ_2—ρ_1 sűrűségkülönbsége, valamint a folyadék adott hőfokhoz tartozó μ belső súrlódási együtthatója alapján a következő

képlettel számítható:

$$D = \sqrt{\frac{18\mu v_s}{(\rho_2 - \rho_1)g}}. \qquad (15.1)$$

A (15.1) képlet segítségével bármely ásványra és bármely folyadékhőmérsékletre nézve kiszámítható az egyes szemcseátmérőkhöz tartozó süllyedési sebesség cm/s-ban, és így az az ülepedési idő is megállapítható, amely a részecskéknek a mérőhenger 10 cm magasságú vízoszlopán való áthaladásához szükséges. A laboratóriumi hőmérsékletekhez tartozó vízsűrűség- és viszkozitás-értékek mellett a különböző sűrűségű ásványszemcsék méretét, süllyedési sebességét, ülepedési idejét előre kiszámítva tartalmazó KÖHN-féle táblázat segítségével az egész mérési művelet a meghatározott idő eltelte után leülepedett szemcséknek a lebegve maradóktól való elkülönítésére és súlyuk megállapítására egyszerűsíthető.

Bár a STOKES-féle képlet szigorúan véve csak gömb alakú részecskék süllyedésére érvényes, a törmelékes szemcsék alakja pedig ettől eléggé eltér, e törvény alapján eddig mintegy 50-féle eljárást (és készüléket) eszeltek ki a finomszemű üledékek szemcseösszetételi vizsgálatára. Ezek közül az igen egyszerű ATTERBERG- és KÖHN-féle készülékeket hazánkban még ma is széleskörűen használják, pedig nagy hátrányuk, hogy a mérés minden fázisa emberi beavatkozást igényel, s ezért túlságosan hosszadalmas. Ezt a beavatkozást küszöbölik ki a szuszpenzióból kivált szemcserészleg súlyát automatikusan mérő és rajzolókészülékkel is ellátott SARTORIUS-, ill. SHIMADZU-féle berendezések. Ezeknél is kényelmesebbek azonban a fotocellás vagy elektronikus részecskeszámlálóval ellátott, nagy pontosságú és teljesen automatizált felszerelések (NAGY 1965).

Igen lényeges, hogy mind a régi, mind az új típusú készülékekkel csak akkor nyerhetünk összehasonlításra alkalmas értékeket, ha használatbavételük előtt a finomszemű üledékek összetapadt szemcséit sikerül egymástól tartósan elkülöníteni. Ezt a célt a vizsgálandó minták megfelelő előkészítésével (desztillált vízben való áztatásával, híg sósavas vagy oxálsavas kezelésével, stabilizátorok — nátrium-oxalát, ammónia, calgon vagy vízüveg — hozzáadásával, dugattyús rázógépen való rázásával) igyekeznek elérni. NELSEN (1983) szerint minden ilyen művelet közül a keverőgépes és ultrahangos előkészítés a legelőnyösebb, mert a többi, sokkal időigényesebb módszerrel szemben már 1/2 óra alatt képes a szemcsék teljes dezintegrációját biztosítani. S ha ez mégsem sikerülne, akkor közvetett vagy közvetlen mikroszkópi kiméréseket kell végeznünk *(15.1 táblázat)*.

Minden mérési eljárás a következő föltevések egyikén alapul:

(1) az üledék szemcséi (közel) gömb alakúak,

(2) a szemcseátmérők valamilyen módon az ekvivalens gömbök átmérőivel helyettesíthetők.

15.1. táblázat. A szemcseméret-mérés módszereinek áttekintése

A meghatározás				
jellege	eszközei		határai (mm)	eredménye
Vizuális	Tolómérce		>80	Hosszúság, szélesség, vastagság
	Szitasorok	Rosta	>2	„Szitaátmérő": annak a legkisebb négyzetes szitanyílásnak a szélessége, amelyen a szemcse legkisebb mérete még átmegy
		Drótszita	0,06—2	
		Finom szita	(0,005)—0,06—1,0	
	Nagyító + mérce-alátét		0,01—10	A szemcsedimenziók vetülete
	Mikroszkópok	Mikroszkóp, mikrométer, részecske számláló	0,001—2	Vékonycsiszolati szemcsemetszetek dimenziói nagyított fényképek alapján
		UV-mikroszkóp	0,0001—0,0005	
		Elektronmikroszkóp	<0,008	Nagyított fényképekről megállapítható szemcsedimenziók
		Ultramikroszkóp	<0,0004	
Ülepítéses	Mérleg, pipetta, fajsúlymérő, optikai sűrűségmérő, mérőhenger vagy ülepítő készülék		0,001—0,06—(1,0)	Azonos ülepedési sebességű és sűrűségű („ekvivalens") gömb sugara vagy átmérője
Súlymérés	Mérleg		>5	Azonos súlyú és sűrűségű gömb átmérője
Térfogatméréses	Térfogatmérő		>5	Azonos térfogatú gömb névleges átmérője
Felületméréses	Gázadszorpciós készülék		<0,006	Az anyag 1 g-jára eső felület m^2-ben (m^2/g)

Ha e föltételek nem teljesülnek, akkor a mérés eredményei is eltorzulnak. Legtöbbször nem is a szemcseátmérőt mérjük, hanem csak a szemcse valamilyen más, azzal korrelálható tulajdonságából következtetünk reá. A WADELL-féle (1932) névleges átmérő pl., amely a kavics térfogatával egyenlő térfogatú gömb átmérőjét jelenti, független a kavics alakjától és sűrűségétől. Az ülepítéses eljárások eredményeinek helyessége viszont a szemcsék alakjának és sűrűségének állandóságától függ; ezért a mért ülepedési sebességeket az azonos sebességgel süllyedő, de 2,65-ös sűrűségű kvarcgömböcskék sugarára vagy átmérőjére vonatkoztatjuk. *Tanácsos tehát az eredmények megközelítő jellegét azok kiértékelésekor is szem előtt tartani* (PETTIJOHN 1975). A szemcseelemzés problémáival foglalkozó gazdag irodalomból a következők emelhetők ki: KRUMBEIN—PETTIJOHN (1938); VENDL (1935); VENDEL (1959); MÜLLER (1967); ALLEN (1968); CARVER (1971).

15.3 A SZEMCSEMÉRETI SKÁLÁK

Ezek kettős feladatot töltenek be:

a) Leíró funkciójuknál fogva, a megegyezés szerint fölvett frakcióhatárok útján, lehetővé teszik a törmelékes kőzetfajták megnevezését.

b) Analitikus funkciójuk révén pedig a fölvett szemcseosztályok kőzetbeli eloszlásának összehasonlításra alkalmas formába öntését szolgálják.

A statisztikus paraméterek számítása szempontjából a mértani sorozatokat alkotó skálák a legelőnyösebbek, mert leginkább megfelelnek a szemcseeloszlás logaritmikus jellegének. Ezeknél a szomszédos szemcseintervallumok határainak (d_1, d_2, d_3 stb.) hányadosa (k) állandó szám:

$$d_1 : d_2 = d_2 : d_3 = d_3 : d_4 = \ldots d_n : d_{n+1} = k. \qquad (15.2)$$

A k értéke szerint a geometrikus skáláknak több változatuk van:

A UDDEN (1898, 1914)-*féle skála* nem ciklikus és nem decimális; $k = 1/2$. Kezdőpontja 1 mm *(15.3 ábra)*.

A HOPKINS-féle skála (1899) viszont ciklikus és decimális. A $d_1 = 1$ mm-es kezdőpont és a $k = 0{,}1$, ill. $k = 10$ szorzószámok mellett azonban a

$$d_2 = \sqrt{d_1 d_3} = d_1 k \qquad (15.3)$$

képlet szerinti 0,1, 0,01, 0,001, ill. 10, 100, 1000 stb. mm-es skálafokozatok túlságosan távol lennének egymástól. Ezért HOPKINS a $k = 10$ értéket $k = \sqrt{10}$-zel helyettesítette, és így az eredeti skálaközöket két egyenlőtlen, de ciklikusan ismétlődő szakaszra osztotta.

A WENTWORTH-skála (1922b) nem ciklikus és nem decimális. Lényegileg a UDDEN-skála két lépésben továbbfejlesztett változata:

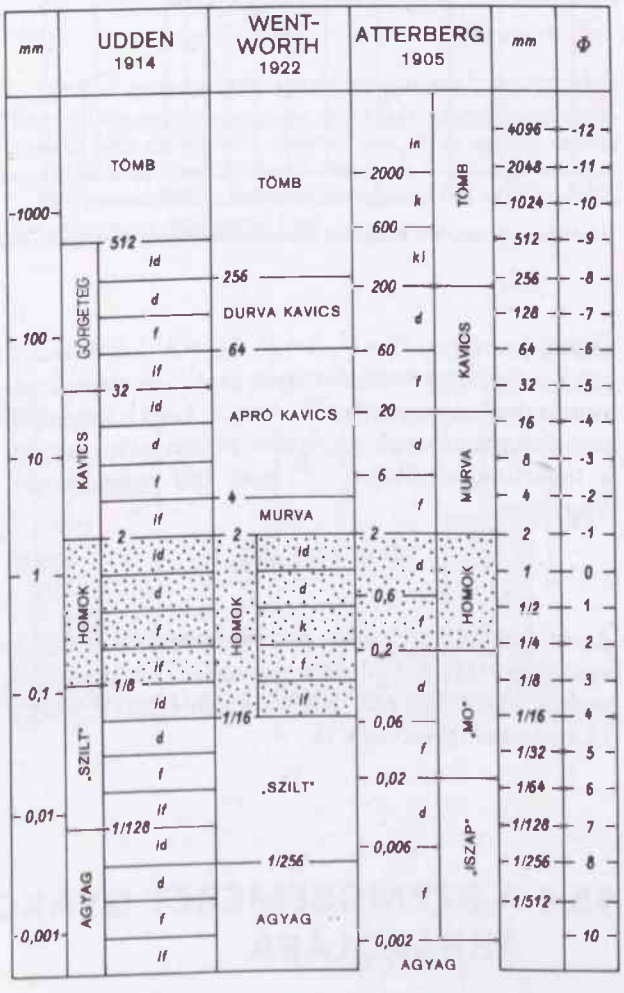
a) $k = 1/2$ értékkel számolva, a skála fokozatai a 256 és 1/256 mm közötti tartományban oszlanak meg.

b) A $k = 1/2$ értéknek a statisztikus analízisre nézve túlságos nagysága miatt az egyes intervallumok a mértani középpontjukban kettéoszlanak *(15.3 ábra)*:

$$d_2 = \sqrt{d_1 d_3} = d_1 k = d_1 \sqrt{2}. \qquad (15.4)$$

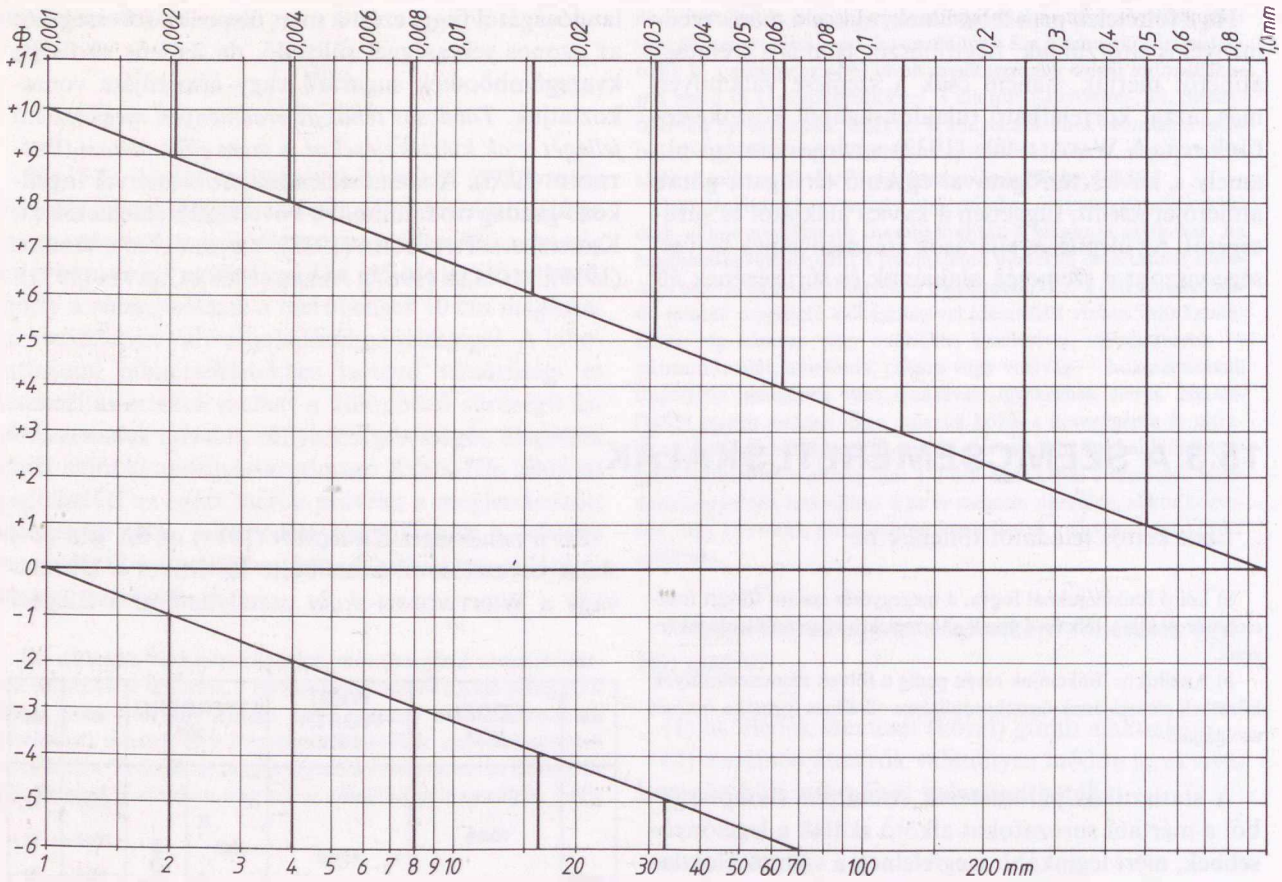
Ez azonban azzal a hátránnyal jár, hogy számos szemcseosztály középértéke irracionális szám.

Ezt a nehézséget KRUMBEIN (1934) az ún. phi-(Φ-) skála bevezetésével küszöbölte ki. Mivel a UDDEN- vagy a WENTWORTH-*skála* osztályhatárai a 2 egész



15.3 ábra. A UDDEN-, WENTWORTH- és *phi*-skála egymáshoz való viszonya és az alkalmazott elnevezések

if: igen finom — *f*: finom — *k*: középszemű — *d*: durva — *id*: igen durva — *ki*: kicsi — *in*: igen nagy.



15.4 ábra. A mm-ben kifejezett szemcseátmérőknek megfelelő *phi*-értékek leolvasására szolgáló nomogram

számú hatványai ($2=2^1$, $8=2^3$, $1/2=2^{-1}$, $1/16=2^{-4}$ stb.), a tényleges átmérőértékek azok 2-es alapú logaritmusaival helyettesíthetők. Ahhoz, hogy a finomabb szemcsetartományok *phi*-értéke pozitív szám legyen, a logaritmus-értékeket -1-gyel kell megszorozni. Vagyis:

$$\Phi = -\log_2 D_{mm} . \qquad (15.5)$$

A *phi*-skálának a UDDEN- és a WENTWORTH-skálához való viszonyát a *15.3 ábra* szemlélteti. A pozitív és negatív *phi*-értékeknek megfelelő mm-értékek pedig a *15.4 ábráról* olvashatók le.

AZ ATTERBERG-féle (1905) skála ciklikus és decimális; $k=10$. Kiindulópontja 2 mm; osztályhatárai fölfelé: 20, 200, 2000 mm, lefelé: 0,2, 0,02, 0,002 mm. Ez a skála Európában és elsősorban a talajmechanikusok és pedológusok körében használatos *(15.3 ábra)*. — KRUMBEIN (1934) egyébként erre is alkalmazta a phi-skála alapelvét, és a numerikus átmérők (D_{mm}) helyett azok 10 alapú logaritmusainak használatát javasolta. Mivel $D_{mm}=2\times 10^{\xi}$; $\log D_{mm}=\log 2+\xi$. Ebből pedig:

$$\xi = \log D_{mm} - \log 2 = -\log D_{mm}/2. \qquad (15.6)$$

E legismertebb skálatípusokon kívül még sok más szemcseskála ismeretes. Korszerű üledéktani munkákban azonban az említettek közül is csak a *phi*-skálával találkozunk.

15.4 A SZEMCSEMÉRET GYAKORISÁGI ELOSZLÁSÁNAK ÁBRÁZOLÁSA

A szemcsenagyság-mérések eredményeinek táblázatba foglalása szükséges lépés ugyan, e táblázatok számsorai azonban gyakorlatilag áttekinthetetlenek. A kiértékelést is lehetővé tevő szemléletességet csupán az analitikus geometriából kölcsönzött *grafikus ábrázolás* biztosítja.

Ennek egyik formája a vízszintes vagy függőleges helyzetű *léc-diagram*; ez a mechanikai elemzés értékközeihez tartozó súlyszázalékokkal arányos vonalhosszak együttese. Lineáris jellegénél fogva azonban további elemzésre s a szemcseeloszlást szabályozó okok felderítésére nem alkalmas az analitikus diagramoknak ez a fajtája.

15.41 HISZTOGRAMOK

A szemcseméret-eloszlás általában egyváltozós függvényként fogható föl, amelynek matematikai elemzésre is alkalmas, legegyszerűbb ábrázolása a derékszögű síkkoordinátákra épült *oszlopdiagram*.

Ennek készítésekor az x tengelyre a szemcseosztályok mm-értékeivel arányos távolságokat mérünk föl, az y tengellyel párhuzamosan pedig olyan téglalapokat („oszlopok"-at) szerkesztünk, amelyek alapja a szemcseintervallummal arányos távolság. Az oszlopok magasságát úgy méretezzük, hogy területük legyen arányos az illető szemcseosztályba tartozó anyag súlyszázalékos mennyiségével. (Ez esetben ui. az összes oszlop területének összege 100%-nak felel meg.) Az ilyen területtartó ábrázolásnál *(15.5 ábra)* a felrakandó oszlopmagasságok a hozzájuk tartozó D_{mm} szemcsenagyság-közök függvényei lévén, azok értékét az egyes intervallumok s súlyszázalékának és a megfelelő abszcissza-rész hosszának hányadosa adja:

$$h = \frac{s}{D_{mm}}. \qquad (15.7)$$

Ha az x-tengely értékközei egyenlőek, akkor azokra közvetlenül a súly%-aikkal arányos ordinátákat kell felvinni *(15.6 ábra)*. Ez azonban a mm-es skálák szemcseosztályainak egyenlőtlensége folytán csak ritkán lehetséges. Ráadásul a szemcseátmérők szélső értékeinek nagyságrendi különbségei következtében a mm-es léptékű diagramok abszcisszája túlságosan hosszú lenne. Az x-tengely hosszát csak úgy lehet csökkenteni, hogy a D_{mm} szemcsekategóriák helyett az azok logaritmusaival arányos távolságokat tüntetjük föl. Ez azzal az előnnyel jár, hogy — ha a szemcseosztályokat eleve nagyságrendek szerint választjuk meg — azok logaritmusainak egyenlő távolsága kiküszöböli a tényleges értékek lineáris egyenlőtlenségét, és szükségtelenné teszi az ordináták korrekcióját. S ha mégis egyenlőtlen logaritmikus szemcseintervallumokkal kellene dolgoznunk, a hozzájuk tartozó ordináták h magassága a

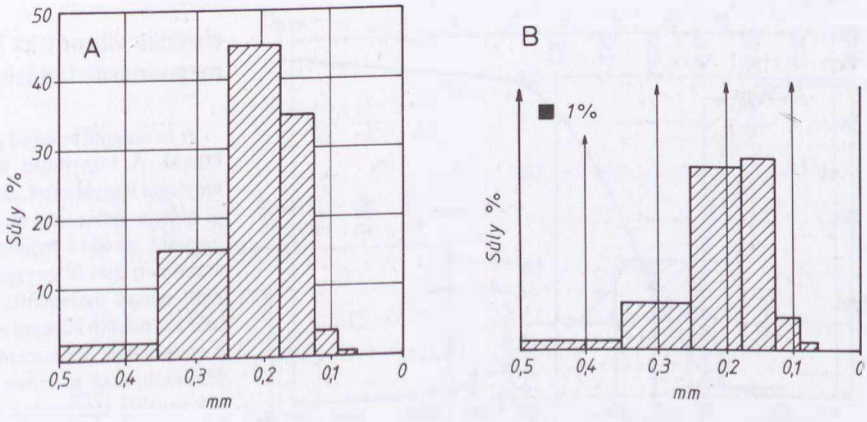
$$h = \frac{s}{\log D_{mm}} \qquad (15.8)$$

képlettel számítható.

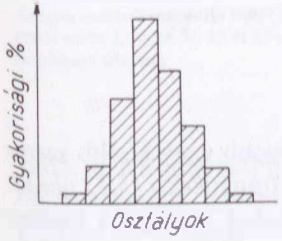
Az oszlopdiagramos ábrázolásnak két hátránya van:

a) Azt a látszatot kelti, mintha az oszlopok középvonalával kifejezett átlagos szemcsenagyság az oszlopok jelezte mérettartományokon belül egyenletesen oszlanék meg, és az egymás melletti osztályok között semmi átmenet nem lenne.

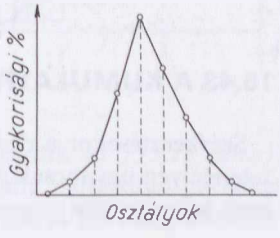
b) Ugyanazon minta oszlopdiagramjának alakja az ábrázolt mérettartományok nagyságától függ.



15.5 ábra. Oszlopdiagram (**A**) helytelen és (**B**) helyes megszerkesztése egyenlőtlen értékközű szemcseosztályok esetén



15.6 ábra. Oszlopdiagram egyenlő értékközű osztályokkal



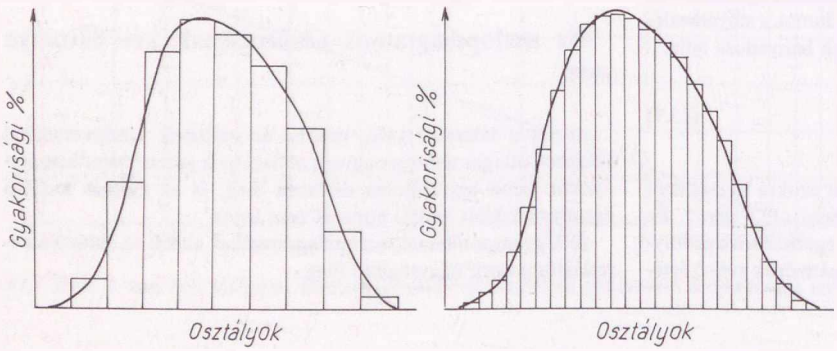
15.7 ábra. Gyakorisági poligon egyenlő értékközű osztályokkal

E hátrányok az oszlopdiagramból levezethető *vonaldiagramok* alkalmazásával küszöbölhetők ki. Az *a*) hátrány az egyes oszlopok (szemcseosztályok) középvonalainak végpontjait összekötő *gyakorisági poligonok (15.7 ábra)* előállításával enyhíthető. *A mérettartományok egyenlősége esetén* ez az ábrázolás is területhű ugyan, mert az egyes poligonok területe úgy aránylik a poligonok összterületéhez, mint ahogyan az egyes poligonok szélességének megfelelő szemcsetartomány súly%-a aránylik a 100-hoz. A poligonokat felülről határoló vonal azonban — megtörései következtében — mégsem hű kifejezője a természetes viszonyoknak; ezeket a *b*) hátrányt is kiküszöbölő, törések nélküli, folytonos *haranggörbe* közelíti meg legjobban.

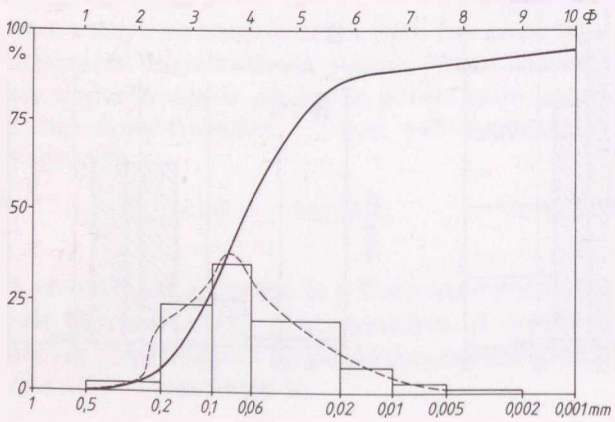
15.42 A HARANGGÖRBE

E görbe a gyakorisági poligon továbbfejlesztett változata, amelyhez akkor jutunk, ha az *egyenlő értékközű* szemcseosztályokat — szélességük nulláig való csökkentése árán — elvileg a végtelenig sűrítjük *(15.8 ábra)*. Mivel a haranggörbe az oszlopdiagram burkológörbéje, a görbe alatti területnek meg kell egyeznie az oszlopok fedte területtel (*15.9* és *15.10 ábra*).

A törmelékes üledékek szemcseeloszlását ábrázoló oszlopdiagramok, gyakorisági poligonok és haranggörbék azt a már Udden (1914) által fölismert tényt fejezik ki, hogy a törmelékképző, -szállító és -ülepítő erők valamelyikének egyeduralma valamelyik szemcseméret-tartománynak a többivel szembeni dominanciáját eredményezi. Két- vagy többmaximumos



15.8 ábra. Gyakorisági poligon átalakítása haranggörbévé egyenlő értékközű osztályok esetén



15.9 ábra. Példa az oszlopdiagram s a hozzá tartozó harang- és összeggörbe összefüggésére finomabb szemű üledék esetén

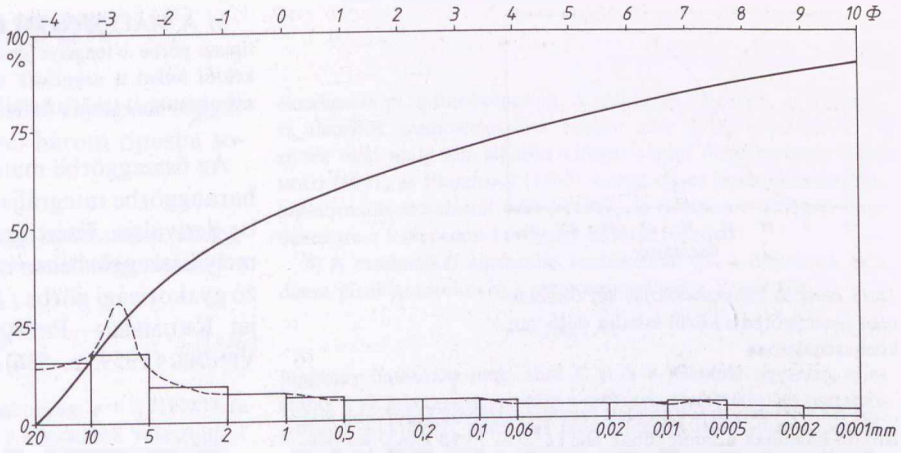
eloszlás viszont az üledékképződést befolyásoló erők megoszlását tanúsítja.

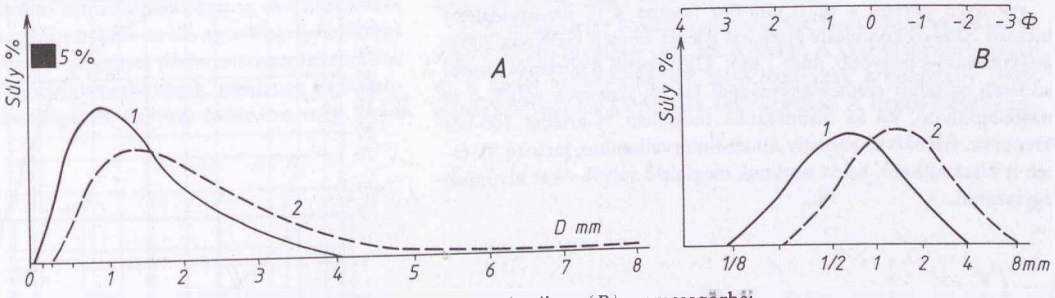
A haranggörbe mind lineáris, mind logaritmikus léptékben előállítható. A logaritmus haranggörbe alakja független a szemcsék tényleges nagyságától, és azt kizárólag a szemcseméretek gyakorisági aránya határozza meg *(15.11 ábra, B)*. A logaritmikus lépték nemcsak az ábra terjedelmét, hanem a lineáris szerkesztésű görbe aszimmetriáját is lényegesen csökkenti, és így jelentősen megkönnyíti annak matematikai leírását. A szimmetrikus haranggörbék már két adat (a közepes szemcseméret, ill. az ekörüli szóródás foka), a mérsékelten aszimmetrikusak pedig rendesen három adat alapján leírhatók; csak az erősen aszimmetrikusak jellemzéséhez szükségesek további támpontok *(15.19 ábra)*.

15.43 A KUMULATÍV VAGY ÖSSZEGGÖRBE

Szerkesztésekor a derékszögű koordináta-rendszer *x*-tengelyén ugyancsak a szemcseméret-határok (vagy azok logaritmusai) szerepelnek. Az ordináták viszont az adott átmérő-értéknél nagyobb vagy kisebb szemcsék súly%-ainak összegével arányosak *(15.12 ábra)*. Mivel a gyakorisági százalékokat kétfelől (a legdur-

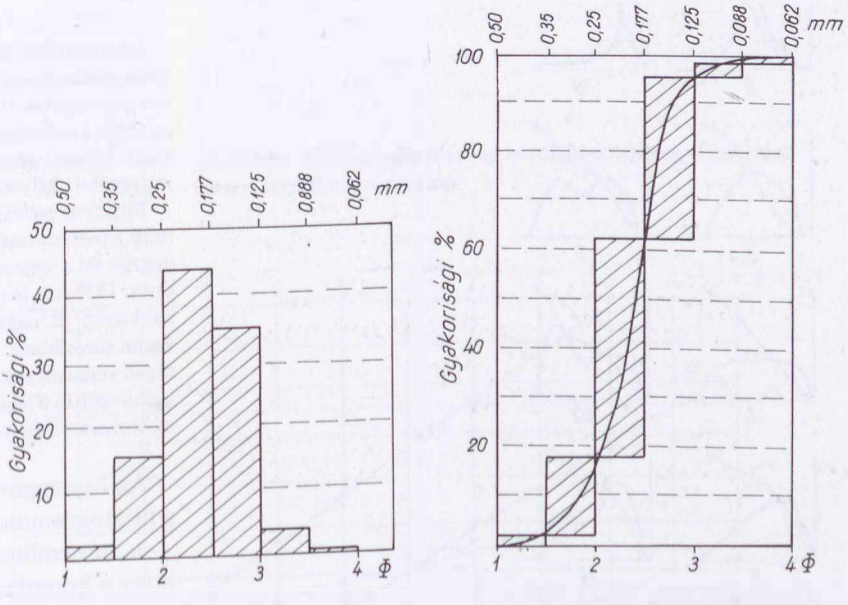
15.10 ábra. Példa az oszlopdiagram és a hozzá tartozó harang- és összeggörbe összefüggésére pszammitos–pélites pszéfit esetén





15.11 ábra. Két üledék aritmetikus *(A)* és félig logaritmikus *(B)* szemcsegörbéi

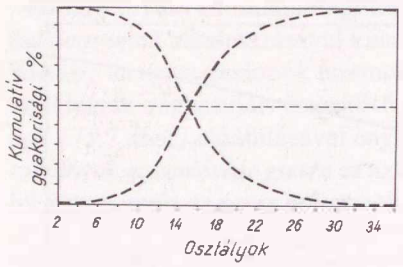
A 2. sz. üledék szemcséinek mérete az 1. számúénak éppen kétszerese. A szemcseméretek egyöntetű arányváltozása a két egybevágó és szimmetrikus log-görbe párhuzamos eltolódását eredményezi.



15.12 ábra. Kumulatív görbe szerkesztése a hisztogram oszlopaiból

Az egyes osztályok magassága balról jobbra, ill. alulról fölfelé rendre 2, 16, 44, 34, 2,5 és 0,5 gyakorisági (súly-) százaléknak felel meg.

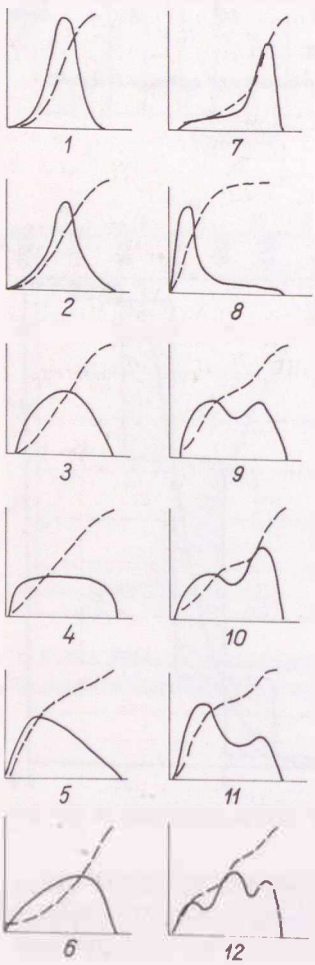
vább, ill. a legfinomabb szemcsenagyságból) kiindulva összegezhetjük, ugyanazon mérési adatokból két tükörképi görbe szerkeszthető, amelyek egymást bármelyik osztálynál 100%-ra egészítik ki *(15.13 ábra)*. Korszerű vizsgálatoknál mindig balra dőlő görbéket alkalmaznak. Azonban ezeknek is két fajtájuk van:



15.13 ábra. A szemcseeloszlás két összetartozó összeggörbéje közül a balra dőlő van közhasználatban

a) Az *x*-tengelyen föltüntetett szemcseosztályok a durvább frakcióktól haladnak a finomabbak felé (*15.9* és *15.10 ábra*). Az ilyen, „nagyobb, mint" típusú görbének az az előnye, hogy a *phi*-értékekre való áttérés esetén az *x*-tengely negatív számértékekből halad a pozitívak felé, s a *phi*-értékekkel való minden további számítás az így közvetlenül leolvasható értékeken alapul.

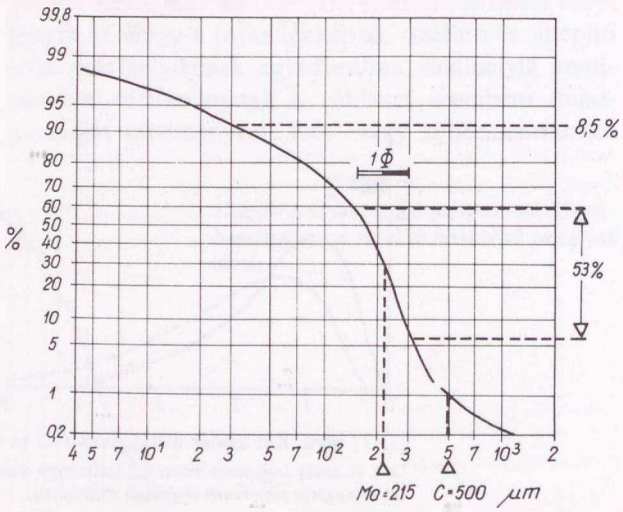
Az ilyen görbén a pl. 1 mm-hez (vagyis a 0. *phi*-egységhez) tartozó 20%-os kumulatív érték azt jelenti, hogy a szemcsék 20%-ának átmérője nagyobb, mint 1 mm. Ugyanerről a görbéről természetesen az adott szemcsenagyságnál kisebb szemcsék súly%-a is megállapítható, ha az ordinátának megfelelő %-értéket 100-ból kivonjuk. Ezenkívül bármely átmérőintervallumhoz tartozó %-érték is kiszámítható, ha az azoknak megfelelő súly%-okat kivonjuk egymásból.



15.14 ábra. A földtani gyakorlatban leginkább előforduló gyakorisági és a hozzájuk tartozó kumulatív görbék

b) A MÁFI Síkvidéki Osztályán alkalmazott „kisebb, mint" típusú görbe *x*-tengelye viszont éppen fordítva, a pozitív *phi*-értékektől halad a negatívak felé. A *phi*-értékeken alapuló további számításoknál tehát az előjel-különbségekre külön figyelni kell.

Az összeggörbe matematikailag a gyakorisági vagy haranggörbe integrálja, az utóbbi pedig az összeggörbe deriváltja. Ezért grafikus differenciálás útján bármely összeggörbéhez megszerkeszthető a hozzá tartozó gyakorisági görbe *(15.14 ábra)*. A szerkesztés módját KRUMBEIN—PETTIJOHN (1938: pp. 190—195) és VENDEL (1959: p. 536) ismertette.



15.15 ábra. A durva- és finom szemű szemcsetartományok súlyszázalékainak leolvasására szolgáló log-valószínűségi papír (RIZZINI 1968)

Logaritmikus léptéknek az *x*-tengelyen való alkalmazásakor az összeggörbe alakja is függetlenné válik a szemcsék mm-ben kifejezett nagyságától. Ha tehát két üledék egyikében a szemcsék nagysága éppen kétszerese a másikénak, akkor logaritmikus összeggörbéik alakja teljesen megegyező lesz, és csupán a koordinátatengelyekhez viszonyított helyzetük tolódik el.

Bizonyos esetekben az *y*-tengelyre az ún. *log-valószínűségi papír* (más néven: normál valószínűségi skála) beosztásának megfelelően visszük fel a kumulatív százalékokat. (E skála szerkesztési módját OTTO 1939 írta le.) E skálabeosztásnak az a sajátsága, hogy 50%-nál kisebb, ill. nagyobb értékközei az 50%-os érték felé szimmetrikusan sűrűsödnek. Az effajta ábrázolásban a kumulatív görbe középső szakasza összébb, két vége ellenben széjjelebb húzódik. Ez a legdurvább és a legfinomabb szemcsetartományokhoz tartozó súly%-ok leolvasását lényegesen pontosabbá teszi *(15.15 ábra)*.

Az összeggörbét a szakirodalom előnyben részesíti a hisztogrammal és a haranggörbével szemben. Ennek — a már említett tulajdonságokon kívül — az az oka, hogy a kumulatív görbe lefutását az osztályok száma kevésbé befolyásolja. Amellett egyazon koordinátarendszerben számos szemcseelemzés összehasonlítását és számos az üledékre jellemző szemcseeloszlási paraméter közvetlen leolvasását teszi lehetővé (15.621. és 15.622. fejezetrész).

15.5 ELOSZLÁSTÍPUSOK

A törmelékes üledékek különböző fajtáinak $\log_2 D$ értékközű szemcseeloszlási görbéi három típusba sorolhatók:

a) Jelentékeny részük közel áll a teljesen szimmetrikus, ún. log-normál görbéhez *(15.11 ábra)*, amelynél az eloszlás sűrűségét a GAUSS-féle függvény határozza meg:

$$y = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{\frac{-(m-x)^2}{2\sigma^2}}. \qquad (15.9)$$

Itt y a súlyszázalékokban kifejezett gyakoriság; $e = 2{,}7182818$ (a természetes logaritmus alapszáma); m a kiindulásul választott, $\bar{x}$ pedig a vizsgált szemcseosztály közepes szemcseátmérőjének *phi*-értéke; σ a standard deviáció (vagyis az $\bar{x}$ körüli szóródás mértéke); π pedig a LUDOLF-féle szám (3,1416).

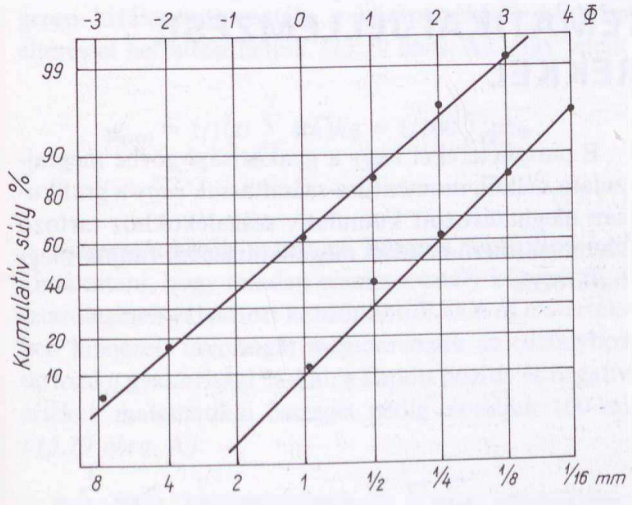
Azt, hogy egy szemcseeloszlás log-normális-e, a GAUSS-függvénynek kétszer logaritmikus valószínűségi papíron való ábrázolása dönti el *(15.16 ábra)*. Log-normalitás esetén az x-tengelyen föltüntetett szemcseátmérőkre az y-tengellyel párhuzamosan felmért kumulatív súly%-ok egy olyan egyenesbe esnek, amelynek hajlásszögét az üledék osztályozottságának mértéke határozza meg. Ilyen eloszlásúak pl. a futóhomokok. A reziduális üledékek, az agyagok és aleuritok szemcseeloszlása viszont eltér a log-normálistól, és ennek okát máig sem sikerült kifogástalanul megállapítani. BAGNOLD (1941) és FRIEDMAN (1962) szerint egyes homokköveknek a log-normális eloszlástól való kicsiny, de határozott eltérései mindenesetre a leülepedési környezet hatását tükrözik.

b) A mechanikai aprózódás termékeinek (pl. a tilliteknek és a durva piroklasztitoknak) a szemcseeloszlását a ROSIN-féle

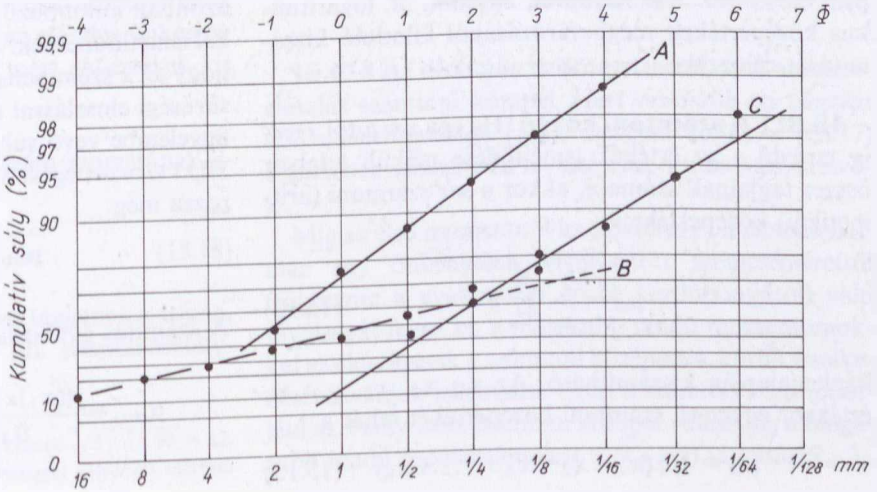
$$y = 100/1 - e^{-b\bar{x}^n} \qquad (15.10)$$

függvény határozza meg, ahol $\bar{x}$, y és e jelentése ugyanaz, mint előbb; b az átlagméret, n pedig a szóródás reciprokja (az osztályozottsági együttható, amelynek számértékét a ROSIN-féle valószínűségi hálón feltüntetett kumulatív görbe iránytangense adja). Az üledék szemcseeloszlása akkor követi a ROSIN-törvényt, ha a GEER–YANCY-féle koordináta-rendszerben feltüntetett kumulatív százalékok olyan egyenesen fekszenek, amelynek lejtését a minta osztályozottsága szabja meg *(15.17 ábra)*.

c) A természetes üledékek szemcseeloszlását azonban a GAUSS- vagy a ROSIN-függvény csak megközelíti. A GAUSS-törvény szerint ui. a finom szemcsefrakciók felső határának a kumulatív 100% elérésekor végtelen kicsinynek kellene lennie. A ROSIN-törvény sze-

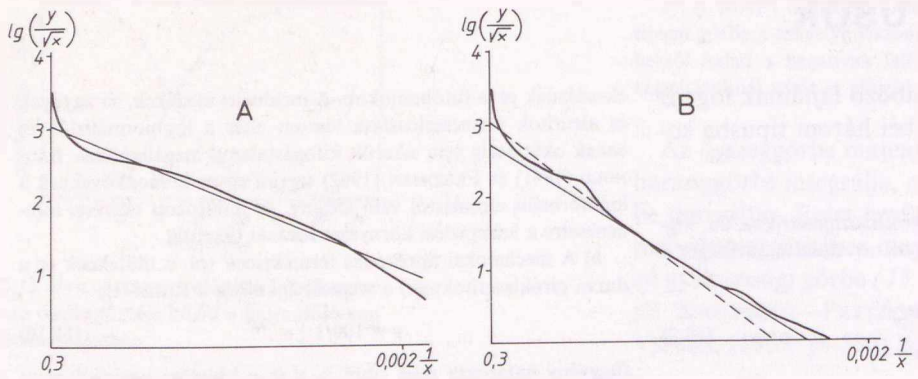


15.16 ábra. A szemcseeloszlás log-normális jellegének ellenőrzése kétszer logaritmikus papíron



15.17 ábra. Példa a ROSIN-féle eloszlást követő törmelékes üledékek ábrázolására

A: Mesterséges kvarcüzalék. — *B*: Vulkáni tufa. — *C*: Mállott gneisz törmeléke.



15.18 ábra. A ROLLER-féle eloszlás alapesetei. — Szerk.: BÉRCZI I.

A: Egymaximumos eloszlás. — Algyő-194. sz. fúrás, 1/8. sz. fúrómag (1945,90–1946,11 m).

B: Kétmaximumos eloszlás. — Algyő-194. sz. fúrás, 1/9. sz. fúrómag (1949,17–1949,27 m).

rint pedig a szemcseméretnek a kumulatív 100%-nál — éppen ellenkezőleg — végtelen nagynak kellene lennie. A valóságban azonban e követelmények egyike sem teljesül. Ezt a hiányosságot ROLLER (1937) alábbi eloszlási függvénye igyekszik kiküszöbölni:

$$y = ax^{1/2}e^{-bx}, \qquad (15.11)$$

ahol y valamennyi x mm-nél kisebb szemcse kumulatív súly%-a; a és b pedig eloszlás-paraméterek. Egy-maximumos eloszlás esetén a $\log y/x^{1/2}$, ill. $1/x$ tengelyű diagramban feltüntetett kumulatív százalékok lényegileg *egy* kiegyenlítő egyenesbe esnek. Az egyenes meredeksége: $1 : 2{,}303b$; az egyenesnek az ordináta-tengellyel való metsződése pedig $\log a$. A két-maximumos eloszlást két különböző meredekségű kiegyenlítő egyenes, ill. görbe két púpja jelzi *(15.18 ábra)*.

15.6 A SZEMCSEELOSZLÁS MATEMATIKAI JELLEMZÉSE STATISZTIKUS PARAMÉTEREKKEL

Az egyes üledékes kőzetek szemcseméret-eloszlásának egzakt összehasonlításon alapuló értelmezése statisztikus paraméterek útján lehetséges. Ezek: *a*) a közepes szemcseátmérő és a szemcsézet egyéb átlagai; *b*) a négyzetes középeltérés, ill. ennek négyzetgyöke: a standard deviáció vagy szórás; *c*) a szimmetria vagy ferdeség; *d*) a csúcsosság (kurtózis).

E paramétereket *vagy* a gyakorisági görbe megrajzolása nélkül, momentum-számítással, *vagy* a grafikusan meghatározott kumulatív százalékokhoz tartozó szemcseátmérő-értékek megállapításával tudjuk meghatározni.

15.61 A MOMENTUM-SZÁMÍTÁSOK

Ezek a szemcsehalmazon belüli szemcsék méret szerinti eloszlásának a számtani, mértani, ill. logaritmikus középértékek meghatározásából kiinduló kiszámítását célozzák.

15.611 A számtani közép. Ha egy $x = a$-tól $x = i$-ig terjedő s az értékek ismétlődése nélküli adatsor összes tagjainak száma n, akkor e sor számtani (aritmetikai) középértéke a

$$\mu_{sz} = \frac{1}{n}\sum_{x=a}^{i} x \qquad (15.12)$$

képlet alapján kiszámítható. Az $x_1, x_2, x_3, \ldots x_n$ értéksor egyszerű számtani középértékét tehát a

$$\mu_{sz} = 1/n(x_1 + x_2 + x_3 + \ldots + x_n) \qquad (15.13)$$

képlet adja. Az üledékes kőzetek x szemcseátmérői azonban különböző $g_1, g_2, g_3, \ldots g_n$ gyakoriságokkal ismétlődhetnek. A statisztika nyelvén ez azt jelenti, hogy az x szemcsenagyság, mint véletlen változó, $f(x)$ sűrűségi eloszlással rendelkezik. Az eloszlásnak ezt is figyelembe vevő súlyozott számtani közepét tehát az $xf(x)$ szorzat egész valós vonala fölötti integrál határozza meg:

$$\mu_{sz(s)} = \int_{-\infty}^{+\infty} xf(x)\,dx. \qquad (15.14)$$

A számítás gyakorlati menete:

$$\mu_{sz(s)} = \frac{f(x_1)x_1 + f(x_2)x_2 + \ldots + f(x_n)x_n}{f(x_1) + f(x_2) + \ldots + f(x_n)}. \qquad (15.15)$$

Az egyszerű számtani közép értéke mindig kisebb a súlyozott számtani középnél. Például a 3, 6 és 15 számok számtani közepe $(3+6+15):3=8$. — Ugyanezen számok rendre 3, 5, 10 gyakoriság melletti súlyozott számtani közepe viszont $(3\times3+5\times6+10\times15):18=10{,}5$.

Egy üledékes kőzet minden szemcséje átmérőjének megmérése természetesen lehetetlen. Csak a fölvett méretintervallumokba eső szemcserészlegek tömegszázalékai állapíthatók meg. A vizsgált kőzetdarab összsúlyát 100-nak vesszük, s azt nézzük, hogy az egyes méretosztályokba eső szemcsék súlya ennek hányad részét teszik ki. A továbbiakban az egyszerűség kedvéért a szemcseméret-intervallumokat azok x közepével helyettesítjük, és ennek súly%-ban kifejezett $f(x)$ gyakoriságával számolunk. Ezért a (15.12) képlet így módosul:

$$\mu_{sz(s)} = 1/100 \sum_{x=a}^{i} f(x)x. \qquad (15.16)$$

Ha most minden osztályközt egyenlő szélességűre méretezünk, amit a *phi*-skála alkalmazása — l. a (15.6) képletet — biztosít, akkor bármelyik $\bar{k}$ osztályközépnek mm-ekben kifejezett tényleges értékét egy tetszőlegesen kiválasztott osztály a középértékétől mért $\overline{k_\Phi}$ eltéréssel helyettesíthetjük *(15.19 ábra,* **A***)*. Így tehát:

$$\mu_{sz(s)} = 1/100 \sum_{\bar{k}=a}^{i} f(\bar{k})\overline{k_\Phi} = 1/100 \sum g\overline{k_\Phi}. \qquad (15.17)$$

A szemcseátmérők számtani közepét tehát úgy kell kiszámítani, hogy minden szemcseosztály közepének a tetszőlegesen választott kezdőponttól való és *phi*-értékben kifejezett távolságát megszorozzuk az osztályhoz tartozó g gyakorisági %-kal; a kapott pozitív és negatív értékek matematikai összegét pedig elosztjuk 100-zal *(15.19 ábra,* **A***)*.

$\sum_{x=a}^{i} f(x)x$ kiszámításának a $\sum g\overline{k_\Phi}$ kiszámításával való helyettesítése azért előnyös, mert lehetővé teszi, hogy a súly%-os gyakoriságokat az eloszlás önkényesen kiválasztott a kezdőpontjától mért *phi*-értékek kis egész számaival szorozzuk.

15.612 A mértani közép n szám szorzatának n-edik gyöke:

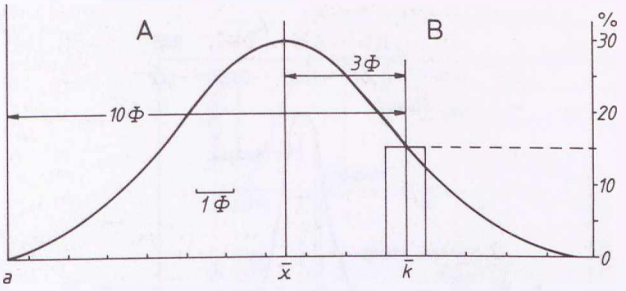
$$\mu_m = \sqrt[n]{x_1x_2x_3 \ldots x_n}. \qquad (15.18)$$

Ez esetben n a szemcsehalmaz összes tagjainak a száma, $x_1, x_2, \ldots x_n$ pedig a szemcsék (ill. szemcseosztályközepek) tényleges átmérője.

Például 3, 6 és 96 mértani (geometriai) közepe $\sqrt[3]{3\times6\times96} = 12$. Ugyanezen számok rendre 4, 1, 1 gyakorisággal súlyozott mértani közepe:

$$\sqrt[6]{3^4\times6^1\times96^1} = 6. \qquad (15.19)$$

Ugyanazon számok mértani közepe mindig kisebb azok számtani közepénél.



15.19 ábra. Vázlat a szemcseeloszlás első momentuma kétféle számításmódjának szemléltetésére ugyanazon méretosztály esetén

A: A tekintetbe vett szemcseosztály $\overline{k_\Phi}$ középpontja 10 Φ távolságban van a görbe a kezdőpontjától. A $\overline{k_\Phi}$-hez tartozó gyakoriság 15%, a gyakorisági osztály első momentuma tehát 150.

B: A 15% gyakoriságú $\overline{k_\Phi}$ szemcseosztály-közép 3 Φ távolságban van az eloszlás $\bar{x}$ középértékétől. A gyakorisági osztálynak a középértékre vonatkoztatott első momentuma tehát 45.

(A momentum dimenzió nélküli viszonyszám.)

15.613 A logaritmikus középérték a mértani középértékek logaritmusainak összege, osztva a tagok számával. Egy n tagú szemcsehalmazra nézve tehát

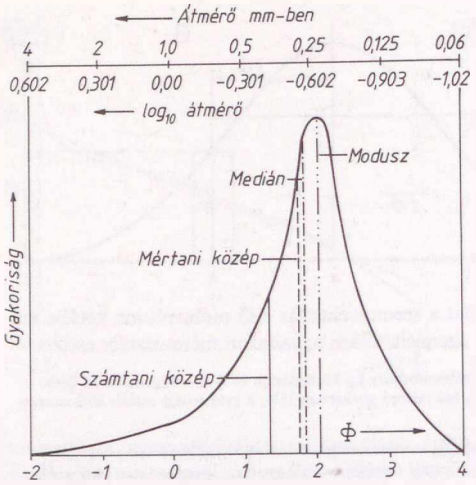
$$\log \mu_m = 1/n \sum_{x=1}^{i} \log x. \qquad (15.20)$$

A logaritmikus középérték használata a momentumszámítás szempontjából azért előnyös, mert lehetővé teszi, hogy a szemcseosztályok mm-ekben kifejezett mértani középértékeit a *phi*-skála aritmetikusan számítható középértékeivel helyettesítsük. A *phi*-skála egységei ui. a mm-ekben mért szemcseosztályok mértani középértékeinek 2-es alapú logaritmusai [lásd a (15.6) képletet is]:

$$\overline{k_{(\Phi)}} = -\log_2 \mu_{m\ (mm)}. \qquad (15.21)$$

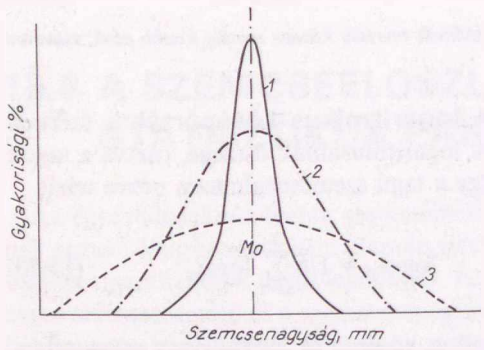
15.614 Az eloszlás momentumai. *a)* A szemcseeloszlás számtani közepét azért nevezzük *az eloszlás első momentumának* (M_1), mert az annak a (15.17) képletében szereplő $\overline{k_\Phi}$ távolságnak 1 a hatványkitevője.

Míg az első momentum az eloszlásnak a szemcsehalmaz egy önkényesen kiválasztott szemcsemérettől (többnyire a gyakorisági görbe kezdőpontjától) való távolságát fejezi ki, a magasabb rendű momentumokkal az eloszlásnak a számtani középérték körüli viselkedését kívánjuk jellemezni. Ezért a számítás kezdőpontjául az $\bar{x}$ súlyozott számtani közepet választva, a magasabb rendű momentumokat a $(\overline{k_\Phi}-\bar{x})$ távolság 2., 3.,



15.20 ábra. A modusz, a medián, a mértani és a számtani közép helyzete egy negatív ferdeségű szemcsegörbében

Pozitív ferdeség esetén a medián, a mértani és a számtani közép a modusz jobb oldalára kerül.



15.21 ábra. Csúcsos *(1)*, normális *(2)* és lapos *(3)* szimmetrikus haranggörbék azonos helyzetű modusszal *(Mo)*, amellyel ez esetben a medián *(Md)*, a mértani közép *(Mz)* és a számtani közép *(M)* is azonos

ill. 4. hatványainak a gyakorsági %-ot is tekintetbe vevő összegzésével állapítjuk meg (FRIEDMAN—SANDERS 1978; *15.19 ábra, B*). Ezeket a „centrális" momentumokat a bennük szereplő hatványkitevők szerint nevezzük második, harmadik, ill. negyedik momentumnak.

b) Az eloszlás második momentuma (M_2), *a súlyozott számtani középértékre vonatkoztatott szórásnégyzet*, a szemcseméretnek az átlag körüli szóródását jellemzi:

$$M_2 = 1/100 \sum g(k_\Phi - \bar{x})^2 . \qquad (15.22)$$

A gyakorlatban a szórást mégis inkább az M_2 négyzetgyökével, a σ_1 *standard deviáció*val fejezzük ki:

$$\sigma_1 = [1/100 \sum g(k_\Phi - \bar{x})^2]^{1/2} . \qquad (15.23)$$

c) Az *eloszlás harmadik momentuma* (M_3), *az átlagos köbös eltérés*, a gyakorisági görbe számtani középérték körüli szimmetriájának a mérőszáma:

$$M_3 = 1/100 \sum g(k_\Phi - \bar{x})^3 . \qquad (15.24)$$

Mivel a $(k_\Phi - \bar{x})$ a középtől jobbra pozitív, balra pedig negatív előjelű (*15.20* és *15.23 ábra*), szimmetrikus (normális) eloszlás esetén *(15.21 ábra)* az M_3 értéke zéró. Pozitív M_3-érték a gyakorisági görbének a finom, negatív M_3-érték pedig a durva szemcserészlegek felé való ellapulását jelenti. A harmadik momentumnak a standard deviáció köbével alkotott hányadosa a görbének a durva vagy a finom frakció kisebb, ill. nagyobb mértékére utaló *Sk ferdesége*:

$$Sk = M_3 : \sigma_1^3 = 1/100 \sigma_1^{-3} \sum g(k_\Phi - \bar{x})^3 . \qquad (15.25)$$

d) Az eloszlás negyedik momentumának:

$$M_4 = 1/100 \sum g(k_\Phi - \bar{x})^4 \qquad (15.26)$$

a standard deviáció negyedik hatványával alkotott hányadosa a gyakorisági görbe csúcsosságát *(15.21 ábra)*, a K_G kurtózist fejezi ki:

$$K_G = 1/100 \sigma_1^{-4} \sum g(k_\Phi - \bar{x})^4 . \qquad (15.27)$$

Az első három momentum nem határozza meg tökéletesen a gyakorisági görbe alakját, hiszen az azonos standard deviációjú és teljesen szimmetrikus görbék csúcsossága még jelentősen eltérhet egymástól *(15.21 ábra)*. Ezért a kurtózis meghatározására a másik három momentum birtokában is szükség van. A gyakorisági eloszlás akkor tekinthető normálisnak, ha a ferdesége zéró, kurtózisa pedig 3.

Bár a momentum-számítás a statisztikus paraméterek megállapításának legpontosabb módja, mégis több hátránya van.

a) A görbe megrajzolásának hiányában nem látjuk az adatok összefüggését, nem vesszük észre az eloszlás bimodalitását és inflexióit, a mérési vagy számítási hibákat, és nélkülözzük a görbe alakjából közvetlenül levonható genetikai következtetéseket.

b) Ha egy osztályköz súlypontját valódi *phi*-értékétől eltérően, az osztályköz közepén vesszük föl, akkor az az eloszlás középértékére ugyan nincs hatással, de szükségessé teszi a megállapított σ_H szórásnak a C osztályköz figyelembevételével történő helyesbítését:

$$\sigma_T = \sqrt{\sigma_H^2 - \frac{C}{12}} . \qquad (15.28)$$

c) Nehézségek támadnak akkor is, ha a vizsgált anyag jelentős mennyiségű finom szemcsét (kőzetlisztet, agyagot) tartalmaz. Az ilyenkor önkényesen 10 Φ-nél (kb. 0,001 mm) fölvett kumulatív 100% ui. igen ritkán felel meg a valóságnak. Az eloszlási görbe tehát — a követelménytől eltérően — nem teljesen ismert. (A grafikus számításoknál ez a kérdés azért kisebb súlyú, mert azok a görbe legföljebb 90%-ának pontos ismeretét igénylik.)

Ezen okoknál fogva a korábban oly nagy előszeretettel alkalmazott momentum-számításokat a jóval szemléletesebb grafikus módszerek ma már csaknem teljesen kiszorították.

15.62 A GRAFIKUS SZÁMÍTÁSOK

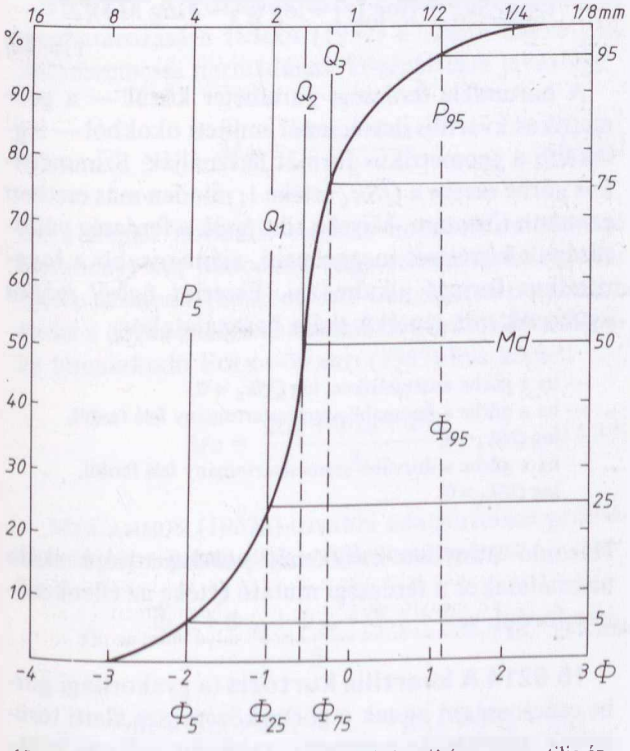
E műveletek két csoportba oszthatók: kvartilis és percentilis számítások.

15.621 A kvartilis számítások a kumulatív szemcsegörbének a 25 és 75% közé eső 50%-ára vonatkoznak. Ennélfogva genetikai jelentőségük sem nagy. FRIEDMAN (1962), FOLK (1968) és mások egybehangzó megállapítása szerint ui. elsősorban a szemcseeloszlás durva és finom tartományaiban mutatkozó változásoknak van fáciesjelző értékük.

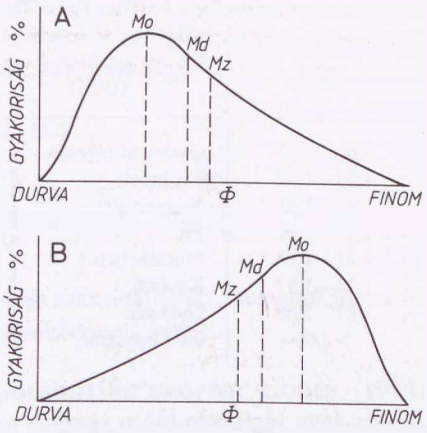
15.6211 A grafikus mérőszámok közül a medián (Md, Q_2) az 50. kumulatív %-hoz tartozó szemcseátmérő, vagyis az az átmérő-érték, amelynél a szemcsék 50%-a nagyobb, 50%-a pedig kisebb átmérőjű (*15.20* és *15.22 ábra*). Először TRASK (1932) alkalmazta. Gyakran használt, de az igényesebb értelmezés számára nem sokat mondó paraméter.

A 25. kumulatív %-hoz tartozó szemcsenagyság az eloszlási függvény alsó (Q_1), a 75. %-hoz tartozó érték (Q_3) pedig annak felső kvartilisa *(15.22 ábra)*.

A *modusz (15.20 ábra)* a gyakorisági görbe azon pontja, ahol annak lokális maximuma van. Nem kifejező mérőszám, mert egy eloszlásnak több modusza is lehet *(15.14 ábra: 9—12; 15.23 ábra)*. Egyetlen modu-



15.22 ábra. A kvartilis (Q_1, Q_2, Md, Q_3) és néhány percentilis érték (Φ_5, Φ_{25}, Φ_{75}, Φ_{95}) leolvasásának módja a kumulatív szemcsegörbéről



15.23 ábra. A pozitív (**A**) és a negatív (**B**) ferdeség vázlata a modusz *(Mo)*, a medián *(Md)* és a középérték *(Mz)* helyzetének föltüntetésével

Az A esetet a finom, a B esetet a durva részleg túlsúlya jellemzi.

szú (unimodális) eloszlás esetén a modusz az eloszlás közepén jelentkezik, s a halmaznak a legnagyobb gyakoriságú, „mértékadó" szemcseátmérője *(15.20 ábra)*. Szimmetrikus unimodális eloszlás esetén annak modusza, mediánja és számtani közepe egybeesik. Ilyenkor a modusz vonalának két oldalán levő görberészek egymásnak tükörképei, de legföljebb a modusz vonalának a magassága jellemzi bizonyos fokig a szemcsenagyság szóródásának a görbe csúcsosabb vagy laposabb voltában kifejeződő mértékét *(15.21 ábra)*. Aszimmetrikus görbe két fele természetesen nem alkot tükörképi párt.

A számtani és mértani közép, s a modusz és medián helyzetét aszimmetrikus görbén szemléltető *15.20 ábra* alapján megállapítható, hogy:

— a súly%-os számtani közép azért nem felel meg a szemcseméret átlagának, mert kívülesik a leggyakoribb szemcsetartományokon;

— a modusz és a medián azért nem jellemzi kellően az eloszlási görbét, mert csak egy-egy gyakorisági értékhez tartozó átmérőt jelentenek;

— az átlagos szemcseméretet leginkább a mértani közép (15.18 képlet) fejezi ki.

15.6212 A kvartilis deviációk a kumulatív görbe számtani, mértani, ill. logaritmikus középértéke körüli szemcseméret-ingadozás mérőszámai.

15.62121 Az aritmetikus kvartilis deviáció (QD_a) a 75., ill. 25. kumulatív %-nak megfelelő kvartilisek (Q_3, ill. Q_1) különbségének a fele:

$$QD_a = \frac{Q_3 - Q_1}{2}. \qquad (15.29)$$

15.2. táblázat. Törmelékes kőzetek TRASK-féle osztályozottsági fokozatai

So	SCHNEIDERHÖHN, PAULA (1954)		*So*	FÜCHTBAUER (1959)	
1,00—1,23	Csaknem teljesen	osztályozott	1,00—1,23	Igen jól	osztályozott
1,23—1,32	Kitűnően		1,23—1,41	Jól	
1,32—1,41	Nagyon jól				
1,41—1,51	Jól		1,41—1,74	Mérsékelten	
1,51—1,74	Mérsékelten				
1,74—1,87	Kevéssé		1,74—2,00	Gyengén	
1,87—2,00	Gyengén				
>2,00	Igen gyengén		>2,00	Igen gyengén	

Mivel ez a mérőszám a választott mértékegység függvénye, különböző mérések összehasonlítására és földtani értelmezésre alkalmatlan.

15.62122 A geometrikus kvartilis deviáció a felső és alsó kvartilis hányadosának négyzetgyöke, a TRASK-féle osztályozottsági koefficiens (*So*):

$$QD_g = \sqrt{Q_3/Q_1} = So. \qquad (15.30)$$

15.62123 A logaritmikus kvartilis deviáció a geometrikus kvartilis deviáció logaritmusos alakja:

$$\log QD_g = \log So = (\log Q_3 - \log Q_1)/2. \qquad (15.31)$$

Viszonyszám jellegénél fogva a geometrikus kvartilis deviáció nagyságát a szemcseátmérő dimenziója nem befolyásolja. Ez és a szemcseeloszlási diagramok x-tengelyének logaritmikus léptéke magyarázza, hogy a deviáció e fajtáját, ill. annak logaritmusos alakját igen széles körben használják az osztályozottság jellemzésére. Az *So*-értékek alapján megkülönböztetett TRASK-féle osztályozottsági fokozatok:

1,0—2,5 ..... jól osztályozott,
2,5—5,5 ..... szabályosan osztályozott,
>5,5 ..... gyengén osztályozott.

Ez a beosztás azért nem megfelelő, mert — nagy értékközei folytán — igen különböző genetikájú kőzeteket foglal egy kategóriába. Helyette később a *15.2 táblázat*ban feltüntetett osztályozást javasolták.

15.6213 A kvartilis ferdeség a szemcseeloszlási görbe aszimmetriájának mérőszáma. A teljesen szimmetrikus görbének a mediánja az 1. és a 3. kvartilis közötti távolság felezőpontjába esik *(15.22 ábra)*, aszimmetria esetén azonban ettől eltérően helyezkedik el. A kvartilis ferdeségnek a következő három formája van:

15.62131 Az aritmetikus kvartilis ferdeség a kvartilisek számtani középértéke és a medián közötti különbség:

$$QSk_a = \frac{Q_1+Q_3}{2} - Md = \frac{Q_1+Q_3-2Md}{2}. \qquad (15.32)$$

15.62132 A geometrikus kvartilis ferdeség a TRASK-féle egyszerű ferdeség négyzetgyöke:

$$QSk_g = \sqrt{\frac{Q_1Q_3}{Md^2}}. \qquad (15.33)$$

15.62133 A logaritmikus kvartilis ferdeség pedig ennek logaritmusos változata:

$$\log QSk_g = (\log Q_1 + \log Q_3 - 2\log Md)/2. \qquad (15.34)$$

A háromféle ferdeségi paraméter közül — a geometrikus kvartilis deviációnál említett okokból — leginkább a geometrikus formát használják. Szimmetrikus görbe esetén a QSk_g értéke 1; minden más esetben azonban törtszám. Mivel a tört érték a ferdeség változásának követését megnehezíti, ajánlatosabb a logaritmikus formát alkalmazni. Eszerint *balról jobbra csökkenő*, mm léptékű skála használatakor:

— ha a görbe szimmetrikus, $\log QSk_g = 0$;
— ha a görbe a finomabb szemcsetartomány felé ferdül, $\log QSk_g < 0$;
— ha a görbe a durvább szemcsetartomány felé ferdül, $\log QSk_g > 0$.

Hasonló irányban csökkenő, *phi*-dimenziójú skála használatakor a ferdeségi mutató értéke az ellenkezőjére fordul.

15.6214 A kvartilis kurtózis (a gyakorisági görbe csúcsossága) annak a görbe középrésze alatti területnek, amelyet az x-tengely, valamint a Q_1 és a Q_3 kvartilis határol, a görbe alatti egész területhez való viszonya.

15.62141 Az aritmetikus kvartilis csúcsosság a Kelley-féle egyenlet szerint:

$$QK_a = \frac{\frac{Q_3 - Q_1}{2}}{P_{90} - P_{10}} = \frac{Q_3 - Q_1}{2(P_{90} - P_{10})}, \quad (15.35)$$

ahol P_{10} és P_{90} a 10, ill. 90 kumulatív %-nak megfelelő szemcsenagyság. Mivel két szemcseméret hányadosa, ez az egyetlen aritmetikus kvartilis paraméter, amely független a szemcseátmérő dimenziójától. Külön geometrikai kvartilis csúcsosságra tehát nincs szükség.

15.62142 A logaritmikus kvartilis csúcsosság az aritmetikus képlet más kifejezése.

15.622 Percentilis számítások. Az ide tartozó grafikus számításoknak a különböző kumulatív gyakorisági százalékoknak megfelelő és *phi*-értékekben kifejezett szemcseátmérők az alapadatai *(15.22 ábra)*. A számított mennyiségektől azt várjuk, hogy:

— minél jobban közelítsék meg a momentumszámítással nyerhető analóg értékeket,
— vizuálisan is könnyen érzékelhetők legyenek.

Mivel az alkalmazott percentilisek az eloszlási görbe 90%-át felölelik, e számítások mind a momentum-, mind a kvartilis-számítások hátrányait kiegyenlítik.

15.6221 A közepes szemcseméret percentilis meghatározására INMAN (1952) a minta durva-, ill. finomszemcsés harmadának középértékét javasolta:

$$M_\Phi = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84}}{2}. \quad (15.36)$$

Ez a képlet normális eloszlás esetében valóban jó eredményt ad, bimodális vagy erősen ferde eloszlás esetén azonban kudarcot vall. Lényegesen pontosabb ennél a görbe három harmadának körülbelüli átlagaira támaszkodó FOLK—WARD (1957)-féle képlet:

$$Mz = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3}. \quad (15.37)$$

MCCAMMON (1962a) további adatsűrítéssel próbálta növelni a pontosságot. Ajánlott képletei:

$$\bar{D}_1 = \frac{\Phi_{10} + \Phi_{30} + \Phi_{50} + \Phi_{70} + \Phi_{90}}{5}, \text{ ill.} \quad (15.38)$$

$$\bar{D}_2 = \frac{\Phi_5 + \Phi_{10} + \Phi_{15} + \ldots + \Phi_{85} + \Phi_{90} + \Phi_{95}}{10}. \quad (15.39)$$

MCCAMMON (1962a) szerint az átlagos szemcsenagyság meghatározására szolgáló különféle formulák pontosságának valószínűsége:

TRASK-féle medián (Md)	64%
INMAN (M_Φ)	74%
FOLK—WARD (M_z)	88%
MCCAMMON ($\bar{D}_1$)	93%
MCCAMMON ($\bar{D}_2$)	97%

A munkaigényesebb számítás tehát meglehetősen szerény pontosságnövekedéssel párosul.

15.6222 A percentilis szórás. UDDEN (1914) még a hisztogram egymás utáni osztályai gyakorisági értékeinek arányait tekintette a szórás mértékszámának. VAN ORSTRAND (1925) viszont már a mm-ben kifejezett négyzetes középeltérést (standard deviációt) használta erre a célra. HATCH és CHOATE (1929) pedig a kumulatív görbe 84, ill. 50%-ának megfelelő és mm-ekben kifejezett szemcsenagyságok hányadosait javasolta a szórás jellemzésére:

$$\sigma = \frac{P_{84\ (mm)}}{P_{50\ (mm)}}, \text{ ill.} \quad (15.40)$$

$$\sigma = \Phi_{50} - \Phi_{16}. \quad (15.41)$$

E képletek azonban még a TRASK-féle osztályozottsági koefficiensnél (15.62122. fejezetrész) is kevésbé alkalmasak a teljes görbe szórásának a kifejezésére, mert:

— csak a szemcseeloszlás 34%-át veszik figyelembe,
— aszimmetrikusan, csak a durvább szemcsetartományokra támaszkodnak.

Ezért INMAN (1952) az alábbi képletet alkalmazta a négyzetes középeltérés grafikus meghatározására:

$$\sigma = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{2}. \quad (15.42)$$

Eljárásának az az alapja, hogy normális eloszlás esetén a gyakorisági görbe inflexiós pontjai az x középértéktől mindkét irányban σ-nyi távolságban helyezkednek el. Az $x \pm \sigma$ alatti terület a teljes görbe alatti területnek kb. 68%-a. Ennek ismeretében az inflexiós pontok helye $0\% + [(100\% - 68\%) : 2] = 16\%$-nál, ill. $100\% - [(100\% - 68\%) : 2] = 84\%$-nál van.

AZ INMAN-féle osztályozottsági koefficiens azonban a központi 2/3-on kívüli szemcsetartományokat nem érzékeli. Megtörténhet tehát, hogy a 10% kavicsot és 10% agyagot tartalmazó homokkő osztályozottsága épp oly jónak adódik, mint a kavics- és agyagmentes homokkőé. CADIGAN-nak (1954) az a kísérlete, hogy a 2 és 98 kumulatív százalékokhoz tartozó szemcseátmérőket helyettesítse be az INMAN-féle képletbe, azért vallott kudarcot, mert ezeknek a görbevégekhez közeli

szemcseátmérőknek a meghatározása eléggé bizonytalan. Ezért TANNER (1958) a görbevégektől kissé távolabb eső percentilis értékpárokból számítja a szórásnégyzetet:

$$\sigma = \frac{\Phi_{90} - \Phi_{10}}{2{,}56}, \text{ ill. } \sigma = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{3{,}29}, \quad (15.43)$$

ám ezek a kifejezések a görbe centrális részének osztályozottságát hagyják figyelmen kívül.

MILLER—ZEIGLER-nek (1958) a szemcseeloszlás lognormál jellegét mellőző és a századeleji módszerekhez visszatérő próbálkozásaitól eltekintve, SHARP és FAN (1963) módszerét kell megemlítenünk. Ők abból indultak ki, hogy az osztályozottságnak két funkciója van: a görbe egyenetlenségének és kiterjedésének a kifejezése. Az utóbbi követelménynek a standard deviáció mindig, az előbbinek azonban csak normális eloszlás esetében tesz eleget. Szerintük a kettős célkitűzés az alábbi képlet alkalmazásával érhető el:

$$S_i = 100 + k \sum_{i=1}^{i=n} f_i \log f_i, \quad (15.44)$$

ahol S_i az osztályozottsági index %-os kifejezése: f_i az i-edik osztályban észlelt frakcióhányad (relatív gyakoriság). Az összefüggés sajátságai:

a) S_i akkor 100, ha $f_i = 1$, vagyis a kőzetanyag egyetlen gyakorisági osztályt ölel fel.

b) S_i akkor 0, ha valamennyi f_i érték azonos, vagyis valamennyi osztály gyakorisági értéke egyforma. Ez esetben — a k tényező megfelelő megválasztásával — a $\sum f_i \log f_i$ kifejezés értéke maximumot ér el.

c) A képlet minden rendelkezésre álló adatot felhasznál.

d) Az S_i érték független az osztályok elhelyezkedésétől.

e) A pontatlanul mért szemcsetartományok számítását is lehetségessé teszi.

A k tényező a következő módon határozható meg:

Legyen a megengedett osztályok száma N, S_i pedig zérus (amikor valamennyi f_i érték egyenlő egymással). Ekkor az i-edik osztály gyakorisága: $f_i = 1/N$. Behelyettesítve:

$$100 + k \sum_{i=1}^{i=N} f_i \log_{10}(1/N) = 0. \quad (15.45)$$

Mivel

$$\sum_{i=1}^{i=N} f_i = \frac{N}{N} = 1, \quad (15.46)$$

$$k = 100/\log_{10} N. \quad (15.47)$$

SHARP és FAN (1963) az 1,024 és 0,0015 mm (vagyis a $-10\ \Phi$ és $+15\ \Phi$) közötti szemcseosztályra oldották meg egyenletüket. Egy ilyen skálán a legrosszabb osztályozottságú üledéknek minden f_i gyakorisági osztályába az összes anyagmennyiség 4%-a esik. Így tehát:

$$k = 100 : \log_{10} 25 = 100 : 1{,}3979 = 71{,}5338. \quad (15.48)$$

A 25 osztály osztályozottsági értékeit SHARP és FAN (1963) táblázatban foglalták össze.

Jelenleg mégis a FOLK—WARD-féle (1957) *teljes grafikus standard deviáció* számítása a leginkább elterjedt. Eszerint:

$$\sigma_1 = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6{,}6}. \quad (15.49)$$

A $(\Phi_{84} - \Phi_{16}) : 2$ kifejezés a szemcseeloszlás központi részének, a $(\Phi_{95} - \Phi_5) : 3{,}3$ kifejezés pedig a leülepedési környezetre érzékeny durva, ill. finom szemcsézetének a szórását jelentené. Önmagában azonban egyik sem lenne alkalmas kétmoduszú üledékek osztályozottságának jellemzésére. Ezért a teljes görbére vonatkozó osztályozottság mérőszámául azok átlagát foglalták bele a (15.49) képletbe. A FOLK—WARD-féle eljárás helyességét az bizonyítja, hogy kétszer pontosabban közelíti meg a momentum-számítással kapcsolatos osztályozottsági értéket, mint az INMAN-féle (15.42) képlet.

A FOLK—WARD-féle osztályozottsági együttható alapján szerkesztett kétféle *verbális skálát* a *15.3 táblázat* szemlélteti. A FOLK—WARD-skála geometrikus, 2-es és $\sqrt{2}$-es osztásokkal; a FRIEDMAN-féle aritmetikus, az osztályozatlanabb részeken 0,6 Φ osztályközökkel.

Később MCCAMMON (1962a) még pontosabb meghatározást indítványozott az alábbi képletek útján:

$$\sigma_I = \frac{\Phi_{85} + \Phi_{95} - \Phi_5 - \Phi_{15}}{5{,}4} \text{ és} \quad (15.50)$$

$$\sigma_{II} = \frac{\Phi_{70} + \Phi_{80} + \Phi_{90} + \Phi_{97} - \Phi_3 - \Phi_{10} - \Phi_{20} - \Phi_{30}}{9{,}1}. \quad (15.51)$$

MCCAMMON (1962a) szerint az osztályozottság meghatározására idáig javasolt képleteknek a momentum-számításhoz mért statisztikus megbízhatósága:

TRASK-féle *So*	37%
INMAN-féle σ	54%
FOLK—WARD-féle σ_1	79%
MCCAMMON-féle σ_I	79%
MCCAMMON-féle σ_{II}	87%.

A FOLK—WARD-féle módszer népszerűsége nyilván onnan ered, hogy vele viszonylag kevés adat alapján

15.3. táblázat. A percentilis osztályozottságnak a FOLK—WARD-féle képlettel számított fokozatai és azok megnevezése

σ_1	FOLK—WARD (1957)	σ_1	FRIEDMAN (1962)
<0,35	Igen jó	<0,35	Igen jó
0,35—0,50	Jó	0,35—0,50	Jó
0,50—1,71	Mérsékelten jó	0,50—0,80	Mérsékelten jó
0,71—1,00	Mérsékelt	0,80—1,40	Mérsékelt
1,00—2,00	Gyenge	1,40—2,00	Gyenge
2,00—4,00	Igen gyenge	2,00—2,60	Igen gyenge
>4,00	Rendkívül gyenge	>2,60	Rendkívül gyenge

nagy pontosság érhető el. A kétszer annyi adattal számoló (tehát munkaigényesebb) McCammon-féle σ_{II} egyenlet viszont csak 8%-kal növeli a pontosságot. Ezt a szempontot azonban a számítógépek elterjedése bizonyára ki fogja küszöbölni.

15.6223 A ferdeség az eloszlási görbe szimmetriájának a mérőszáma *(15.20 ábra)*. Inman (1952) ezt a görbe központi részére nézve a *phi*-értékekben kifejezett modusz (M_Φ) és medián (Md_Φ) különbségének és a szemcseeloszlás itteni szórásának [$\sigma_\Phi = (\Phi_{84} - \Phi_{16}) : 2$] a hányadosával fejezte ki:

$$\alpha_\Phi = \frac{M_\Phi - Md_\Phi}{\sigma_\Phi} = \frac{\Phi_{84} + \Phi_{16} - 2\Phi_{50}}{\Phi_{84} - \Phi_{16}}. \qquad (15.52)$$

A periferiális szemcsetartományok ferdeségét viszont az

$$\alpha_{2\Phi} = \frac{1/2(\Phi_{95} - \Phi_5) - Md_\Phi}{\sigma_\Phi} = \frac{\Phi_{95} + \Phi_5 - 2\Phi_{50}}{\Phi_{95} - \Phi_5} \qquad (15.53)$$

képlettel javasolta meghatározni. A $(\Phi_{84} - \Phi_{16}) : 2$ kifejezésnek az $\alpha_{2\Phi}$ képletében való alkalmazása ugyanis rendkívül csúcsos és aszimmetrikus görbe esetén 1,00-nél nagyobb (matematikailag értelmetlen) ferdeségértéket eredményezne. Ennek elkerülésére tehát itt a $\Phi_{95} - \Phi_5$ kifejezést kell a képlet nevezőjében is szerepeltetni.

Folk és Ward (1957) az említett két kifejezés számtani középértékét tekintik az *átfogó grafikus ferdeség* mérőszámának.

$$Sk_1 = \frac{\Phi_{84} + \Phi_{16} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_5 + \Phi_{15} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{95} - \Phi_5)}. \qquad (15.54)$$

A ferdeség (Sk_1: *15.23 ábra*) értékein alapuló verbális skála:

$-1{,}0 \dots -0{,}3$	igen nagy negatív } ferdeség
$-0{,}3 \dots -0{,}1$	kis negatív }
$-0{,}1 \dots +0{,}1$	közel szimmetrikus görbe
$+0{,}1 \dots +0{,}3$	kis pozitív } ferdeség
$+0{,}3 \dots +1{,}0$	igen nagy pozitív }

A természetes üledékek Sk_1-értéke általában nem haladja meg a $\pm 0{,}8$ értéket.

15.6224 A csúcsosság az eloszlási görbe peremi és központi részei osztályozottságának viszonyát és így az eloszlás normalitását kifejező mérőszám *(15.21 ábra)*. A ferdeség alapján normálisnak tűnő számos eloszlásról annak ellenkezője derült ki a csúcsosság kiszámítása után. Erre két formula szolgál:

a) az Inman (1952)-féle képlet:

$$\beta_\Phi = \frac{1/2(\Phi_{95} - \Phi_5) - 1/2(\Phi_{84} - \Phi_{16})}{\sigma_\Phi} = \frac{(\Phi_{95} - \Phi_5) - (\Phi_{84} - \Phi_{16})}{\Phi_{84} - \Phi_{16}}. \qquad (15.55)$$

Ha $\beta_\Phi = 0{,}65$, akkor az eloszlás normális. Ha $\beta_\Phi > 0{,}65$, az eloszlás kevésbé csúcsos. Ha $\beta_\Phi < 0{,}65$, az eloszlás csúcsosabb.

15.4. táblázat. A fontosabb kvartilis és percentilis paraméterek képletei

Mérőszám	Trask (1932)	Inman (1952)	Folk és Ward (1957)
Átlagos szemcsenagyság (medián)	$Md = P_{50}$	$Md_\Phi = \Phi_{50}$	$Md_\Phi = \Phi_{50}$
Közepes szemcseméret	$M = \frac{P_{25} + P_{75}}{2}$	$M_\Phi = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84}}{2}$	$M_z = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3}$
Osztályozottság	$So = \frac{P_{75}}{P_{25}}$	$\sigma_\Phi = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{2}$	$\sigma_1 = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6{,}6}$
Ferdeség	$Sk = \frac{P_{25} P_{75}}{Md^2}$	$\alpha_\Phi = \frac{M_\Phi - Md_\Phi}{\sigma_\Phi}$ $\alpha_{2\Phi} = \frac{1/2(\Phi_5 + \Phi_{95}) - Md}{\sigma_\Phi}$	$Sk_1 = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{95} - \Phi_5)}$
Csúcsosság (kurtózis)	$K = \frac{P_{75} - P_{25}}{2(P_{90} - P_{10})}$	$\beta_\Phi = \frac{1/2(\Phi_{95} - \Phi_5) - \sigma_\Phi}{\sigma_\Phi}$	$K_G = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2{,}44(\Phi_{75} - \Phi_{25})}$

b) FOLK és WARD (1957) szerint a csúcsosság:

$$K_G = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2{,}44(\Phi_{75} - \Phi_{25})}. \qquad (15.56)$$

Log-normális eloszlás esetén a 95 és 5% közötti görbeszakasz alatti terület 2,44-szerese a 75 és 25% alatti területnek; s ekkor a $K_G = 1$. A további K_G-fokozatok:

<0,67	igen lapos	görbe
0,67—0,90	lapos	
0,90—1,11	közel normális	
1,11—1,50	kissé csúcsos	
1,50—3,00	erősen csúcsos	
>3,00	rendkívül csúcsos	

A csúcsosság matematikailag lehetséges alsó határa 0,41; felső határa nincs, ám természetes üledékekben 8,0-nál nagyobb értékek nem fordulnak elő.

Grafikon-szerkesztés és statisztikai elemzés céljából gyakran használják a *kurtózis normalizált alakját*:

$$K'_G = \frac{K_G}{K_G + 1}. \qquad (15.57)$$

Normális GAUSS-görbe esetén $K'_G = 0{,}5$. Értéke természetes üledékekben 0,33 és 0,90 közé esik.

A fontosabb kvartilis és percentilis paraméterek képleteit a *15.4 táblázat* foglalja össze.

15.7 A STATISZTIKUS PARAMÉTEREK FÖLDTANI ÉRTELMEZÉSE

15.71 A MEDIÁN ÉS MODUSZ

A különböző szemcseméret-átlagok a szemcseeloszlás központi tendenciáit tükrözik, és SAHU (1964) szerint az ülepítő közeg átlagos mozgási energiájára jellemzőek. Ezenkívül természetesen sok más, az ülepítő közegtől független tényező (pl. a törmelékanyagot szolgáltató anyakőzet szemcsetulajdonságai, a diagenetikus folyamatok) is befolyásolják az átlagos szemcseméretet.

A figyelem újabban a mediánról (*Md*) a modusz (*Mo*) felé tolódik. A természetes üledékek ui. három modális populációból (kavics, homok + durva kőzetliszt és agyag) tevődnek össze. A három populációt két elegyedési hézag választja el egymástól: az egyik 2 mm táján (a kavics–homok határon), a másik 8Φ-nél (0,004 mm-nél) van. E két elegyedési hézag természetes eredetét csak GRIFFITHS (1957) tagadja; létezésüket az elemzési eljárások hiányosságainak tulajdonítja.

15.72 A SZÓRÁS

Közvetve az üledékanyag osztályozottságát fejezi ki; ez pedig elsősorban az ülepítő közeg energiájának az átlag körüli ingadozásától függ. Ahhoz azonban, hogy az osztályozottság megbízható képet fessen az energiaviszonyok ingadozásáról, megfelelő mennyiségű és különböző szemcseméretű törmelékanyagnak kell leülepednie. A hangsúly a különböző méreten van, mert ha az anyag már a lepusztulás helyén osztályozódik, az ülepítő közeg energetikai viszonyainak ingadozására nem lehet következtetni.

15.73 A FERDESÉG

Feltételezve, hogy megfelelő mennyiségű és különböző szemcseméretű anyag került az üledékgyűjtőbe, a görbének a durvább frakciók felé való (pozitív) ferdülése azt jelzi, hogy az ülepítő közeg energiája a rendesnél hosszabb ideig múlta felül az átlagot. A finomabb frakciók felé irányuló (negatív) ferdeség pedig azt jelzi, hogy az ülepítő közeg energiája a rendesnél hosszabb ideig (vagy gyakrabban) volt kisebb az átlagosnál.

15.74 A CSÚCSOSSÁG

A szemcseeloszlás központi 50%-ának osztályozottságát méri össze a görbe 80 vagy 90%-ának osztályozottságával. Nem csupán a görbe alakját jellemző mértékszám; 1-nél nagyobb értéke azt jelenti, hogy a sebesség-ingadozások nem haladták meg a rendesnél hosszabb ideig az átlagsebesség 50%-át.

Fontos szerepet tölt be a ferdeség és a csúcsosság a „rejtetten két moduszú üledékek" felismerésében. A bi- vagy polimodalitás ui. nem minden esetben szembeötlő; ám a hisztogram vagy a kumulatív görbe minden legkisebb másodlagos maximuma kiugró *Sk* és K_G értékeket ad. Csak a szigorúan egy moduszú üledékek ferdesége és csúcsossága normális. Nagyon magas, ill. nagyon kicsiny K_G-értékek azt jelzik, hogy az üledékanyag egy része korábban szerzett jó osztályozottságát megőrizve szállítódott lerakódási helyére, és ott — újabb osztályozódás nélkül — más típusú anyaggal keveredett. Ezért a lerakódott üledék erősen bimodális lett.

15.75 A MODALITÁS-INDEX

Sahu (1964) vezette be a szemcseeloszlás két vagy több moduszú voltának kifejezésére:

$$m_{\Phi} = 1 + \frac{\Phi_e - \Phi_i}{2\sigma_1}, \qquad (15.58)$$

ahol Φ_e a finomabb modusz szemcseátmérő értéke; Φ_i a durvább modusz szemcseátmérő értéke; σ_1 pedig a szórás. Az m_{Φ} érték a két modusz közötti távolsággal növekszik.

15.76 A KÖZÉPÉRTÉKEK TÉRKÉPI ÁBRÁZOLÁSA

A leülepedési folyamatok megértésének legegyszerűbb módja a medián vagy a modusz értékeinek térképszerű feltüntetése. Mivel az átlagos szemcseméret az ülepítő közeg energiaviszonyainak függvénye, ingadozásainak térképen vagy szelvényben való ábrázolása ősföldrajzi és faciológiai következtetéseket tesz lehetővé.

15.77 A SZÓRÁSI (OSZTÁLYOZOTTSÁGI) ADATSOROK ÉRTELMEZÉSE

Minél osztályozotabb egy üledék, annál kevésbé ingadozott ülepítő közegének energiája. Az ingadozás abszolút értékére a közepes szemcseméretéből következtethetünk. A középérték és az osztályozottság térbeli változása azonban eltérő jellegű *(15.24 ábra)*. Ha a part felől haladunk a medence belseje felé, az átlagos szemcsenagyság fokozatosan csökken: kavics→homokos kavics→kavicsos homok→homok→aleuritos homok→aleurit→agyagos aleurit→aleuritos agyag →agyag. Az osztályozottság viszont szakaszosan váltakozik: egynemű üledékeknél (pl. tiszta kavics vagy homok) igen jó; kevert kőzetanyagok esetében azonban gyengül (1:1 arányú keverékek esetén kb. 2). A parttól a medencebelső irányában tehát három osztályozottsági maximum és minimum jelentkezik a tiszta kavics, a tiszta homok, a tiszta aleurit, ill. a kavicsos homok, a homokos aleurit és agyagos aleurit helyén. A finomabb szemcsetartományokban az osztályozottság még homogén összetétel esetén is csökken, s még a tiszta agyagfrakció sem tekinthető jól osztályozottnak.

Ez a modell azonban csak rendkívül leegyszerűsített vázlat. Azt feltételezi, hogy az osztályozódást okozó mechanikai hatás — az átlagenergia ingadozása — a terület teljes metszetében azonos, miközben az átlagenergia abszolút értéke a parttól a medence közepe felé fokozatosan csökken.

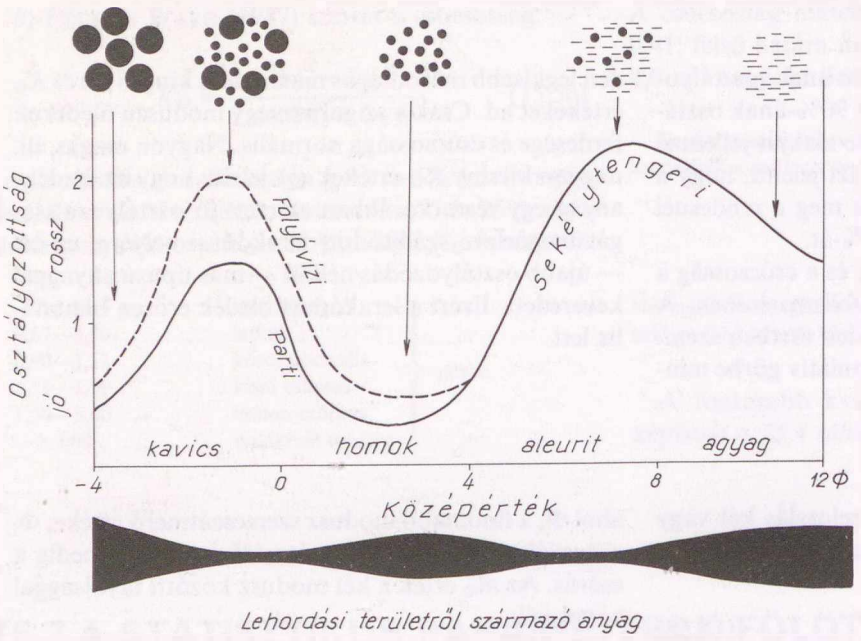
Osztályozottságon alapuló, de csak homokokra és homokkövekre érvényes genetikai felosztást készített Friedman (1962), 612 ismert fáciesű homokminta szemcsevizsgálata után:

I. *Közép, finom és nagyon finom szemű homokok* (közepes szemcseméret < 1—2 Φ):

Igen jól osztályozott ($\sigma_1 < 0{,}35$) a legtöbb parti és zátonyhomok; a tavi dűnehomokok, a hullámbázis közelébe eső tengeri homokok; sok lagúnabeli homok.

Jól osztályozott ($\sigma_1 = 0{,}35$—$0{,}50$) igen sok parti homok; a hullámverési övbe eső tengeri homokok többsége; sok lagúnás homok; sok szárazföldi dűnehomok; kevés folyóvízi homok.

Mérsékelten jól osztályozott ($\sigma_1 = 0{,}50$—$0{,}80$) a legtöbb folyóvízi homok; sok parti homok (0,80 a körülbelüli felső határ parti homoknál); sok, elsősorban zárt lagúnából származó homok; a legtöbb kontinentális self homokos üledékeinek a hullámverési zóna alatti része; a szárazföldi homokok többsége.



15.24 ábra. Parti és sekélytengeri törmelékes üledékek FOLK-féle (1968) osztályozottság/középérték diagramja

Mérsékelten osztályozott ($\sigma_1 = 0{,}80$—$1{,}40$) számos folyóvízi homok (1,40 a körülbelüli felső határuk); bizonyos zárt lagúnákból származó homokok; némely, a kontinentális self hullámbázisa alatt leülepedő homok; számos glaciofluviális homok.

Gyengén osztályozott ($\sigma_1 = 1{,}40$—$2{,}0$) sok glaciofluviális homok.

Igen gyengén osztályozott ($\sigma_1 = 2{,}00$—$2{,}60$) sok glaciofluviális homok.

*Rendkívül gyengén osztályozott*ak ($\sigma > 2{,}60$) egyes glaciofluviális homokok.

II. *Durvaszemcsés homokok* (közepes szemcseméret $> 1{,}0$ Φ).

Mérsékelten jól osztályozott ($\sigma_1 = 0{,}50$—$0{,}80$) számos parti homok.

15.5. táblázat. A törmelékes üledékek érettségen alapuló osztályozása FOLK és WARD (1957) szerint

Az üledék jellege	Osztályozottsági együttható	Agyagtartalom (súly%)	A szemcsék alakja
Éretlen	$> 0{,}5$	> 5	Nem koptatott
Félig érett	$> 0{,}5$	< 5	Nem koptatott
Érett	$< 0{,}5$	< 5	Nem koptatott
Túlérett	$< 0{,}5$	< 5	Koptatott

Mérsékelten osztályozott ($\sigma_1 = 0{,}80$—$1{,}40$) a legtöbb folyóvízi homok; a legtöbb parti homok; a kontinentális self legtöbb homokos üledéke.

Gyengén osztályozott ($\sigma_1 = 1{,}40$—$2{,}00$) némely folyóvízi homok; néhány kontinentális self homokos üledéke; sok glaciofluviális homok.

Igen gyengén osztályozott (($\sigma_1 = 2{,}00$—$2{,}60$) számos glaciofluviális homok.

Rendkívül gyengén osztályozott ($\sigma_1 > 2{,}60$) némely glaciofluviális homok.

A durvább szemcséjű homokos üledékek tehát többnyire gyengébben osztályozottak, mint a finomabb szemcséjűek. Így az osztályozottsági index környezetjelző paraméternek tűnik, különösen, ha nem önmagában, hanem más paraméterekkel kombinálva, kétváltozós diagramokon ábrázoljuk.

Nyilvánvaló azonban a FOLK-féle félkvantitatív osztályozás genetikai jelentősége is *(15.5 táblázat)*. Ez azon alapul, hogy minél nagyobb az ülepítő közeg energiája, ill. energiaingadozása, annál osztályozottabb az üledék, annál kisebb annak agyagtartalma, szemcséi pedig annál koptatottabbak.

15.8 A KÉTVÁLTOZÓS DIAGRAMOK ÉRTELMEZÉSE

Az üledékképződés mennyiségi jellemzői ezen könnyen áttekinthető feldolgozásainak az a feladatuk, hogy olyan kétdimenziós összefüggéseket állapítsanak meg, amelyekből a lerakódási körülményekre, az ülepítő közeg mozgási energiájára, az ősföldrajzi és fáciesviszonyokra — más földtani tényezőktől függetlenül is — a valóságot megközelítő következtetéseket lehet levonni.

15.81 A FERDESÉG, CSÚCSOSSÁG ÉS OSZTÁLYOZOTTSÁG ÖSSZEFÜGGÉSEINEK ÉRTELMEZÉSE

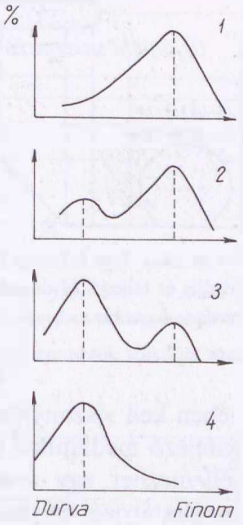
Az eloszlási görbék normális voltát az $Sk_1 = 0$ és a $K_G = 1$ érték fejezi ki. FRIEDMAN (1962) 612 recens és múltbéli homok- és homokkő-mintát vizsgált meg szemcseeloszlásuk jellegének megállapítására. A ferdeségi és csúcsossági értékek kétváltozós diagramban való ábrázolása után — a számítási hiba ($SK_1 = \pm 0{,}32$; $K_G = \pm 1{,}85$) ismeretében — kijelölte azt a területet, amelyen belül a szemcseeloszlás log-normális. Ebből azonban az derült ki, hogy a 612 minta legtöbbje nem log-normális eloszlású. A gyakorisági eloszlás ui. az alábbi öt tényező együttes hatásának az eredője:

— a törmelékanyag mennyisége és minősége,
— az üledékképződés folyamatai (vagyis a leülepedés fáciese),
— a diagenetikus folyamatok,
— a mintavétel módja és
— a számítási hibák.

Mivel e tényezők közül a leülepedési folyamatok hatása látszik legnagyobbnak, *a log-normális eloszlástól való eltérésnek ferdeségértékekben kifejezett mérőszáma szerinte fáciesjelzőknek tekinthető.*

Recens és múltbéli közép- és finomszemű homokok és homokkövek ferdeség/osztályozottság diagramjából kitűnően a tenger- vagy tóparti eredetűek nagy része jól osztályozott és negatív ferdeségű. Ezzel szemben a folyóvízi, lagúnabeli és általában csekély vízmozgás közepette ülepedett homokok osztályozottsága kevésbé jó, ferdesége pedig pozitív. Ennek az az oka, hogy a tenger- vagy tóparti homokokból az állandó hullámzás eltávolítja a finom frakciót. Ezért szemcseeloszlásuk jobban osztályozott és a durvább szemcsetartományok felé elnyúló lesz *(15.25 ábra)*.

MASON ÉS FOLK (1958) a Mexikói-öböl egyik zátonyszigete homokos üledékeiben elkülönített három fácies (parti homok, dűnehomok és eolikus síkségi homok) között az Mz és a σ_1 értékek alapján nem talált nagyobb különbséget. Ezzel szemben a ferdeség és a csúcsosság értékeivel a három fácies jól elkülöníthetőnek bizonyult. A dűnék és az eolikus síkságok üledékei pozitív ferdeségértékeket és szabályos, ill. csúcsos eloszlásra való kurtózist mutattak. A parti homokok ferdeségértéke negatív vagy zérus körüli kis szám volt; kurtózisuk pedig közel állt a normális eloszlású üledékekéhez.



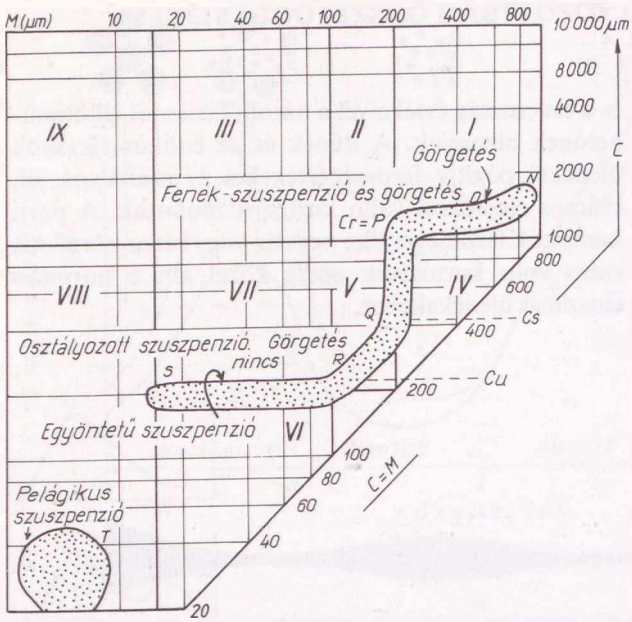
15.25 ábra. A tenger- vagy tóparti törmelékes üledékek *(1–2)* szemcsenagyságának átalakulása a finomabb szemcserészlegek hullámzás okozta kimosódása *(3–4)* következtében, vázlatosan

DUANE (1964) egy kaliforniai homokzátony ferdeségértékeit irodalmi adatokkal összevetve, a következő általános érvényű megállapításokat tette:

— az erős hullámverés öveit (parti zóna, zátonyperemek) negatív ferdeségű üledékek jellemzik;
— ahol sem a negatív, sem a pozitív érték nem jut uralomra, ott a hullámverés nem állandó jelenség (esztuáriumok, folyótorkolatok);
— a pozitív ferdeség a kis energiájú, feltöltődő részterületek üledékeinek a jellemzője.

15.82 A CM-DIAGRAM

EZ PASSEGÁnak (1957, 1964) ama megállapításán alapszik, hogy a lerakódási körülmények rekonstruálásakor a teljes görbe leírása helyett elegendő annak fő paramétereire támaszkodni. Azonos térfogatsúlyú, de különböző szemcsék mozgása ui. a vízáram egy adott pontján kizárólag a szemcsenagyság függvénye. Az áram hordalékmozgató ereje és ezen keresztül a görgetve-csúsztatva-szökellve, ill. lebegtetve szállításnak áramlási rendszerenként és szakaszonként változó módja tehát a szállított, ill. lerakott üledék szemcsenagyságában tükröződik. Mivel a törmelékes üledék finom és durva részlege két különböző hidrodinamikai tényező (a szuszpenzióban, ill. a vízfenéken való szállítás) függvénye, az osztályozottság és a ferdeség, mint az üledék egészének paraméterei, nem alkalmasak e tényezők működésének részletezésére. Minthogy az üledék jellege a görgetve szállítás megszűnésével változik meg alapvetően, az üledék 1 súly%-ának megfelelő szemcseátmérőt (amelynél annak 1%-a durvább) az üledék legdurvább (C = coarse) részlegének képvisele-



15.26 ábra. Egy folyóvíz különböző szakaszairól vett minták ideális és teljes *CM*-diagramja PASSEGA (1964) szerint

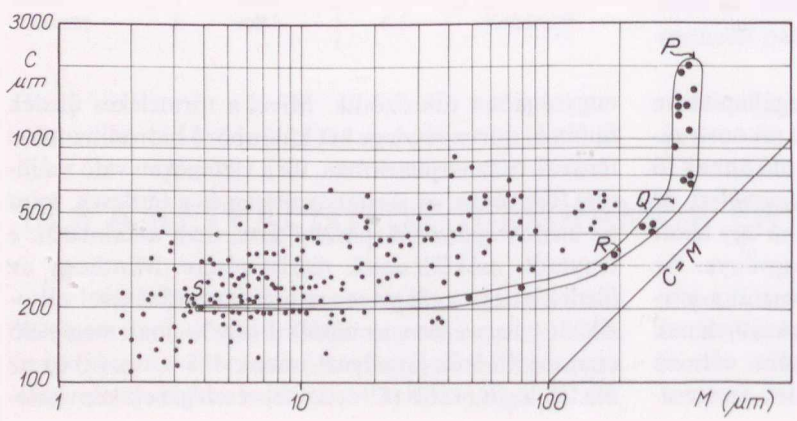
(Bővebb magyarázat a szövegben.)

tében kell viszonyítani az üledék közepes durvaságát kifejező mediánhoz (*M*). A finom frakció azért nem jellemezhet egy áramlásfajtát vagy szakaszt, mert meghatározó tényezői minden áramlástípusban azonosak. A durva frakció szemcsenagyságát befolyásoló tényezők viszont áramlásfajtánként eléggé különböznek egymástól.

A *C* és *M* értékek kétszeresen logaritmikus léptékű, derékszögű koordináta-rendszerben való ábrázolásának a diagram jobb oldalán elhelyezkedő, ferde helyzetű $C = M$ vonal szab határt. Vonszoló áramokból származó (folyóvízi) üledékek elegendő számú adatból szerkesztett *CM*-diagramjának jellegzetes, S-alakú rajzolatát 6 ponttal (*N, O, P, Q, R, S*) 5 szakaszra lehet bontani. Ezek mindegyike egy-egy üledékszállítási módnak felel meg *(15.26 ábra)*.

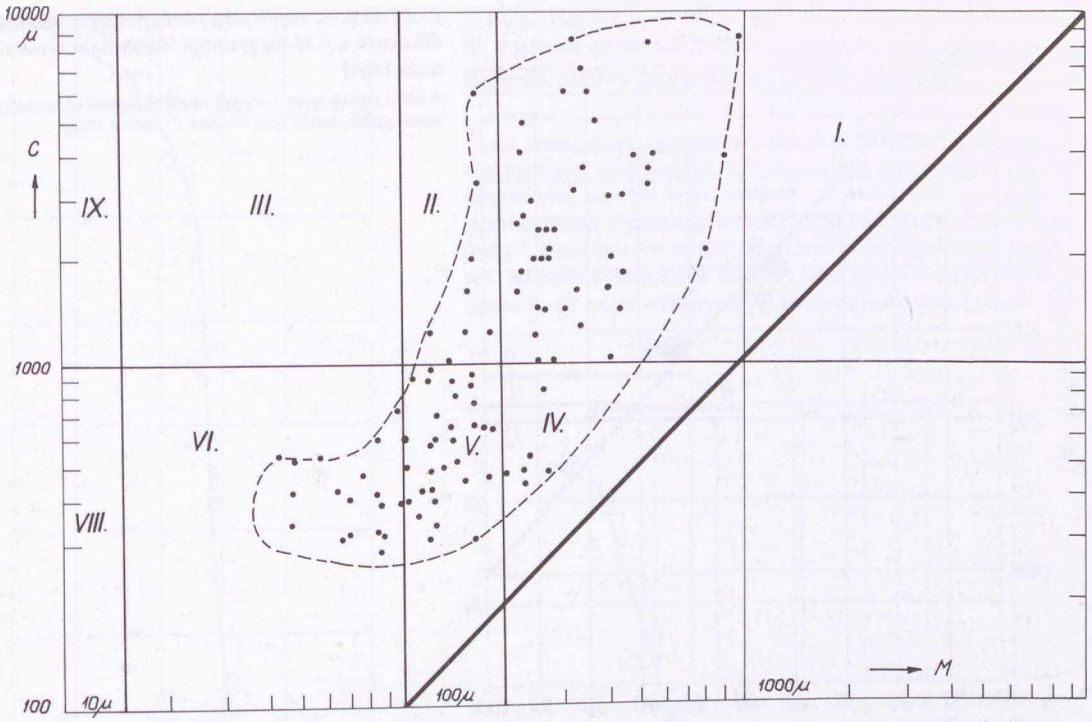
Az *NO* szakaszon a durva részleg egyáltalán nem (vagy csak alig) követi a medián növekedését. Az elég jól osztályozott üledék szinte kizárólag görgetve szállítódik (folyóvízi kavicszátonyok). — Az *OP* szakaszon a fenékszuszpenzióban szállított anyag részaránya megnő a görgetve szállított szemcsék rovására. A görgetve szállított anyag optimális szemcsenagysága a *P* ponthoz eső *C* értékkel fejezhető ki. *Az optimális görgethetőség* méretének (*Cr*) ilyen elhelyezkedése azt mutatja, hogy az *NP* szakaszon a szemcsék — a görgetve szállítás uralma ellenére is — túl nagyok a görgetéshez. — A *PQ* szakaszon a fenékszuszpenzió már fölénybe kerül a görgetett szemcsékkel szemben: a *C* érték a medián változatlansága ellenére gyorsan csökken. A *Q* ponthoz tartozó *C* érték *a görgetve szállítás alsó*, az osztályozott szuszpenzióban való szállítás felső *szemcsemérete* (*Cs*). — A *QR* szakaszt lineáris vagy közel lineáris *C/M* viszony jellemzi, ezért párhuzamos a $C = M$ vonallal. A durvább részleg itt azonnal és azonos mérvű változással felel a medián változásaira. Ezt mindkét szemcserészleg azonos szállítási módja idézi elő, ami csak osztályozott szuszpenzióban lehetséges. — Az *RS* szakasz az egyenletes (homogén) szuszpenzióban mozgó üledék pontjait foglalja össze. A durva frakció részaránya minden medián-értéknél változatlan, mert a vonszoló áram e része már mentes a mederhez való súrlódás hatásaitól. Az *R* ponthoz tartozó szemcseátmérő (*Cu*) *a homogén szuszpenzióban szállítható legnagyobb átmérő.* — A *Cu*, *Cs* és *Cr* átmérők abszolút értéke természetesen áramlási rendszerenként eltérő. A tengeri vonszoló áramok *QR* szakasza a folyóvízieknél képest — a fenékturbulencia csekély volta következtében — viszonylag rövid. — Minél közelebb van a *CM*-diagram középvonala a $C = M$ vonalhoz, az üledék annál osztályozottabb. A *CM*-diagram középvonalának a $C = M$ vonaltól az *M* tengelyen mért és *phi-egységekben* kifejezett távolsága a *maximális osztályozottsági index*. — A nyugodtvízi (pelágikus), finomszemű üledékeknek a $C = M$ vonaltól távolabb elhelyezkedő és irányítottság nélküli *CM*-diagramja osztályozatlanságról tanúskodik.

A görgetve és a fokozatosan, ill. egyenletesen osztályozott szuszpenzióban való szállítás mezői a *CM*-diagramon nemcsak függőleges, hanem vízszintes irányban is elkülönülnek egymástól. Ily módon a $C = 1\,000$ és az $M = 200$, 100, ill. 15 μm-es határértékek alapján a *CM*-diagram kilenc mezőre bontható. Az *I.*, *II.*, *III.* és *IX.* mezőbe tartozó üledékek szuszpenzióból származó szemcséken kívül görgetett szemcséket is tartalmaznak. Ezek *vagy* a leülepedés helyének a lepusztulási területhez való közelségét, *vagy* szuszpenziómentes leülepedési környezetet jelentenek. A *IV.* és *V.* mező osztályozott szuszpenzióra, erősen vagy mér-

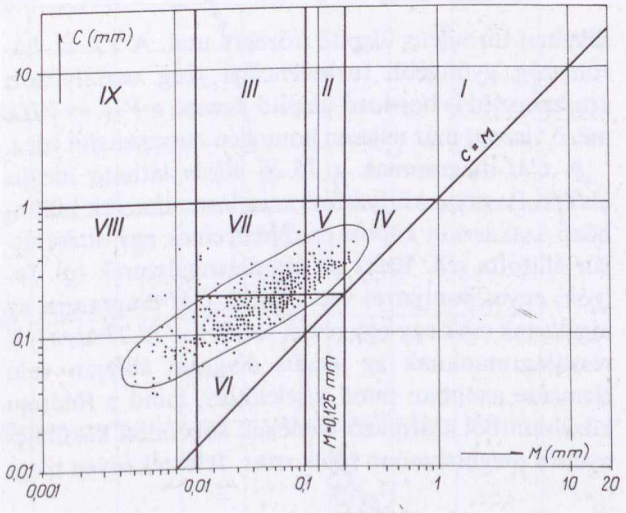


15.27 ábra. A Mississippi hordalékának részleges *CM*-diagramja PASSEGA (1964) szerint

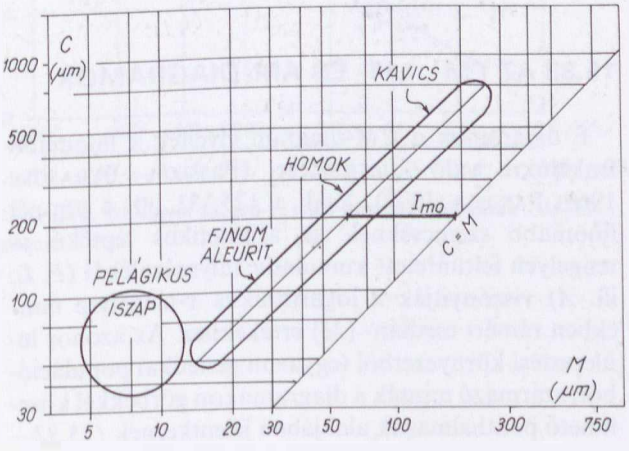
A durva pontok a mederfenéki, a finom pontok a lebegtetett hordalékot jelentik.



15.28 ábra. Az algyői alsó-pannon korú Deszki Konglomerátum *CM*-diagramja a görgetett szemcsék túlsúlya mellett az osztályozott és az egyöntetű szuszpenzió megjelenését tanúsítja

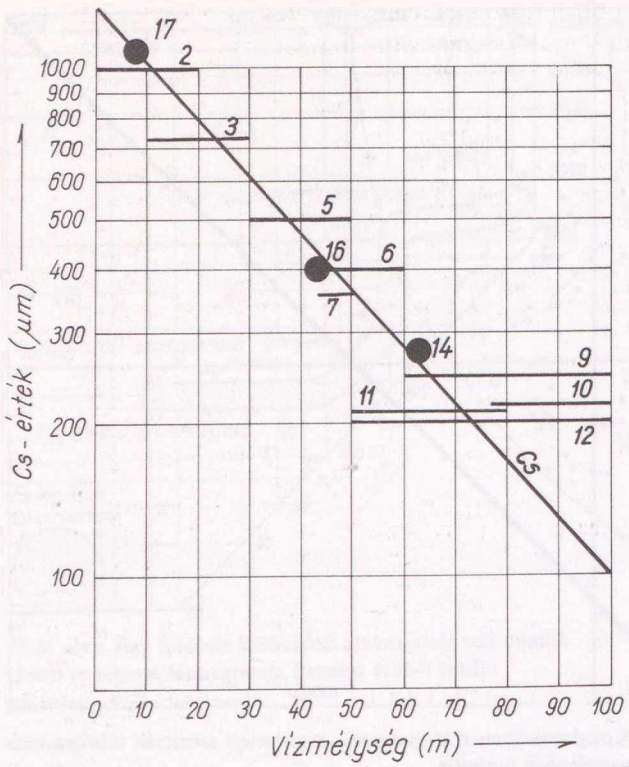


15.29 ábra. Az algyői Szeged-1. szénhidrogén-telep homokkőmintáinak *CM*-diagramja a görgetett szemcsék hiányára és osztályozott szuszpenzióra utal, bár a pontok egy része a homogén szuszpenzió mezejébe esik



15.30 ábra. Zagyáram-üledékek (pl. flis) és pelágikus iszapok ideális *CM*-diagramja PASSEGA (1964) szerint

I_{mo} = Maximális osztályozottsági index.



15.31 ábra. A vízmélység hozzávetőleges meghatározása fiatal üledékeknek a *CM*-diagramból leolvasható *Cs*-értékei alapján (PASSEGA 1964)

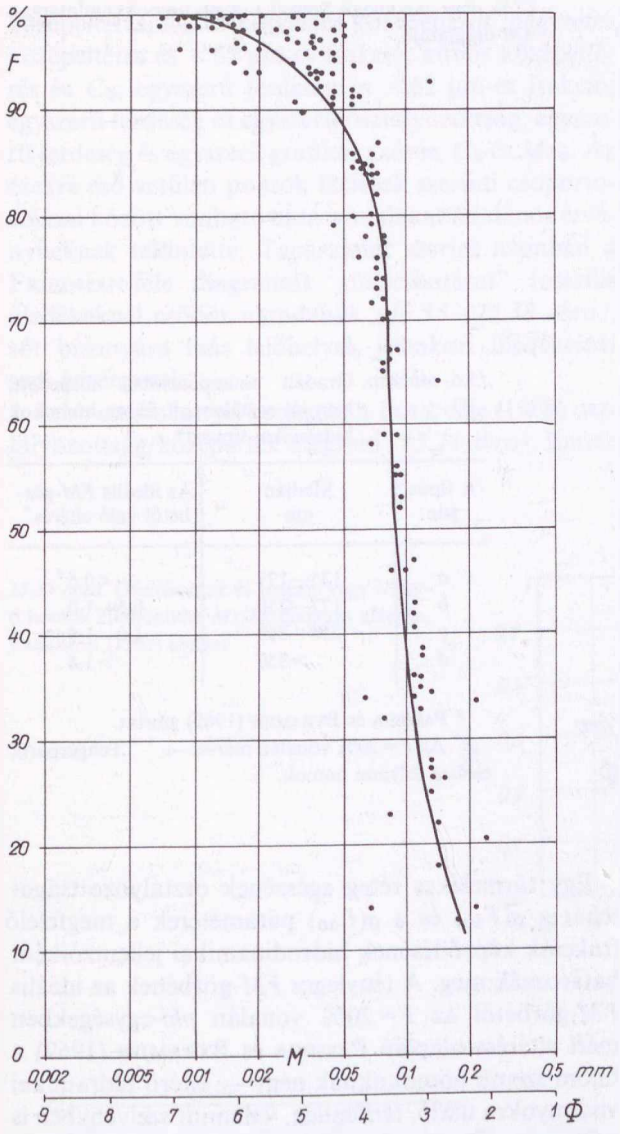
A fekete pontok ismert mélységű jelenkori üledékek, a vastag vonalak (jelentékeny szórással) pliocén–helvéti korú üledékek *Cs*-értékeit jelzik.

sékelten turbulens ülepítő közegre utal. A *VI.* sz. háromszög gyöngébb turbulenciája még osztályozott szuszpenziót is hordozó ülepítő ágenst, a *VII.* és *VIII.* mező viszont már teljesen homogén szuszpenziót jelez.

A *CM*-diagramnak a *15.26 ábrán* látható ideális alakját PASSEGA különböző áramlásrendszerek különböző szakaszain kapott eredményeinek egyesítése útján állította elő. Ezért az áramlásrendszerek (pl. folyók) egyes pontjairól vett minták *CM*-diagramjai az ideálisnak csak egy-egy részét teszik ki *(15.27 ábra)*. E részdiagramoknak az ideális diagram alapján való elemzése azonban mind a jelenkori, mind a földtani közelmúltból származó üledékek képződési körülményeiről megbízhatóan tájékoztat. Jelentékenyen megkönnyíti a folyóvízi, a tenger- (vagy tó-) parti, a turbidites (flis és flisoid), valamint a pelágikus fáciesek elkülönítését *(15.28—15.30 ábra)*. Mivel a maximális turbulenciát kifejező *Cs*-értékeknek egy rétegsor egymás fölött következő tagjaiban észlelhető csökkenése az üledékgyűjtő medence mélyülésének jeléül is felfogható, ebből — megfelelő őslénytani ellenőrzés mellett — *elvileg* a vízmélység abszolút értéke is meghatározható *(15.31 ábra)*. Erősen korlátozza azonban e módszer alkalmazhatóságát, hogy a vízmozgás (hullámzás) intenzitás-változásának a mélyülésen kívül más okai is lehetnek. Erre utalnak a különböző tengerrészek hullámzási sajátságai között egyidejűleg fennálló különbségek is.

15.83 AZ FM-, LM- ÉS AM-DIAGRAMOK

E diagramok a *CM*-diagram elvének a finomabb frakciókra való kiterjesztései (PASSEGA—BYRAMJEE 1969; PASSEGA 1972). Ezek a 125, 31, ill. 4 μm-nél finomabb szemcséknek az aritmetikus léptékű *y*-tengelyen feltüntetett kumulatív súlyszázalékát (*F*, *L*, ill. *A*) viszonyítják a logaritmikus *x*-tengelyre mmekben rámért medián- (*M*) értékekhez. Az azonos leülepedési környezetből (egyazon genetikai populációból) származó minták a diagramokon görbékkel közelíthető ponthalmazok alakjában jelentkeznek *(15.32—15.34 ábra)*. Mindhárom görbe annál meredekebb, minél jobban osztályozott anyagról van szó. Tökéletes osztályozottság esetén az *FM*-, *LM*-, ill. *AM*-diagram középvonala rendre az $M = 125$, 31, ill. 4 μm és az 50%-os részarány vonalainak metszésén át az *y*-tengellyel párhuzamosan haladó függőleges. Ha az osztályozottság nem tökéletes, de nagyon jó, akkor az *FM*-görbe lejtése a diagram középpontja ($F = 50\%$, $M = 125$ μm) közelében nagyon meredek lesz, és megfelel az üledék kumulatív eloszlási görbéje 50% körüli

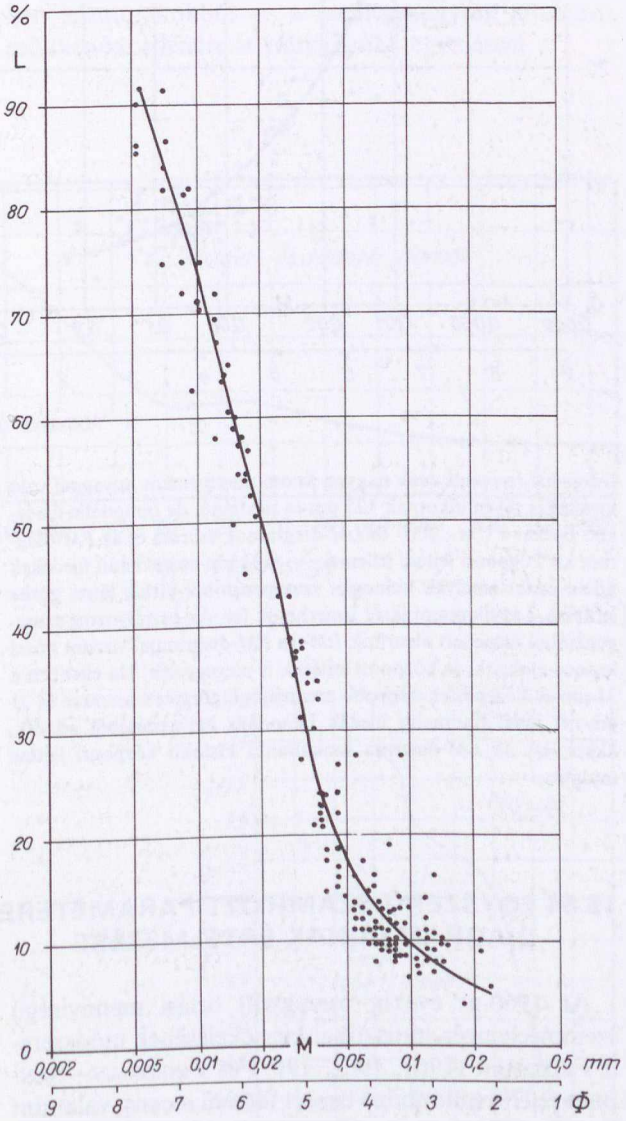


15.32 ábra. Az algyői Szeged-1. szénhidrogén-telep homokkőmintáinak PASSEGA—BYRAMJEE-féle (1969) *FM*-diagramja

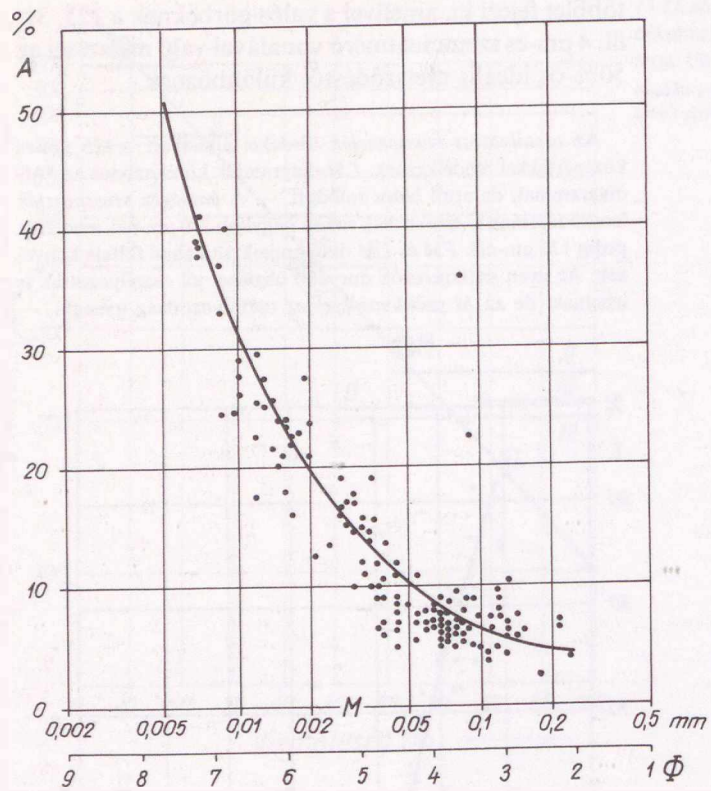
lejtésének. Az *FM*-diagramnak a középpont táján mutatkozó lejtése a 125 μm-es átlaghoz közeli *finomhomokok osztályozottsági grádiens*eként fogható fel [jele: $g(F_{50})$]. Az *FM*-diagram középső része azonban csak akkor szerkeszthető meg, ha az üledék *M*-értékei 100 és 180 μm között vannak.

Ugyanígy az *LM*-diagram központi lejtése *az aleurit*, az *AM*-é pedig *az agyag osztályozottsági grádiens*ét jelenti [jelzésük: $g(L_{50})$, ill. $g(A_{50})$]. Az osztályozottsági grádiensek értékét az az *y*-tengelyen mérhető %-többlet fejezi ki, amellyel a valós görbéknek a 125, 31, ill. 4 μm-es szemcseátmérő vonalával való metszései az 50%-os ideális metsződéstől különböznek.

Az *osztályozott szuszpenziók* üledékei általában ≥125 μm-es középértékkel rendelkeznek. *LM*-diagramjuk közel azonos az *FM*-diagrammal, de attól balra tolódott. — A *homogén szuszpenziók* lerakódásainak *C*-értéke csak ritkán nagyobb 250 μm-nél, mediánja pedig 125 μm-nél. *FM* és *LM* diagramjaik általában fölfelé konvexek. Az ilyen szuszpenziók durvább üledékei jól osztályozottak is lehetnek, de az *M* csökkenésével az osztályozottság gyengül. —



15.33 ábra. Az algyői Szeged-1. telep homokkőmintának *LM*-diagramja



15.34 ábra. Az algyői Szeged-1. telep homokkőmintáinak *AM*-diagramja

15.6. táblázat. Gradált szuszpenzióból ülepedett, igen jól osztályozott finom homokok hidraulikai típusai*

A típus jele	Medián μm	Az ideális *FM*-görbétől való eltérés+
a	125—177	<0,5++
b	177—250	0,5—1,0
c	250—350	1,0—1,5
d	>350	>1,5

* Passega és Byramjee (1969) szerint.
+ Az $F=20\%$ vonalán mérve. — ++ Tengerparti, esetleg folyami homok.

Görgetett szemcsék csak nagyon finom szuszpenziós anyaggal való keveredés révén alkotnak 125 μm-es mediánú, de bimodális üledéket. Ezeket a *CM-*, *FM-* és *LM*-diagramok szórása és az *FM*-diagram kis központi lejtése jellemzi. — A 31 μm-es mediánú üledékek közül azok, amelyek homogén szuszpenzióból jöttek létre, görbe lefutású *LM*-diagramjukról ismerhetők fel. Az osztályozott szuszpenzióból ülepedett aleuritok *LM-* és *FM*-diagramjai viszont közel azonos alakúak, és központi lejtésük is megegyezik. Ha ellenben a 31 μm-es középérték nagyobb mennyiségű görgetett szemcse és 31 μm-nél jóval finomabb üledék bimodális keveredéséből adódik, akkor ezt az *LM*-diagram szokatlanul kisfokú központi lejtése mutatja.

Egy törmelékes réteg egészének osztályozottságát tehát a $g(F_{50})$ és a $g(L_{50})$ paraméterek a megfelelő frakciók képződésének hidrodinamikai jellemzőiként határozzák meg. A tényleges *FM*-görbének az ideális *FM*-görbétől az $F=20\%$ vonalán *phi*-egységekben mért eltérése alapján Passega és Byramjee (1969) a finom szemű homokoknak négy — eltérő hidraulikai viszonyokra utaló, térképileg, valamint szelvényben is különválasztható — típusát ismerte fel *(15.6. táblázat)*.

15.84 EGYSZERŰ SZÁMÍTOTT PARAMÉTEREK KÉTVÁLTOZÓS DIAGRAMJAINAK ÉRTELMEZÉSE

Az 1960-as évekig összegyűlt óriási mennyiségű szemcseelemzés statisztikai kiértékelésének módszereit Friedman (1961, 1962, 1967) és Friedman—Sanders (1978) különböző ismert fáciesű recens, valamint fosszilis üledékeken próbálta ki. Ezzel olyan tapasztalati összefüggéseket igyekezett találni az üledékek statisztikai jellemzői és azok ismert fáciesei között, amelyek pusztán a szemcseeloszlás útján is lehetővé teszik a múltbeli üledékek környezeti körülményeinek megállapítását. Evégett a közhasználatú szemcseparamé-

terek sorát a következőkkel egészítette ki:

— *egyszerű osztályozottság:* $So_s=1/2\,(\Phi_{95}-\Phi_5)$; (15.59)

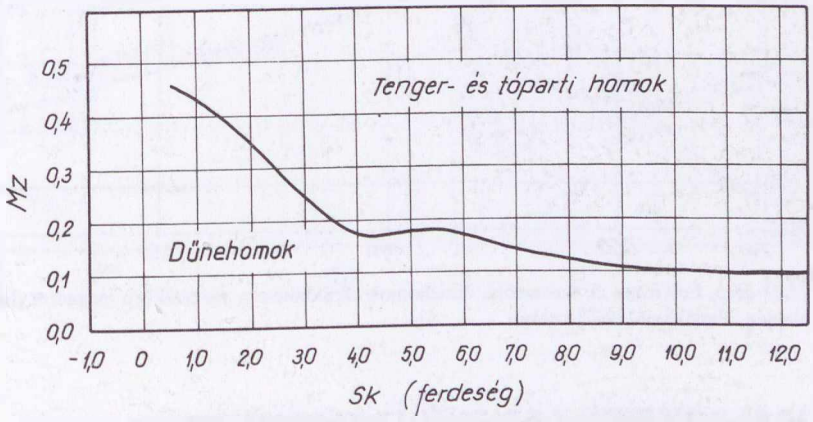
— *egyszerű ferdeség:* $\alpha_s=(\Phi_{95}+\Phi_5)-2\Phi_{50}$. (15.60)

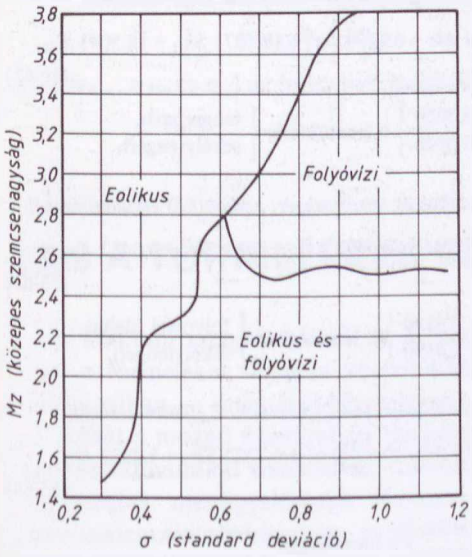
Több száz különböző fáciesű homokminta kiszámított paramétereit — többféle párosításban — kétváltozós diagramokban tüntette fel; pl.: *Mz* és σ; *Sk* és *Mz*; *Sk* és σ; *Sk* és K_G; köbös középeltérés és négyzetes

középeltérés; C_Φ és négyzetes középeltérés; négyzetes középeltérés és <62 μm-es frakció; köbös középeltérés és C_Φ; egyszerű ferdeség és <62 μm-es frakció; egyszerű ferdeség és egyszerű osztályozottság; egyszerű ferdeség és egyszerű grafikus szórás; C_Φ és Mz_Φ. Az ezekre eső vetületi pontok fáciesek szerinti csoportosulásai között vonható határvonalakat általános érvényűeknek tekintette. Tapasztalat szerint azonban a FRIEDMAN-féle diagramok „fácieshatárai" fosszilis üledékeknél csődöt mondanak *(15.35—15.38 ábra)*, sőt bizonyára más lelőhelyek jelenkori üledékeinél sem érvényesek.

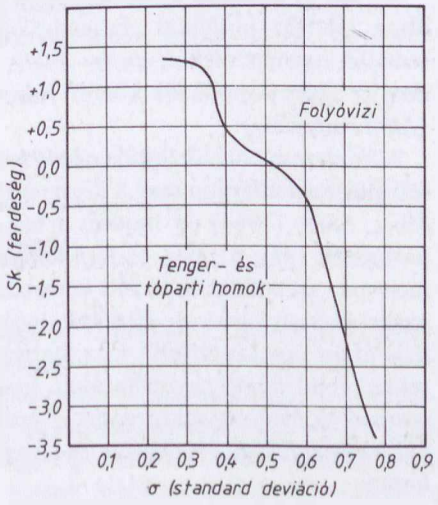
Jobb eredménnyel kecsegtet a FOLK-féle (1968) osztályozottság/középérték diagram *(15.24 ábra)*. Ennek szerzője abból indul ki, hogy a „tiszta" és a „vegyes" törmelékek osztályozottsága mind a tengerparti, mind a folyóvízi fáciesben egyaránt eltér egymástól. A szemcseméretet ui. a lepusztulási területről érkező anyag szemcseösszetétele, „kevert" vagy „tiszta" jellegét pedig a leülepedési környezet határozza meg. A tiszta populációkat az ütemes, de állandó energiaszintű vízmozgás hozza létre. Pszéfitektől a pélitekig terjedő, teljes törmelékspektrumot szolgáltató lepusztulási terület esetén egy ideális üledékgyűjtőben a parttól távolodva a jól osztályozott („tiszta") és a gyengén osztályozott („vegyes") populációk — a 15.77. fejezetben jelzett okokból — a szemcsenagyság általános csökkenése ellenére is váltakoznak egymással.

15.35 ábra. Dűnehomok és tenger- vagy tóparti homok elkülönítése *Mz/Sk* diagram alapján, FRIEDMAN (1967) szerint

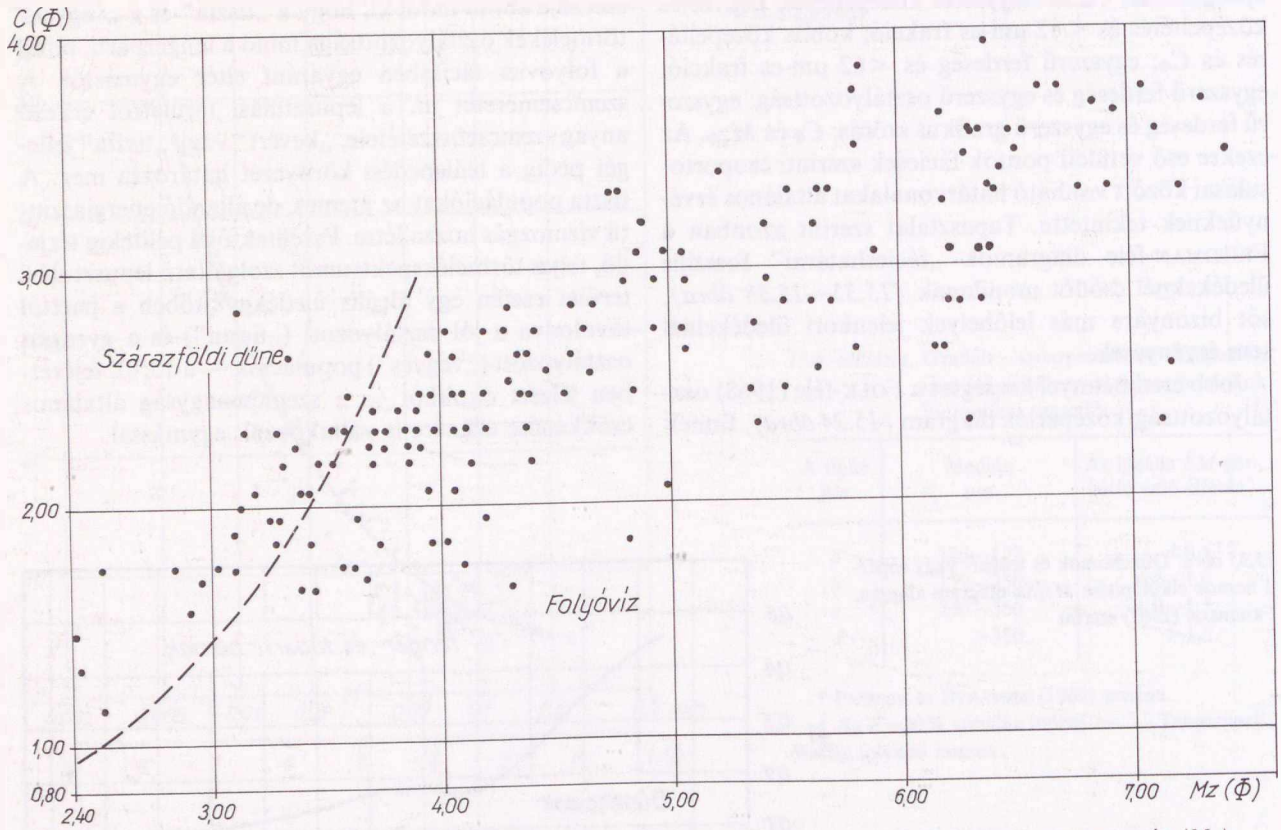




15.36 ábra. Közepes szemcseméret *(Mz)* és osztályozottság (standard deviáció: σ) diagramon az eolikus, folyóvízi és eolikus + folyóvízi fácies FRIEDMAN (1967) szerint elkülönül



15.37 ábra. Folyóvízi, ill. tenger- vagy tóparti homokok elkülönítése *Sk/σ* diagram alapján, FRIEDMAN (1967) szerint



15.38 ábra. Folyóvízi, ill. szárazföldi dűnehomok elkülönítése a *phi*-értékben megadott durva *(C)*, ill. közepes szemcsenagyság *(Mz)* alapján, FRIEDMAN (1967) szerint

15.85 KOMBINÁLT SZÁMÍTOTT PARAMÉTEREK DIAGRAMJAINAK ÉRTELMEZÉSE

Az efféle eljárások egyik fajtájánál az egy populációhoz tartozó mintákat matematikai módszerekkel rendelik egymás mellé *(cluster analízis)*, és állapítják meg az egyes populációk közötti hasonlóság mértékét *(faktor analízis)*.

A módszerek másik fajtája *diszkriminánsegyenletek* felállításával állapítja meg a környezetjelző paramétereket. SAHU (1964) ily módon a négy fő statisztikus paraméter (Mz, σ_1, Sk_1 és K_G) felhasználásával négy fáciespár szétválasztását véli keresztülvihetőnek. 203 ismert fáciesű jelenkori üledékre diszkriminiátor analízis útján úgy számította ki a statisztikus paraméterekhez rendelendő együtthatókat, hogy az egyenletek számszerű megoldásakor nyert Y-értékek helyességének valószínűsége 5% legyen. A következő eredményt kapta:

1. *Eolikus és tengerparti homokok elkülönítésénél:*

$$Y_1 = -3{,}5688\ Mz + 3{,}7016\ \sigma_1^2 - 2{,}0766\ Sk_1 + 3{,}1135\ K_G. \quad (15.61)$$

Ha $Y_1 > -2{,}7411$ } a homok(kő) { eolikus,
ha $Y_1 < -2{,}7411$ } { tengerparti.

2. *Tengerparti és sekélytengeri homokok elkülönítésénél:*

$$Y_2 = 15{,}6534\ Mz + 65{,}7091\ \sigma_1^2 + 18{,}1071\ Sk_1 + 18{,}5043\ K_G. \quad (15.62)$$

Ha $Y_2 > 65{,}3650$ } a homok(kő) { tengerparti,
ha $Y_2 < 65{,}3650$ } { sekélytengeri.

3. *Folyóvízi (delta) és sekélytengeri homok(kő) elkülönítésénél:*

$$Y_3 = 0{,}2852\ Mz - 8{,}7604\ \sigma_1^2 - 4{,}8932\ Sk_1 + 0{,}0482\ K_G. \quad (15.63)$$

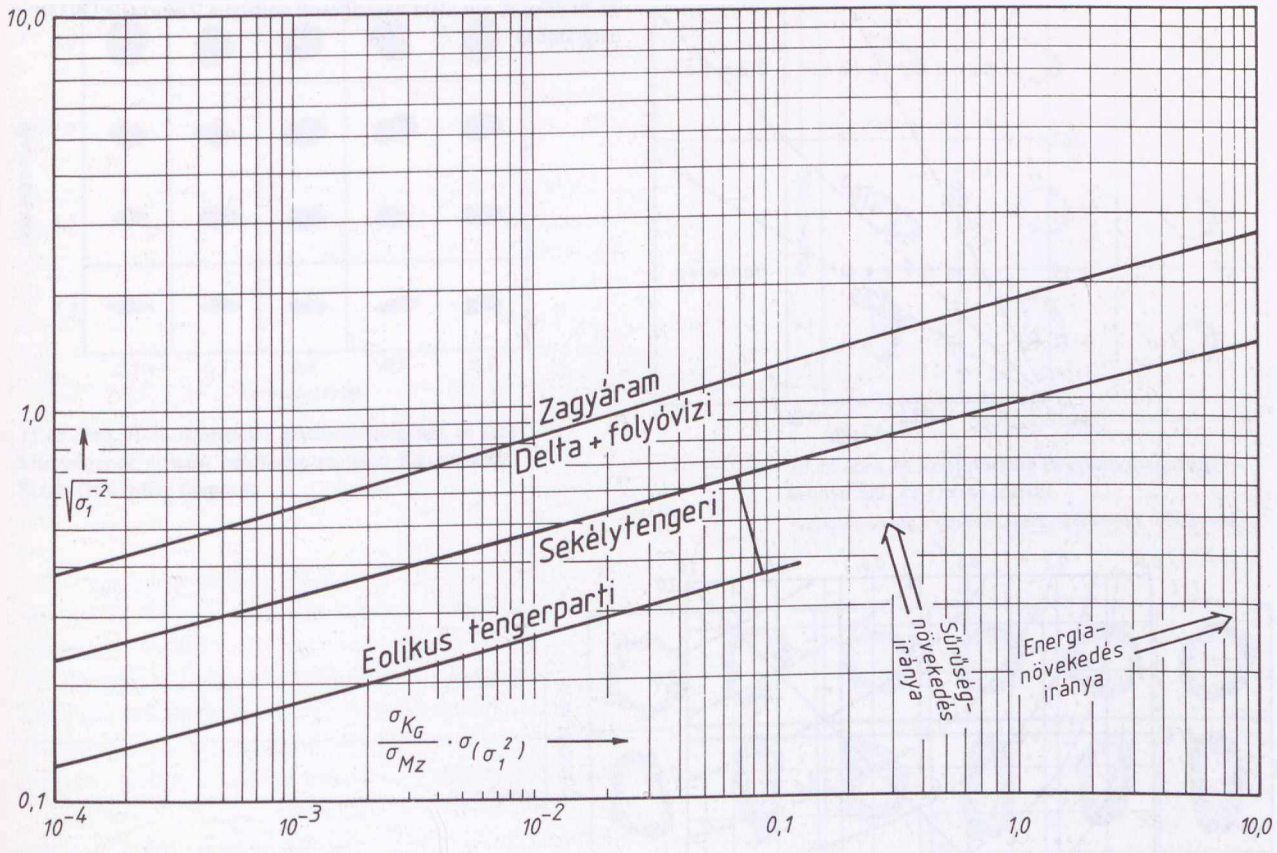
Ha $Y_3 > -7{,}4190$ } a homok(kő) { folyóvízi (delta),
ha $Y_3 < -7{,}4190$ } { sekélytengeri.

4. *Turbidites és folyóvízi (delta) homokok elkülönítésénél:*

$$Y_4 = 0{,}7215\ Mz - 0{,}4030\ \sigma_1^2 + 6{,}7322\ Sk_1 + 5{,}2927\ K_G. \quad (15.64)$$

Ha $Y_4 > 9{,}8433$ } a homok(kő) { turbidites,
ha $Y_4 < 9{,}8433$ } { folyóvízi (delta).

Egy az alapparaméterekből levezetett másik értelmezési eljárás során SAHU (1964) a log-log diagram y-tengelyén a vizsgálandó populáció (vagyis egy adott



15.39 ábra. A SAHU-féle fáciesdiagram
(Bővebb magyarázat a szövegben.)

szintbe tartozó, homogén kifejlődés) variencia-átlagának négyzetgyökét ($\sqrt{\sigma_1^{-2}}$), x-tengelyén pedig a következő kifejezést ábrázolja *(15.39. ábra)*:

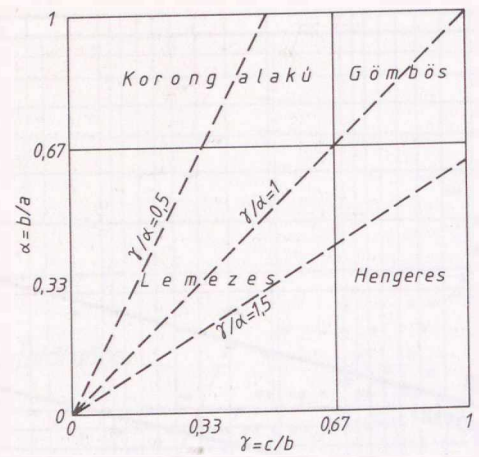
$$(\sigma_{K_G}/\sigma_{Mz})\sigma_{\sigma_1^2}, \qquad (15.65a)$$

ahol σ_{K_G}, σ_{Mz} és $\sigma_{\sigma_1^2}$ az indexben megjelölt statisztikus paramétereknek a vizsgált populációban tapasztalt szórása. A SAHU által tapasztalatilag megállapított fáciesmezők elhatárolását az Algyő környéki kőolajterület durvatörmelékes összletének más módszerekkel is ellenőrzött vizsgálata megerősítette (BÉRCZI—VICZIÁN 1973).

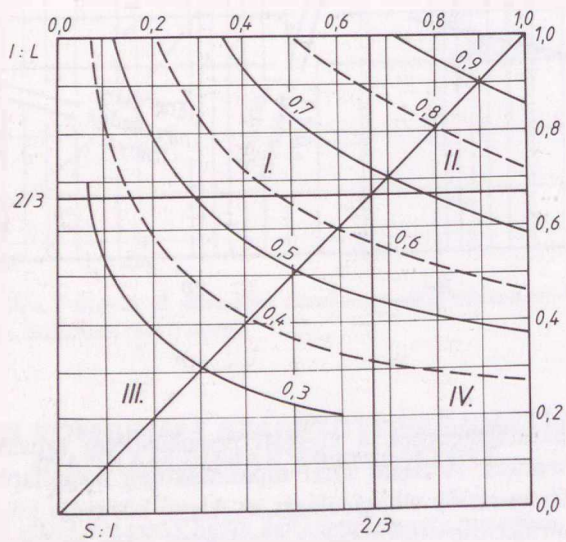
15.9 A TÖRMELÉKES SZEMCSÉK ALAKTANA

Az alaktani vizsgálatoknak az az alapgondolatuk, hogy a törmelékes szemcse körvonalában és felszíni sajátságaiban — méretétől függetlenül — a „története" (tehát a mozgó fluidumban tanúsított hidraulikai vagy aerodinamikai viselkedése) tükröződik. Növeli a szemcsealak megfigyelésének fontosságát annak a szemcseelemzés eredményére gyakorolt hatása is. A szemcsék alakját azok három egymásra merőleges irányban meghatározott méretének a viszonya fejezi ki, ahol $a > b > c$. A szemcse alakját többen e három érték különböző hányadosai [$b/a = \alpha$, $c/b = \gamma$, $c/a = \beta$, ill. $(a-b):(a-c)$] számszerű értékeinek táblázatba foglalásával, vagy derékszögű koordináta-rendszerben való feltüntetésével igyekeztek leírni. A γ és α hányadosok ZINGG (1935)-féle grafikonja *(15.40 ábra)* azonban azt mutatja, hogy az $F = \gamma/\alpha = ac/b^2$ alaki tényező értéke igen különböző alakú szemcséknél is azonos lehet. Ennek ellenére ZINGG-nek (1935) a szemcse leghosszabb ($a = L$), közepes ($b = I$) és legrövidebb ($c = S$) tengelyéből alkotott $I:L$ és $S:I$ hányadosok segítségével a következő négy szemcsetípust sikerült megkülönböztetnie *(15.41 ábra)*:

(1) Korong alakú: $I:L > 0{,}67$, $S:I < 0{,}67$;

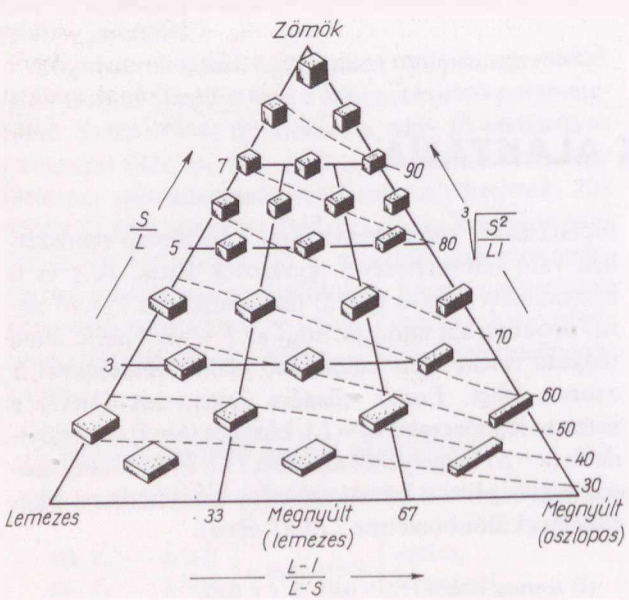


15.40 ábra. A γ/α alaki hányadosok vonalai a ZINGG-féle (1935) diagramban



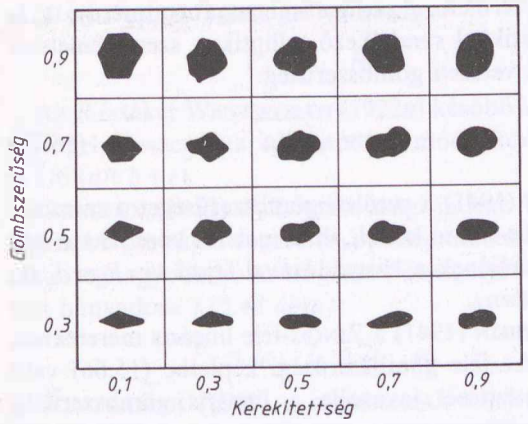
15.41 ábra. A ZINGG-féle szemcsealak-típusok *(I–IV)* és a WADELL-féle szfericitási értékek összefüggése

I. A korong alakú, *II.* a gömbszerű, *III.* a lemezes, *IV.* a hengeres szemcsék mezeje. — A görbék az egyenlő szfericitás-értékek vonalai.

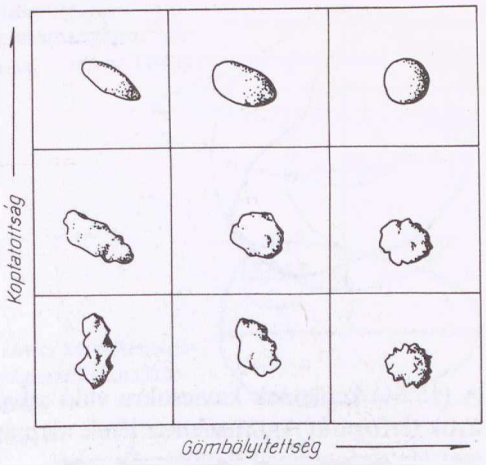


15.42 ábra. A szemcsék termetét szemléltető SNEED—FOLK-féle (1958) háromszögdiagram

L: a leghosszabb, *I:* a közbülső, *S:* a legrövidebb egymásra merőleges szemcsetengely.

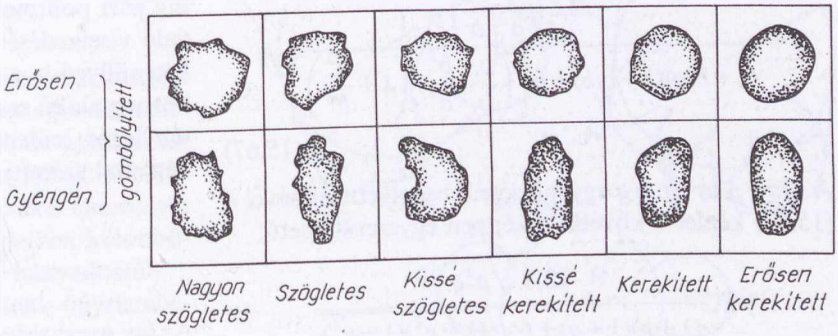


15.43 ábra. Homokszemcsék gömbszerűségének és kerekítettségének vizuális becslésére szolgáló KRUMBEIN—SLOSS (1963)-féle diagram



15.44 ábra. A koptatottság és gömbölyítettség viszonya SELLEY (1976) szerint

A gömbölyítettség a kiindulási anyag szerkezetének is függvénye.



15.45 ábra. Homokszemcsék kerekítettségi és gömbszerűségi osztályai POWERS (1953) szerint

(2) Gömbszerű: $I : L > 0{,}67$, $S : I > 0{,}67$;
(3) Lemezes: $I : L < 0{,}67$, $S : I < 0{,}67$;
(4) Hengeres: $I : L < 0{,}67$, $S : I > 0{,}67$.

SCHNEIDERHÖHN, PAULA (1954) a legnagyobb szélességből (W) és a legnagyobb hosszúságból (L) a megnyúltsági hányadost képzi: $M = W : L$. A szemcsék termetének a három említett főtengelyre épült nevezéktanát leghívebben mégis a SNEED—FOLK-féle (1958) háromszögdiagram szemlélteti *(15.42 ábra)*.

Attól függően, hogy e méreteket 3 vagy 2 dimenzióban tekintjük-e, beszélünk a szemcsék gömbszerűségéről, ill. kerekítettségéről (koptatottságáról). E két fogalom viszonyát a *15.43—15.45 ábra* fejezi ki: a gömbszerű szemcsék egyúttal tökéletesen kerekítettek is; a jól kerekített szemcsék azonban nem szükségképpen gömbszerűek. Vékonycsiszolatban csak a kerekítettség fokának rögzítése lehetséges; ez azonban FRIEDMAN (1958, 1962) szerint összehasonlítható a szitálás vagy ülepítés után megállapított háromdimenziós méretekkel. Az alaki tényezők FOURIER-sorának analízise rétegtani elemzés és párhuzamosítás céljára is felhasználható.

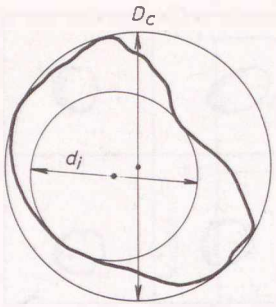
15.91 A GÖMBSZERŰSÉG

A gömbölyűség (szfericitás) elméletileg a törmelékes szemcse felületének (F) a vele azonos térfogatú gömb felületéhez (F_g) való viszonya (WADELL 1932):

$$\Psi_{\text{elméleti}} = \frac{F_{(\text{szemcse})}}{F_{g\ (\text{egyenlő térf. gömb})}}. \qquad (15.65b)$$

Minthogy a törmelékszemcsék többnyire szabálytalan felületét nehéz lenne megmérni, a gömbszerűség mértékét a gyakorlatban a szemcse térfogatának (V_{sz}) a köré írható gömb térfogatától (V_{kig}) való eltérésével fejezik ki:

$$\Psi_{\text{gyakorlati}} = \sqrt[3]{\frac{V_{(\text{szemcse})}}{V_{(\text{köré írt gömb})}}}. \qquad (15.66)$$



15.46 ábra. A „vetületi gömbszerűség" meghatározásának elve RILEY (1941) szerint

A (15.66) képletnek kavicsokra való alkalmazásakor azok térfogatát ARCHIMÉDESZ tétele alapján, a kiszorított víz térfogatával határozzák meg.

ASCHENBRENNER (1956) a szemcsék gömbszerűségét egy a kocka és az oktaéder kombinációjából álló, 14 lapú test torzulásából kiindulva, a következő képlettel számítja:

$$\psi = \frac{12{,}8\left(\frac{b^2}{a^2}\frac{c}{b}\right)^{1/3}}{(1+b/a)(1+c/b)+6\left[\left(1+\frac{b^2}{a^2}\right)\left(1+\frac{c^2}{b^2}\right)\right]^{1/2}}. \tag{15.67}$$

A $b/a=p$ és $c/b=q$ egyenlőségek behelyettesítésével a (15.67) képlet a következőképpen egyszerűsíthető:

$$\psi = \frac{12{,}8\sqrt[3]{p^2q}}{(1+p)(1+q)+6\sqrt{(1+p^2)(1+q^2)}}. \tag{15.68}$$

Mivel a homokszemcsék — kicsinységük miatt — általában csak harántmetszetben vizsgálhatók, vékonycsiszolatban a gömbbel való összehasonlítás helyett a metszetükkel azonos területű körökhöz való hasonlításukkal kell megelégednünk. WADELL (1933) szerint ezt az ún. vetületi (vagy kétdimenziós) gömbszerűséget a metszettel egyenlő területű kör d átmérőjének és a metszet köré írható kör D átmérőjének hányadosa fejezi ki:

$$\psi'' = \frac{d}{D} = \frac{2\sqrt{A/\pi}}{a'}. \tag{15.69}$$

Itt A a szemcse metszetének planiméterrel meghatározható területe, a' pedig a leghosszabb átmérője. a' és c' átmérőkkel rendelkező, elliptikus szemcsemetszet esetén a vetületi gömbszerűség:

$$\psi = \sqrt{c'/a'}. \tag{15.70}$$

RILEY (1941) a vetületi gömbszerűséget a szemcsemetszetbe írható kör d_i, ill. a metszet köré írható kör D_c átmérőjének a hányadosával fejezi ki: $R = d_i/D_c$ *(15.46 ábra)*.

KRUMBEIN (1941) a ZINGG-féle lineáris méreteknek a WADELL-féle gömbszerűségi képletbe (15.66) való behelyettesítését javasolja a lineáris gömbszerűség megállapítására:

$$\psi_1 = \sqrt[3]{\frac{LIS}{L^3}} = \sqrt[3]{\frac{bc}{a^2}} = \sqrt[3]{\alpha^2\gamma}. \tag{15.71}$$

A WADELL-féle (15.66) formula azonban nem mindig jelzi pontosan a szemcsének az ülepítő közegben való viselkedését (pl. egy hengeres szemcse gyorsabban süllyed le a vízben, mint az azonos térfogatú, de korong alakú szemcse). Ezért SNEED és FOLK (1958) a tényleges leülepedési gömbszerűséget a következő képlettel számítja *(15.42 ábra)*:

$$\psi_1 = \sqrt[3]{\frac{S^2}{LI}} = \sqrt[3]{\frac{c^2}{ab}}. \tag{15.72}$$

Az így nyert szám valóban jobb statisztikus korrelációban van a megfigyelt ülepedési sebességgel, mint a WADELL-féle gyakorlati szfericitás.

BRIGGS—MCCULLOCH—MOSER (1962) elismerik ugyan a gömb alakú szemcse mérete és ülepedési sebessége közötti szoros összefüggést, gömbtől eltérő alakú szemcsék esetén azonban azt meghatározatlannak tartják. Ezért inkább a *„dinamikus alaki tényező"* tapasztalati úton meghatározott értékeinek használatát javasolják.

DOBKINS és FOLK (1968) a ZINGG—KRUMBEIN-féle lineáris mérőszámokat felhasználva, a szemcsék ellipszicitását a következő képlettel kívánjuk meghatározni:

$$\varepsilon = S\frac{L(L-I)}{L-S-0{,}5} = c\frac{a(a-b)}{a-c-0{,}5}. \tag{15.73}$$

15.92 A KEREKÍTETTSÉG

A kerekítettség vagy koptatottság (k) a törmelékes szemcse éles–sarkos vagy görbült körvonalának két dimenzióban, a szemcse termetétől függetlenül megállapított mennyiségi kifejezése, amelyből a szállítás időtartamára és távolságára következtethetünk.

A WENTWORTH-féle (1919) kerekítettségi mutató (P_r) a szemcse legkisebb görbületi sugara (r_1) osztva a szemcse átlagos R sugarával, amely a szemcse D_1 ($=a$) legnagyobb hosszúsága és arra merőleges legnagyobb D_2 ($=b$) szélessége összegének az 1/4-e: [$R=$

$= (D_1 + D_2) : 4]$. Tehát *(15.47 ábra)*:

$$P_r = r_1 : R. \qquad (15.74)$$

Az R értékét WENTWORTH (1922a) később a három főtengely összegének egyhatodára módosította: $R = 1/6\ (a+b+c)$.

CAILLEUX (1952) P_i koptatottsági indexe a kavics legkisebb görbületi sugara (r_1) kétszeresének a szemcse L legnagyobb hosszúságával (főtengelyével) alkotott hányadosa *(15.48 ábra)*:

$$P_i = 2r_1 : L = 2r_1 : a. \qquad (15.75)$$

WENTWORTH (1919) a szemcsealak kifejezésére a leghosszabb (A) és a legrövidebb (C) méretből s az ezekre merőleges közepes (B) méretből számított L laposság és a K kerekítettségi hányados használatát javasolja:

$$L = \frac{A+B+C}{3}, \text{ ill. } K = \frac{A+B}{2C}. \qquad (15.76)$$

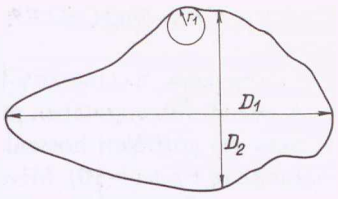
CAILLEUX (1952) a WENTWORTH-féle kerekítettségi hányadost megbízhatónak tartja, ha azt egymásra merőleges adatokból számították. Az általa ajánlott *lapultsági* (aplatissement) *index* — $A = 1/2\ (L+l)/E = 1/2\,(a+b)/c$, vagy a ZINGG-féle jelzéseket használva: $A = 1/2\ (1/\alpha\gamma + 1/\gamma)$ — csupán betűjeleiben különbözik a WENTWORTH-féle kerekítettségi hányadostól.

A szemcsemetszet egész körvonalának figyelembevétele céljából a kerekítettséget a

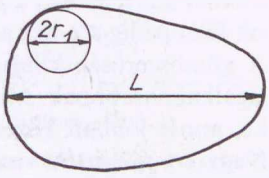
$$k = \sum (r/R) : N \qquad (15.77)$$

képlettel határozza meg. Itt r a kavicsmetszet kifelé ívelő körvonalrészleteinek görbületi sugara, R a szemcsébe írható legnagyobb kör sugara, N pedig a figyelembe vett szögletekbe írható körök száma *(15.49 ábra)*.

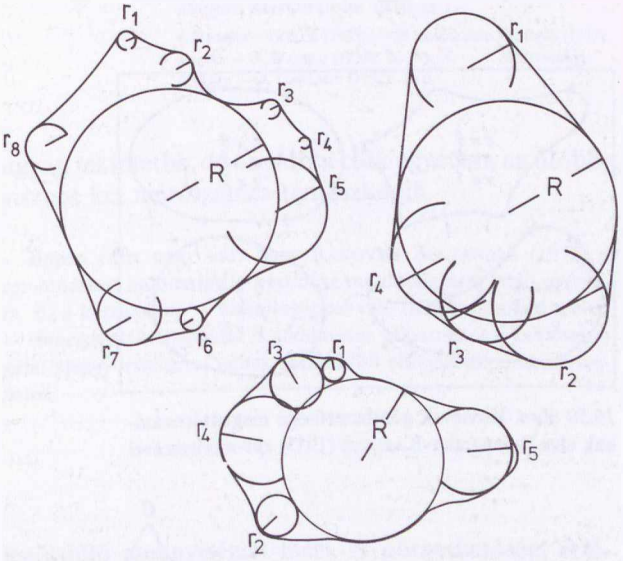
Hogy a szemcsék minden görbületi sugarának meghatározásával járó fáradságot megtakaríthassuk, RUSSELL—TAYLOR (1937), KRUMBEIN (1941), POWERS (1953), PETTIJOHN (1949, 1957), Paula SCHNEIDERHÖHN (1954) és mások olyan tipikus szemcse-keresztmetszeteket tartalmazó táblázatokat készítettek, amelyek határait a WADELL-féle (15.77) képlet alapján állapították meg *(15.43, 15.44, 15.45 ábra)*. Ezek segítségével a szemcsealak egyszerű vizuális összehasonlítással megállapítható. Nehézséget csupán a különböző szerzők skálabeosztásának és ehhez kapcsolódó elnevezéseinek különbségei okoznak *(15.7 táblázat)*.



15.47 ábra. A kerekítettség meghatározása WENTWORTH (1922) módszerével



15.48 ábra. A kavics kerekítettségének (koptatottságának) CAILLEUX-féle (1952) tényezői



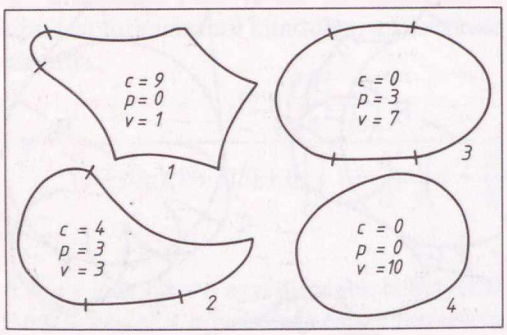
15.49 ábra. A kerekítettség meghatározása WADELL (1933) szerint

15.7. táblázat. A törmelékes szemcsék WADELL-féle kerekítettségi értékeinek különböző szerzők által használt skálabeosztása

Szerző	Skálabeosztás
RUSSELL—TAYLOR (1937)	0—0,15—0,30—0,50—0,70—1
KRUMBEIN (1941)	0—0,1—0,2—0,3—0,4—0,5—0,6—0,7—0,8—0,9—1
POWERS (1953)	0—0,12—0,17—0,25—0,35—0,49—0,70—1
PETTIJOHN (1957) és SCHNEIDERHÖHN (1954)	0—0,15—0,25—0,40—0,60—1

15.93 A CPV-MÓDSZER

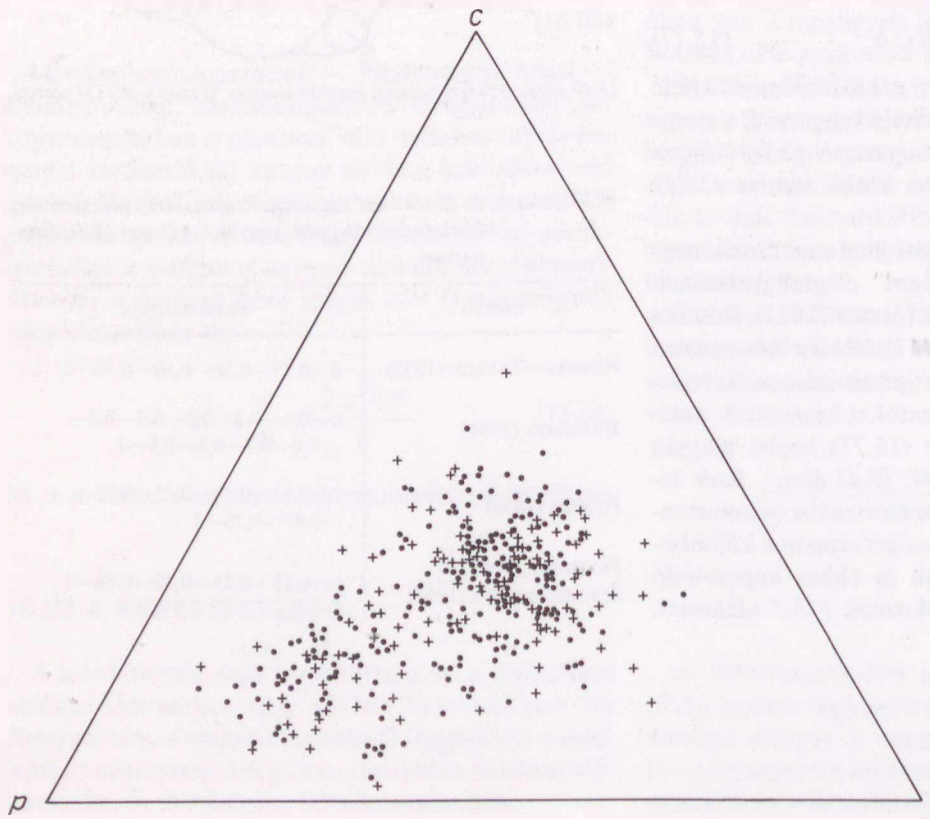
Kidolgozója, SZÁDECZKY-KARDOSS (1933), a kavicsok három főmetszetében mért konvex (v), sík (p) és konkáv (c) görbületi hosszak tízelékeit tekinti mérőszámnak ($c+p+v=10$). Mivel a mérési hibák elsősorban a sík felületek, ill. vonalrészek pontatlan elhatárolásából származnak, a p-érték egyik felét a c-hez, másik felét pedig a v-hez adja hozzá ($c+p/2$, ill. $v+p/2$). A gömbszerűség kifejezésére a $v+p/2$ értéket tartja legalkalmasabbnak. Minél nagyobb a szemcse v értéke, annál jobban közelít annak alakja a gömbéhez. Nagy $c+p/2$ érték viszont megnyúlt szemcsére utal *(15.50 ábra)*. A *cpv*-értékek nemcsak háromszögdiagramban *(15.51 ábra)*, hanem táblázatosan is ábrázolhatók (PÉCSINÉ DONÁTH É. 1958).



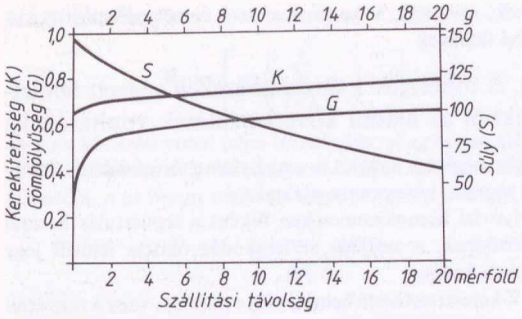
15.50 ábra. Kavicsok gömbszerűsége meghatározásának elve SZÁDECZKY-KARDOSS (1933) *cpv*-módszerével

* * *

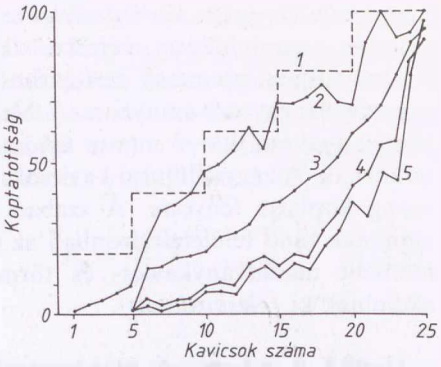
KRUMBEIN (1941) forgódobos kísérletei szerint a kezdetben kb. 5 cm átmérőjű mészkőkavicsok a „szállítási távolság" függvényében — viszonylag gyors súlyveszteség mellett — eleinte gyorsan, majd lassabban kerekedtek és gömbölyödtek *(15.52 ábra)*. Természetes környezetben végzett nagyszámú megfigyelés és mérés eredményeként azonban csakhamar bizonyossá vált, hogy a szállítási távolság (parti üledékeknél a szállítási időtartam) abszolút értékei egyik alakvizsgálati módszerrel sem állapíthatók meg. Csupán annak rögzítésére alkalmasak, hogy egy összlet melyik tagjának szemcséi szállítódtak hosszabb útvonalon, ill. annak melyik tagja lehetett hosszabb időn át a hullámzás hatásainak alávetve. A sokféle módszer között — még a legalkalmasabbnak tűnő kerekítettségi módszereken belül is — jelentékeny értékkülönbség van. SCHNEIDERHÖHN (1954) ellenőrző vizsgálatai szerint ui. *(15.53 ábra)* a RUSSELL—TAYLOR-féle koptatottsági értékeket leginkább a SZÁDECZKY-KARDOSS-féle módszerrel nyert ($v+p/2$) értékek közelítik meg, s ezek már a szállítás kezdetéhez fűződő kopást is jelzik.



15.51 ábra. Az algyői mélyfúrások deszki szintbeli (alsó-pannóniai) kavicsainak *cpv*-értékei lapos és mérsékelten, ill. elég jól kerekített szemcsékről tanúskodnak



15.52 ábra. 5 cm-es mészkőkavicsok súlyveszteségének *(S)*, gömbölyűségének *(G)* és kerekítettségének *(K)* növekedése a „szállítási távolság" függvényében, KRUMBEIN (1941) forgódobos kísérletei szerint



15.53 ábra. Diagram a különböző kavicskoptatottsági meghatározások összehasonlítására. — SCHNEIDERHÖHN PAULA (1954) táblázata alapján szerkesztette BÉRCZI I.

1. RUSSELL—TAYLOR (1937). — *2.* SZÁDECZKY-KARDOSS (1933): $v+p/2$. — *3.* WADELL (1933): $\Sigma(r/R)$: N. — *4.* WENTWORTH (1921a). — *5.* CAILLEUX (1952): $2r/L$.

Az egymáshoz közel álló WENTWORTH- és CAILLEUX-féle értékek a szállítás első felében alig, a második felében viszont hirtelen növekednek. A WADELL-féle értékek e két szélsőség között, de a RUSSELL—TAYLOR-fokozatoktól eléggé távol helyezkednek el. Az eltérő módszerekkel nyert értékek csak hosszabb szállítás után közelítik meg egymást. A különbségeknek az az oka, hogy a WENTWORTH- és a CAILLEUX-féle módszer a szemcséknek csak a legkevésbé kerekített helyeit ragadja meg. A WADELL- és a SZÁDECZKY-KARDOSS-féle módszer az egész szemcsefelületet veszi ugyan tekintetbe, de az előbbi csak egyetlen, az utóbbi viszont két mérőszámra támaszkodik.

Éppen ezért nagy kár, hogy RAKOVITS ZOLTÁNnak (1972) a *cpv*-módszert automatizáló készüléke mindmáig nem talált gyártóra. Ez a készülék ui. — számítógéppel való összekapcsolása esetén — tömeges alakvizsgálatra is alkalmassá válhatnék, s a kavicsvizsgálat meggyorsításával annak széles körű elterjedését eredményezhetné.

15.94 A GÖRGETHETŐSÉG

Ez a szemcse által a nehézségi erő lejtőirányú komponensével szemben kifejtett ellenállás mérőszáma. Tapasztalati úton, a szemcse gravitációs legördüléséhez szükséges legnagyobb lejtő hajlásszögével, a rézsűszöggel, mérjük (SHEPARD—YOUNG, 1961; KUENEN 1964b).

Ezen alapul KRYGLOWSKI (1964) több változatban előállított, tömegvizsgálatra alkalmas készüléke is. A készülék a 40°-ig megdönthető matt üveglapjára szórt szemcséknek az adott meredekségi intervallumokban legördülő mennyiségeit méri. A görgethetőségi értékek a következő képlettel számíthatók ki:

$$W_0 = 2400 - \frac{100\,nk}{N}. \qquad (15.78)$$

Itt N az összes vizsgált szemcse száma, n az egyes dőlésszög-osztályokban (0—2°, 2—4°, 4—6° stb.) legördült szemcsék száma, k pedig ezen osztályok közepes dőlésszöge (1°, 3°, 5° stb.).

15.95 A SZEMCSEFELSZÍN SAJÁTOSSÁGAI

A törmelékes szemcsék kialakulásának a mállással kezdődő s a szállításon át a lerakódásig tartó története alakjukon kívül felszínük sima és érdes voltában is tükröződik.

15.951 A szabad szemmel és fénymikroszkóppal látható bélyegek közül a szemcsefelszín fényes voltát általában vízi ülepedésnek, tompa fényét pedig légi szállításnak tulajdonítják. Az utóbbi esetben azonban az apró szemcsék fényességének csökkenését nem annyira a szállítás közbeni mechanikai koptatódással, hanem sivatagi körülmények között lejátszódó kémiai folyamatokkal (a kova és karbonát oldódásával és újra-kicsapódásával) magyarázzák (6.44. fejezet; *6.16 ábra*).

Az agyagos alapanyagba ágyazott, vízi ülepedésű kriptokristályos mészkő- és dolomittörmelék felülete gyakran simára, a mikrokristályos és ennél durvább szemcséjű karbonátoké viszont inkább érdesre oldódik. A folyóvízi szállítású és hullámverte törmelék

felületének simasága kerekítettségével együtt növekszik. A megmunkáltság mértéke a kaviccsal együtt szállított finom szemcsék éles–sarkos voltával és finomságával egyenes arányban nő. Mederkavicsok felületén gyakran 0,5—3 mm-es *ütközési rozetták* mutatkoznak. A zagyszállítású kavicsokat is a befoglaló agyag koptatja fényesre. A szabad szemmel legsimábbnak tűnő felületek azonban az eolikusan megmunkált maradványkavics- és törmelékdarabokon alakulnak ki *(éleskavicsok)*.

15.952 A pásztázó elektronmikroszkóppal látható bélyegek sorát a néhány μm-től néhány száz μm-ig terjedő

a) törésfelületek,
b) szögletek,
c) karcok, rovátkák, V-keresztmetszetű bemélyedések,
d) étetési felületek

alkotják. A többnyire kvarcszemcséken végzett felületelemzésekből az alábbi következtetések vonhatók le:

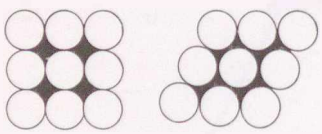
— az igen szögletes, kagylós és szabálytalan törésfelületek általában glaciális környezetre utalnak;
— a folyóvízi homokszemcséken főként a lepusztulás hatásai tükröződnek, a szállítás és lerakódás okozta felületi jegy azonban kevés;
— sok V-keresztmetszetű bemélyedés a parti öv, vagy a zagyárak heves vízmozgásaira utal;
— kerekded peremű bemélyedések és a lekerekített szemcsealak eolikus eredetre vallanak;
— az étetési görbék — amelyek gyakran elfedik vagy módosítják a korábbi felületi bélyegeket — a diagenezis során keletkező, sokszor tömény vegyi reagensektől származnak *(15.1.—15.6. tábla)*.

15.10 A TÖRMELÉKES SZEMCSÉK TÉRBELI ELHELYEZKEDÉSE

A törmelékes kőzetek küllemét — a szemcséik alaki tulajdonságain kívül — azok egymáshoz való viszonya is befolyásolja. A szemcsék elhelyezkedésének tömött volta és irányítottsága fontos genetikai következtetések forrása.

15.101 TÖMÖTTSÉG

Ez a szemcsehalmaz (kőzet) alkotói térbeli eloszlásának kifejezése. Szorosan összefügg a hézagtérfogattal (porozitással: 13. fejezet). Bármily időrabló művelet is az, a tömöttség fokának a megállapítása a kompakció és a cementáció alatti szöveti elváltozások megértése céljából nélkülözhetetlen. Mérését kavicsos vagy homokos egységek lerakódási felületeire merőleges vékonycsiszolatokban, két analóg elméleti modell teszi lehetővé: az *egyik* a szemcsék véletlen eloszlásán, a *másik* pedig az egyenlő sugarú gömbök elrendeződési lehetőségein alapul *(15.54 ábra)*. A gyakorlatban a tömöttség mértékét *vagy* közvetlenül (a szemcsék és a mátrix által elfoglalt területek arányával), *vagy* közvetve (a szemcse/szemcse, ill. a szemcse/mátrix érintkezések arányával) fejezzük ki. Ennek többféle módja lehetséges.



15.54 ábra. Gömb alakú homokszemcsék illeszkedésének metszeti képe

Balról a legnagyobb (47,7%-os), kockás, *jobbról* a legkisebb (25,9%-os) porozitást biztosító, romboéderes illeszkedés.

Az Allen-féle (1962) *tömörödési mutató* (condensation index) a rögzített és szabad szemcsék százalékarányát jelenti. Rögzítettnek minősül az a szemcse, amely a csiszolat síkjában kerületének több mint 50%-ával másik szemcséhez kapcsolódik. Szabad az a szemcse, amely kerületének több mint 50%-ával a mátrix anyagával érintkezik.

Mellon (1964) a kőzetváz szemcséi közötti átlagos távolságot, az ún. *tömöttségi ordinátatávolságot* (packing intercept) tekinti mérőszámnak.

Az Emery—Griffiths (1954) szerinti *tömöttségi mutató* (packing index):

$$P_i = \frac{N_q d_q}{t}. \qquad (15.79)$$

ahol N_q a szemcsekontaktusok száma, d_q a szemcsék átlagos átmérője, t a kimért vonal hosszúsága.

Kahn (1956) a következő, széles körben használt fogalmakat vezette be:

a) A *beágyazási sűrűség* (packing density) a kőzet törmelékszemcséinek a kötőanyaghoz viszonyított

százalékaránya:

$$P_d = \left[m\left(\sum_{i=1}^{n} q_i \right) : t \right] 100, \qquad (15.80)$$

ahol t a kimérési vonal teljes hosszúsága, q_i az éppen mért szemcse vonalbeli hossza, m a mikrométeres értékek mm-ekké alakításának állandója, n az összes megmért szemcse száma. Feltétel, hogy:

$$0 < \sum_{i=1}^{n} q_i \leq t. \qquad (15.81)$$

b) A *beágyazási közelség* (packing proximity) a t egyenes vonalszakasz mentén megfigyelt szemcse/szemcse érintkezéseknek (q) az összes érintkezési módok (pl. szemcse/szemcse, szemcse/kötőanyag, kötőanyag/pórus, szemcse/pórus stb.) n értékéhez viszonyított %-aránya. Ilyenkor $n \geq q \geq 0$ (NAGY 1965):

$$P_p = \frac{100q}{n}. \qquad (15.82)$$

15.102 IRÁNYÍTOTTSÁG

Ez alatt a szemcsék meghatározható vonal menti vagy síkbeli sajátságainak egy koordináta-rendszer tengelyéhez mért hajlásszögét értjük. Az alkalmazott mérési eljárások (1) egyedi szemcsékre vagy (2) szemcsehalmazokra vonatkoznak.

(1) *Egyedi szemcsék* háromdimenziós elhelyezkedését a feltárások, fúrási magok, vékonycsiszolatok kétdimenziós felületein végzett megfigyelés alapján többnyire csak becsülni lehet. Ilyenkor *vagy* az anizotróp ásványok kristálytani tengelyeinek optikai orientációját, *vagy* a hosszúkás részecskék hossztengelyeinek irányítottságát rögzítjük.

a) *Az optikai orientáció* megfigyelése nemcsak a szemcse és a mátrix, hanem a cement és a szemcse továbbnövekedési szegélyének az elkülönítését is lehetővé teszi. A kalcit, dolomit, kvarc, földpát *c*-tengelyei univerzális asztallal megállapított helyzetének diagramokban való ábrázolása nemcsak az elsődleges, hanem a tektonikai nyomás okozta átkristályosodási orientáció meghatározására is alkalmas. Ehhez azonban három vékonycsiszolatra van szükség: ezek közül egy a lerakódási felülettel párhuzamos, kettő pedig arra merőleges (SIPPEL 1971).

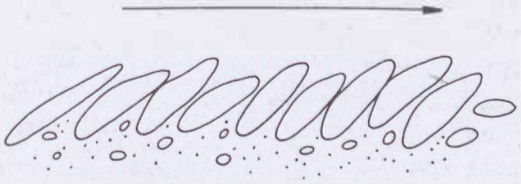
b) *A terepen és irányított mintákon laboratóriumban végzett közvetlen megfigyelésekkel* a szemcsék tengelyeinek irányát, dőlésszögét és zsindelyességének (*15.55 ábra*) típusát állapítjuk meg. A gyakorlatban elegendő a lemez és korong alakú szemcsék (kavicsok) leghosszabb (*a*) és középső (*b*) tengelyének dőlését és csapását sztereografikus vetületben vagy kördiagramban ábrázolni. Három eset lehetséges (*15.56 ábra*):

A) az *a*-tengelyek keresztezik a kavicsok dőlésirányát (a_k), s a *b*-tengelyek párhuzamosak azzal;

B) a *b*-tengelyek keresztezik a dőlésirányt, s az *a*-tengelyek párhuzamosak a dőléssel (a_p);

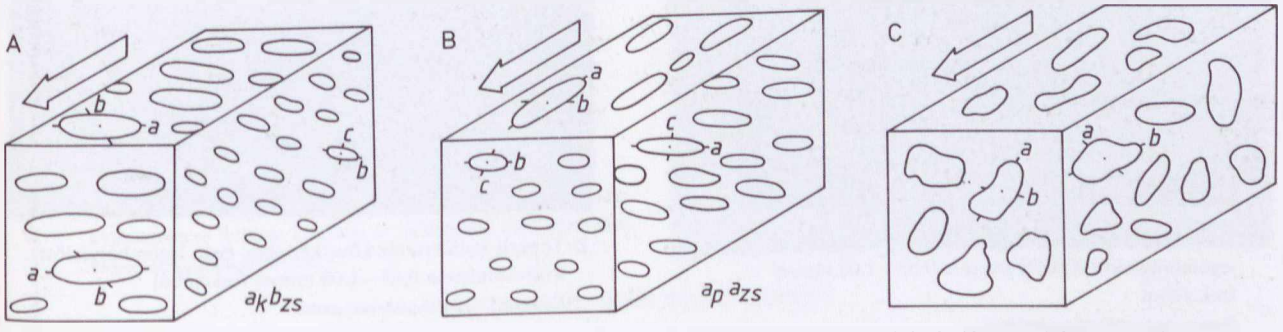
C) a kavicsok egyetlen tengelye sem párhuzamos a másikéval, valamennyi kavics más-más irányba dől.

*A horizontális rétegzésű, szemcsevázú konglomerátumok*ban gyakori *A*) és *B*) esetben a szemcsék *b*-, ill. *a-tengely* szerinti zsindelyes elhelyezkedéséről (*imbrikációjáról*: *15.56 ábra*), a *C*) esetben azok teljes irányítatlanságáról beszélünk. Az $a_k b_{zs}$ jelzésű *A*) esetben az üledéket lerakó közeg áramlása a kavicsokat a főtengely körül forgatja. Az $a_p a_{zs}$ jelzésű *B*) esetben pedig a legkisebb ellenállás (főtengelyükkel az áramlás) irá-



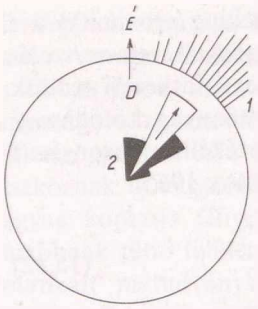
15.55 ábra. Jelenkori patakmeder mészkőtörmelékének tetőcserépszerű irányítottsága

A nyíl a víz folyásirányába mutat.



15.56 ábra. Törmelékes kőzetek szemcseirányítottságainak fő esetei az áramlásirányok föltüntetésével, WALKER (1975) nyomán

A és B irányított, C irányítatlan szemcseelhelyezkedés.



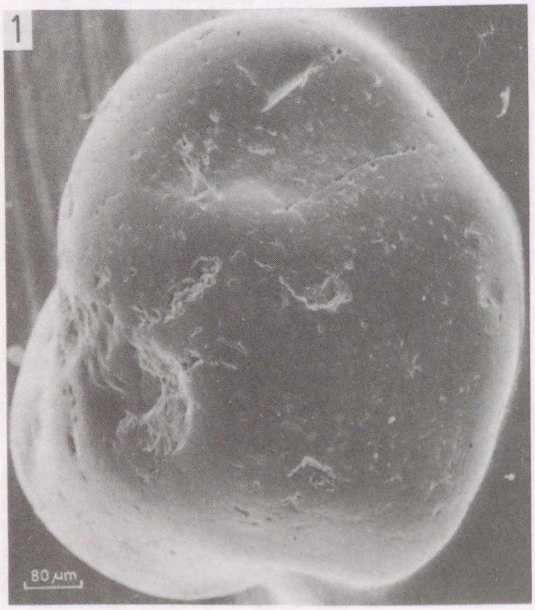
15.57 ábra. Diagram az imbrikáció *(1)* és az áramlási jegyek *(2)* azimutjainak összehasonlítására
PETTIJOHN (1975) után, módosítva.

nyába fordult kavicsok 15—30°-os dőléssel torlódnak egymásra. A zsindelyesség e két típusa világosan megkülönböztetendő a *keresztrétegzett kavicsok*nak a kavicshullám tetejéről való lecsúszásuk miatt áramlásirányba való dőlésétől (ami háztetőszerkezetet hozhat létre). A klasztok határozott irányítottsága — egymástól független meder fölötti mozgásukon kívül — stabilis helyzetben való leülepedésüket feltételezi. Ennek híján a klaszt áramlásirányba billen. *Az irányítatlan szemcséjű törmelékfelhalmozódások* (*C*) viszont vagy a szemcsék rendeződését lehetetlenné tevő, hirtelen leülepedésre, vagy olyan erősen viszkózus közegre utalnak, amely a szemcsék egymáshoz viszonyított szabad mozgását megakadályozza.

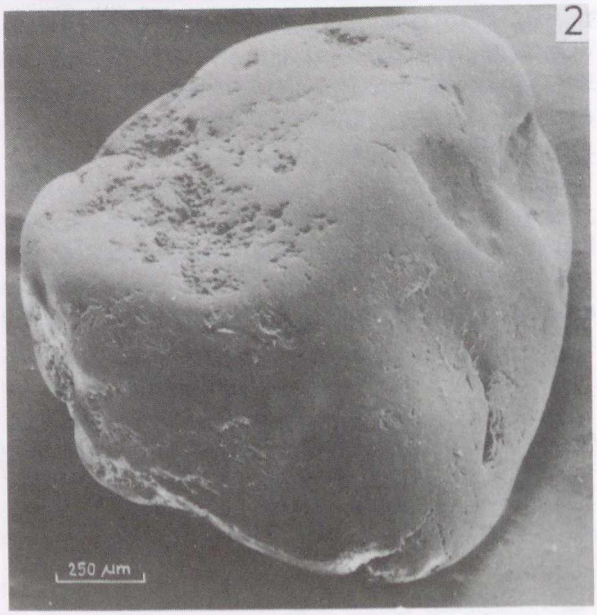
Az irányítottságot tehát az áramlás erőssége és turbulenciája, a mederfenék egyenetlensége („érdesség"-e) a részecskékre nehezedő nyomás és azok görgetve vagy csúsztatva történő mozgása befolyásolja (RUSNAK 1957). Értékeinek térképi ábrázolása alkalmas lehet ősáramok, őslejtők és ősi partvonalak rekonstruálására, különösen akkor, ha az így megállapított áramlási irányok a keresztrétegzés és homokfodrok segítségével megállapított folyásirányokkal is összhangban vannak *(15.57 ábra)*.

(2) *A halmazmérés* kvarcban gazdag üledék (vagy kőzet) esetén azon a föltevésen alapul, hogy a kristálytöredékek leghosszabb mérete a dielektromos és akusztikai viselkedés vagy a mágneses szuszceptibilitás alapján kijelölhető kristálytani *c*-tengellyel párhuzamos (REES 1968; SIPPEL 1971). Az elektronikus tömeganalízisek viszont vékonycsiszolatokon vagy különleges fényképeken tapogatják le az üledék durvább szemcséinek és a viszonylag sötétebb alapanyag eloszlását (BONHAM—SPOTTS 1971).

15.1. tábla



1. Tengerparti hullámverés következtében tökéletesen legömbölyödött kvarcszemcse a 0,63—1,00 mm-es frakcióból
Doville, Normandia (Franciaország).



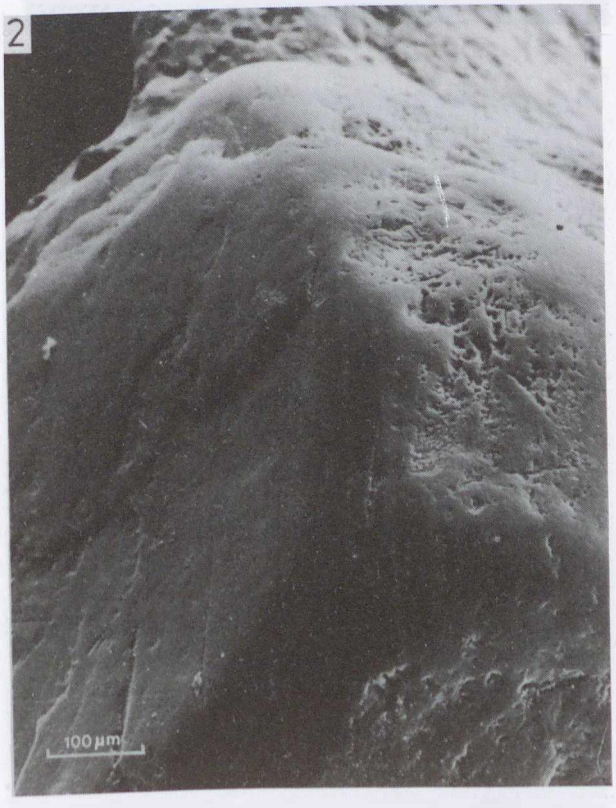
2. Tóparti hullámverés következtében élein legömbölyödött kvarcszemcse a 0,63—1,00 mm-es frakcióból
Kővágóörs. — Felső-pannóniai emelet.

Mindkettő DR. BORSY ZOLTÁN ajándéka.



1. Tengerparti hullámverés következtében tökéletesen legömbölyödött kvarcszemcse felülete ütközési kráterekkel és ezekből kiinduló, sugárirányú repedésekkel

Doville, Normandia (Franciaország).



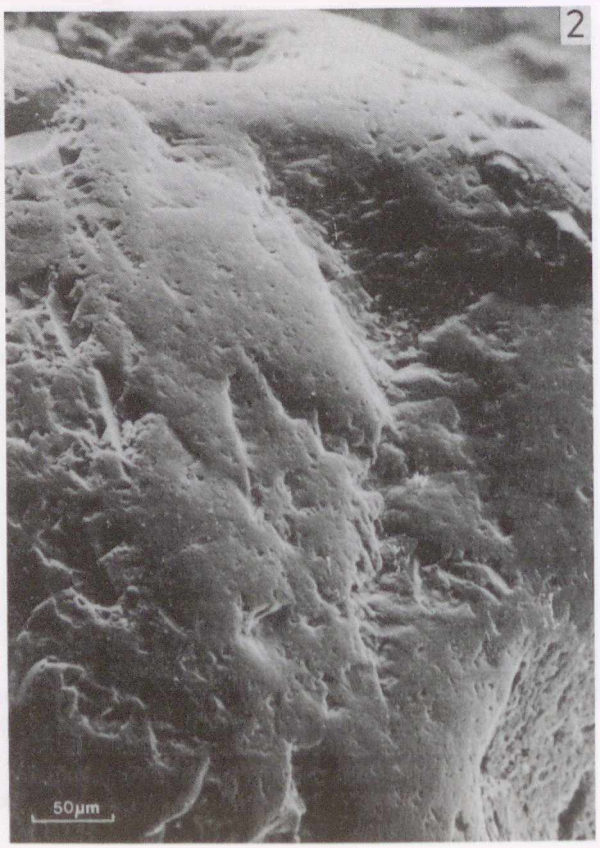
2. Tóparti hullámverés következtében élein legömbölyödött kvarcszemcse felülete ütközési és kioldódási mélyedésekkel

Tótkomlós, kutatófúrás: 373,0 m.

Mindkettő Dr. Borsy Zoltán ajándéka.



1. Lépcsős törésfelületekkel határolt, csak élein koptatott folyóvízi kvarchomokszemcse a 0,63—1,00 mm-es frakcióból
Detk, kutatófúrás: 896,8—896,9 m.



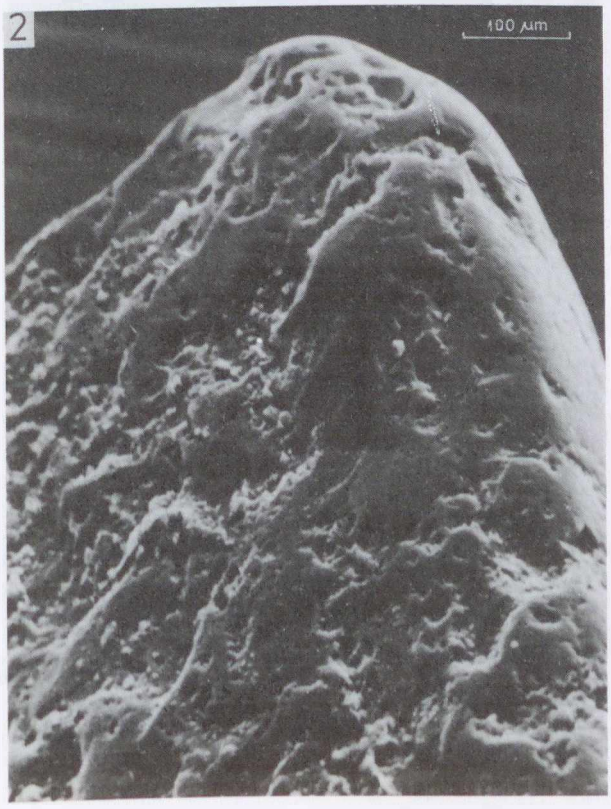
2. Gömbölyített folyóvízi kvarchomokszemcse törésfelületei és oldódási gödrei (a 0,63—1,00 mm-es frakcióból)
Nyárlőrinc, kutatófúrás: 128—132 m.

Mindkettő Dr. Borsy Zoltán ajándéka.



1—2. Kissé koptatott folyóvízi kvarchomokszemcsék jellemző töréses és kioldódásos felületekkel (a 0,63—1,00 mm-es frakcióból)

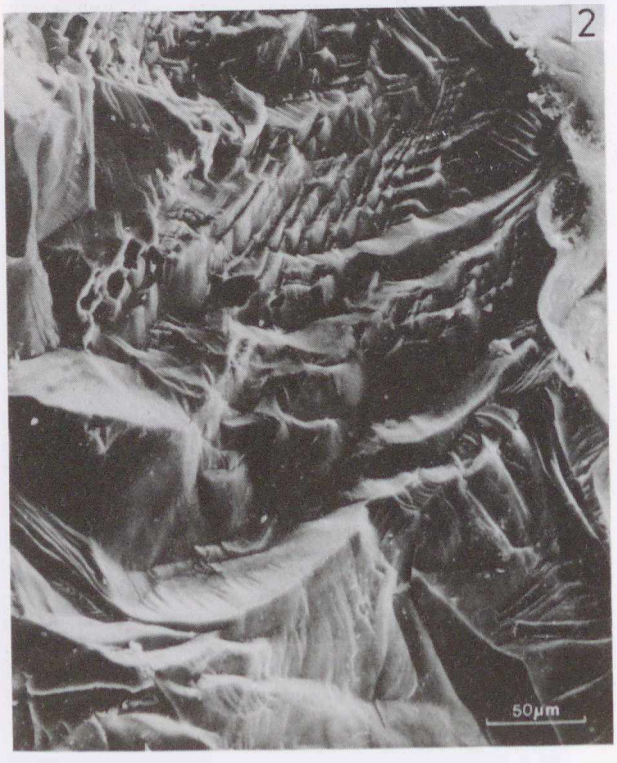
1. Jánoshalma, kutatófúrás: 76,8—77,0 m.
2. Jánoshalma, kutatófúrás: 157,3—157,6 m.



Mindkettő Dr. Borsy Zoltán ajándéka.

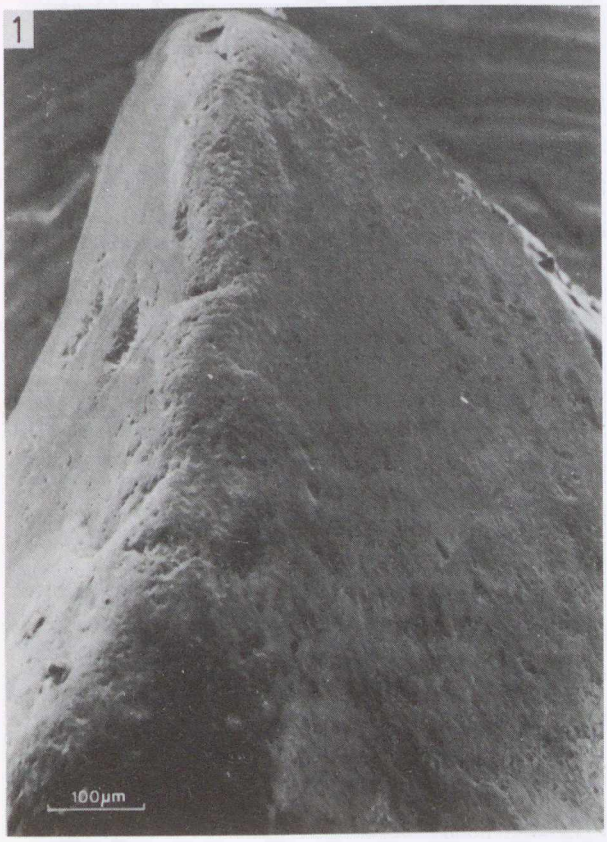


1. Viszonylag kis távolságú folyóvízi szállítás után leülepedett kvarchomokszemcse kagylós törési felületei (a 0,63—1,00 mm-es frakcióból)
Tótkomlós, kutatófúrás: 465,4—465,6 m.

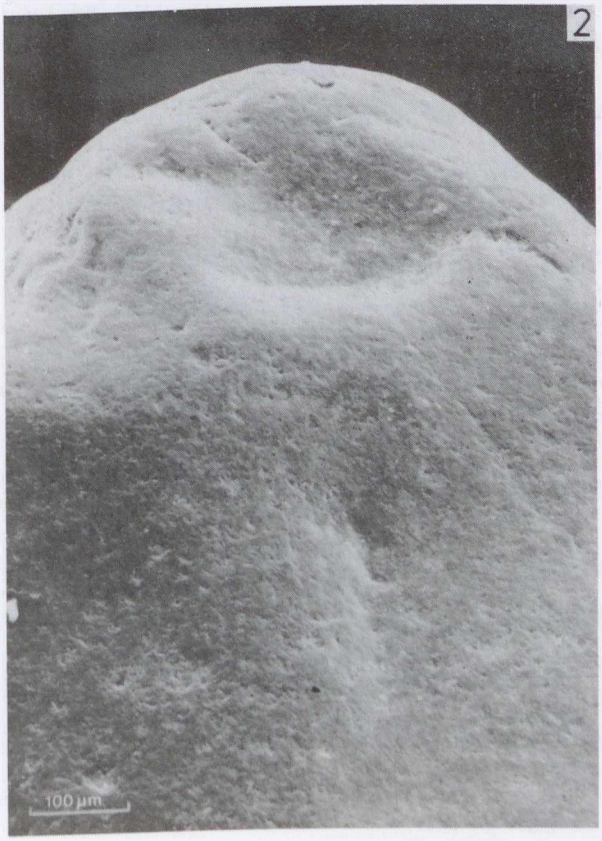


2. Viszonylag rövid folyóvízi szállítás után leülepedett kvarchomokszemcse szilánkos–kagylós törési felületei (a 0,63—1,00 mm-es frakcióból)

Mindkettő Dr. Borsy Zoltán ajándéka.



1. Koptatott élű futóhomokszemcse számtalan apró ütközésnyommal
Haláp (Nyírség).



2. Gömbölyített futóhomokszemcse apró ütközésnyomokkal borított felülete
Kuskuntyú, kutatófúrás: 6,0—6,2 m.

Mindkettő Dr. Borsy Zoltán ajándéka.

IRODALOM

ALLEN, J. R. L. 1962: Petrology, origin, and deposition of the highest Old Red Sandstone of Shropshire, England. — *J. Sed. Petrology*, **32**, 657—697.

ALLEN, T. 1968: *Particle Size Measurement.* — London: Chapman & Hall, 248 p.

ASCHENBRENNER, B. C. 1956: A new method of expressing particle sphericity. — *J. Sed. Petrology*, **26**, 15—31.

ATTERBERG, A. 1905: Die rationelle Klassifikation der Sande und Kiese. — *Chemische Zeitung*, **29**, 195—198.

BAGNOLD, R. A. 1941, 1954: *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes.* — London: Methuen, 265 p. (1. és 2. kiadás).

BAGNOLD, R. A.—BARNDORFF-NIELSEN, O. 1980: The pattern of natural size distribution. — *Sedimentology*, **27**, 199—207.

BALOGH K. 1971: Kőzetszerkezet és üledékfácies. — *In: Az üledékes petrológia újabb eredményei.* — Budapest: Mh. Földt. Társ., 1—57.

BÁRDOSSY GY. 1957: Statisztikai módszerek alkalmazása a földtanban. — *Földt. Közl.*, **87**, 325—342.

BÉRCZI I. 1971: A szemcseeloszlás-vizsgálatok statisztikus kiértékelése. — *In: Az üledékes petrológia újabb eredményei.* — Budapest: Mh. Földt. Társ., 59—121.

BÉRCZI I.—VICZIÁN I. 1973: Üledékes kőzettani vizsgálatok a délalföldi neogénben. — *Földt. Közl.*, **103**, 319—339.

BONHAM, L. C.—SPOTTS, J. H. 1971: Measurement of grain orientation. — *In:* CARVER, R. E. (ed.): *Procedures in Sedimentary Petrology.* — New York: Wiley-Intersc, 285—312.

BRIGGS, L. I.—MCCULLOCH, D. S.—MOSER, F. 1962: The hydraulic shape of sand particles. — *J. Sed. Petrology*, **32**, 645—656.

CADIGAN, R. A. 1954: Testing graphical methods of grain-size analysis of sandstones and siltstones. — *J. Sed. Petrology*, **17**, 77—82.

CADIGAN, R. A. 1961: Geological interpretation of grain-size distribution measurements of Colorado plateau sedimentary rocks. — *J. Geol.*, **69**, 121—144.

CAILLEUX, A. 1952: Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. — *Geol. Rdschau*, **40**, 11—19.

CARVER, R. E. (ed.) 1971: *Procedures in Sedimentary Petrology.* — New York: Wiley-Intersc, 653 p.

COLLINSON, J. D.—THOMPSON, D. B. 1982: *Sedimentary Structures.* — London: Allen & Unwin, 194 p.

DOBKINS, J. E.—FOLK, R. L. 1968: Pebble shape development on Tahiti-Nui. — *AAPG Bull.*, **52**, p. 525.

DUANE, D. B. 1964: Significance of skewness in recent sediments, western Pamlico Sound, North Carolina. — *J. Sed. Petrology*, **34**, 864—874.

EMERY, J. R.—GRIFFITHS, J. C. 1954: Reconnaissance investigation into relationships between behavior and petrographic properties of some Mississippian sediments. — *Pennsylv. State Univ. Min. Ind. Expt. Sta. Bull.*, **62**, 67—80.

ENGELHARDT, W. V. 1973: *Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen.* — Stuttgart: Schweizerbart, 378 p.

FLEMMING, N. C. 1965: Form and function of sedimentary particles. — *J. Sed. Petrology*, **35**, 381—390.

FOLK, R. L. 1955: Student operator in determination of roundness, sphericity, and grain-size. — *J. Sed. Petrology*, **25**, 297—301.

FOLK, R. L. 1966: A review of grain-size parameters — *Sedimentology*, **6**, 73—93.

FOLK, R. L. 1968: *Petrology of Sedimentary Rocks.* — Austin: Hemphills, 170 p.

FOLK, R. L. 1974: *Petrology of Sedimentary Rocks* (2. kiadás). — Austin: Hemphills, 184 p.

FOLK, R. L.—WARD, W. C. 1957: Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain Size Parameters. — *J. Sed. Petrology*, **27**, 3—26.

FRIEDMAN, G. M. 1958: Determination of sieve-size distribution from thin-section data. — *J. Geol.*, **66**, 394—416.

FRIEDMAN, G. M. 1961: Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. — *J. Sed. Petrology*, **31**, 514—529.

FRIEDMAN, G. M. 1962: On sorting, sorting coefficients, and the log-normality of the grain-size distribution of sandstones. — *J. Geol.*, **70**, 737—753.

FRIEDMAN, G. M. 1967: Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. — *J. Sed. Petrology*, **37**, 327—354.

FRIEDMAN, G. M.—SANDERS, J. E. 1978: *Principles of Sedimentology.* — New York: Wiley, 792 p.

FÜCHTBAUER, H. 1959: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — *Erdöl u. Kohle*, **12**, 605—613.

GRIFFITHS, J. C. 1951: Size versus sorting in some Caribbean sediments. — *J. Geol.*, **59**, 211—243.

GRIFFITHS, J. C. 1957: Size-frequency distribution of detrital sediments based on sieving and pipette sedimentation. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **66**, 1568.

GRIFFITHS, J. C. 1967: *Scientific Method in Analysis of Sediments.* — New York: McGraw Hill, 508 p.

GROUT, F. F. 1932: *Petrography and Petrology.* — New York: McGraw Hill, 522 p.

HAGERMAN, T. 1936: Granulometric studies in Northern Argentina. — *Geogr. Annal.*, **18**, 125—211.

HATCH, T.—CHOATE, S. P. 1929: Statistical description of the size properties of non-uniform particulate substances. — *J. Franklin Instit.*, **207**, 369—387.

HOPKINS, C. G. 1899: A plea for a scientific basis for the division of soil particles in mechanical analysis. — *US. Dept. Agric., Dept. Chem., Bull.*, **56**, 64—66.

INMAN, D. L. 1952: Measures for describing the size distribution of sediments. — *J. Sed. Petrology*, **22**, 125—145.

KAHN, J. S. 1956: The analysis and distribution of packing in sand-size sediments. — *J. Geol.*, **64**, 385—395.

KELLEY, T. L. 1924: *Statistical Methods.* — London.

KRUMBEIN, W. C. 1934: Size frequency distribution of sediments. — *J. Sed. Petrology*, **4**, 65—77.

KRUMBEIN, W. C. 1941: Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. — *J. Sed. Petrology*, **11**, 64—72.

KRUMBEIN, W. C.—PETTIJOHN, F. J. 1938: *Manual of Sedimentary Petrography.* — New York: Plenum, 549 p.

KRUMBEIN, W. C.—SLOSS, L. L. 1963: *Stratigraphy and Sedimentation* (2. kiadás). — New York: Freeman, 660 p.

KRUMBEIN, W. C.—TISDEL, F. W. 1940: Size distributions of source rocks of sediments. — *Am. J. Sci.*, **238**, 296—305.

KRYGLOWSKI, B. 1964: Graniformometria mechaniczna-teoria, zastosowanie. — *Poznanskie towarz, przyjac. nauk wyzd. mat.-przyr. — Prace kom. geogr.—geol.* **2**, 4, 1—112.

KUENEN, PH. H. 1964a: Experimental abrasion: 6. Surf action. — *Sedimentology*, **3**, 29—43.

KUENEN, PH. H. 1964b: Pivotability studies of sand by a shape-sorter. — *In:* VAN STRATEN, L. M. J. U. (ed.): *Deltaic and Shallow Marine Deposits.— Development in Sedim.*, **1**, 207—215.

MASON, C. C.—FOLK, R. L. 1958: Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. — *J. Sed. Petrology*, **28,** 211—226.

MCCAMMON, R. B. 1962a: Efficiences of percentile measures for describing the mean size and sorting of sedimentary particles. — *J. Geol.*, **70,** 453—465.

MCCAMMON, R. B. 1962b: Moment measures and the shape of size frequency distribution. — *J. Geology*, **70,** 89—92.

MELLON, G. B. 1964: Discriminatory analysis of calcite- and silicate-cemented pebbles of the Mountain-Park sandstone. — *J. Geol.*, **72,** 786—809.

MILLER, R. L.—ZEIGLER, J. M. 1958: A model relating dynamics and sediment pattern in equilibrium in the region of shoaling waves, breaker zone and foreshore. — *J. Geol.*, **66,** 417—441.

MÜLLER, G. 1964: Die Korngrössenverteilung in den rezenten Sedimenten des Golfes von Neapel. — *In:* VAN STRATEN, L. M. J. U. (ed.): *Deltaic and Shallow Marine Deposits. — Development in Sedim.*, **1,** 282—292.

MÜLLER, G. 1967: *Methods in Sedimentary Petrology.* — Stuttgart: Schweizerbart, 263 p.

NAGY E. 1965: Az üledékvizsgálat újabb laboratóriumi módszerei. — *Mérn. Továbbképz. Int.*, **4419,** 19 p.

NELSEN, T. A. 1983: Time- and method-depended size distribution of fine-grained sediments. — *Sedimentol.*, **30,** 244—259.

OTTO, G. H. 1939: A modified logarithmic probability graph for interpretation of mechanical analysis of sediments. — *J. Sed. Petrology*, **9,** 62—76.

PASSEGA, R. 1957: Texture as a characteristic of clastic deposition. *AAPG Bull.*, **41,** 1952—1984.

PASSEGA, R. 1964: Grain size representation by CM patterns as a geological tool. — *J. Sed. Petrology*, **34,** 830—847.

PASSEGA, R. 1972: Sediment Sorting Related to Basin Mobility and Environment. — *AAPG Bull.*, **56,** 2440—2450.

PASSEGA, R.—BYRAMJEE, R. 1969: Grain-size imago of clastic deposits. — *Sedimentology*, **13,** 233—252.

PETTIJOHN, F. J. 1975: *Sedimentary Rocks.* — New York: Harper & Row, 628 p. (1. kiadás: 1949; 2. kiadás: 1957.)

PETTIJOHN, F. J.—POTTER, E. P.—SIEVER, R. 1972: *Sand and Sandstone.* — Berlin: Springer, 16+618 p.

PÉCSINÉ DONÁTH É. 1958: A Duna-terasz kavicsok görgetettségi vizsgálata. — *Földt. Közl.*, **88,** 57—75.

POWERS, M. C. 1953: A new roundness scale for sedimentary particles. — *J. Sed. Petrology*, **23,** 117—119.

RAKOVITS, Z. 1972: The applications of new apparature for morphological measurement of gravels. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **16,** 43—55.

REES, A. I. 1968: The production of preferred orientation in a concentrated dispersion of elongated and flattened grains. — *J. Sed. Petrology*, **76,** 457—465.

RILEY, C. M. 1941: A new roundness scale for sedimentary particles. — *J. Sed. Petrology*, **11,** 94—97.

RIZZINI, A. 1968: Sedimentological representation of grain sizes. — *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **7,** 65—90.

ROLLER, P. S. 1937: Law of size distribution and statistical description of particulate materials. — *J. Franklin Inst.*, **223,** 609—633.

RUSNAK, G. A. 1957: The orientation of sand grains under conditions of unidirectional fluid flow. — *J. Geol.*, **65,** 384—409.

RUSSELL, R. D.—TAYLOR, R. E. 1937: Roundness and shape of Mississippi River sands. — *J. Geol.*, **45,** 225—267.

SAHU, B. K. 1964: Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. — *J. Sed. Petrology*, **34,** 73—83.

SAHU, B. K. 1965a: Transformation of arithmetic and phi size-distribution moments. — *J. Sed. Petrology*, **35,** 969—972.

SAHU, B. K. 1965b: Transformation of weight- and member-frequencies for phi-normal size distributions. — *J. Sed. Petrology*, **35,** 973—975.

SAHU, B. K. 1966: Thin section analysis of sandstones on weight frequency basis. — *Sedimentology*, **7,** 255—259.

SCHNEIDERHÖHN, PAULA 1954: Eine vergleichende Studie über Methoden zur quantitativen Bestimmung von Abrundung und Form an Sandkörnern (in Hinblick auf die Verwendbarkeit an Dünnschliffen). — *Heidelberg. Beitr. Min. Petrogr.*, **4,** 172—191.

SELLEY, R. C. 1970: *Ancient Sedimentary Environments.* — London: Chapman and Hall, 237 p.

SELLEY, R. C. 1976: *An Introduction to Sedimentology.* — London: Academic Press, 408 p.

SHARP, W. E.—FAN, P.-F. 1963: A sorting index. — *J. Geology*, **71,** 76—83.

SHEPARD, F. P.—YOUNG, R. 1961: Distinguishing between beach and dune sands. — *J. Sed. Petrology*, **31,** 196—214.

SIPPEL, R. F. 1971: Quartz grain orientations—I (the photometric method). — *J. Sed. Petrology*, **41,** 38—59.

SNEED, E. D.—FOLK, R. L. 1958: Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study in particle morphogenesis. — *J. Geology*, **66,** 114—150.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1933: Die Bestimmung des Abrollungsgrades. — *Centralbl. Min. Geol. Pal., Abt.* **B,** 389—401.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959: *Kőzettan III.* — ELTE Term. tud. Kar. — Felsőoktatási Jegyzetellátó V. — 169 p.

TANNER, W. F. 1958: Comparison of phi percentile deviations. — *J. Sed. Petrology*, **28,** 203—204.

TANNER, W. F. 1964: Modifications of sediment size distributions. — *J. Sed. Petrology*, **34,** 156—164.

TRASK, D. P. 1932: *Origin and Environment of Source Sediments of Petroleum.* — Houston: Am. Petrol. Inst., 323 p.

UDDEN, J. A. 1898: The mechanical composition of wind deposits. — *Augustana Libr. Publ.*, **1,** 5—69.

UDDEN, J. A. 1914: Mechanical composition of clastic sediments. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **25,** 655—744.

VAN ORSTRAND, C. E. 1925: Note on the representation of the distribution of grains in sands. — *Committee on Sedimentation. Research in Sedim. in 1924.* — Nat. Research Council.

VENDEL M. 1959: *A kőzetmeghatározás módszertana.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 754 p.

VENDL M. 1935: *Kőzet-, szén- és ércmeghatározó módszerek.* — Sopron: Röttig—Romwalter, 365 p.

WADELL, H. 1932: Volume, shape, and roundness of rock particles. — *J. Geology*, **40,** 443—451.

WADELL, H. 1933: Sphericity and roundness of quartz particles. — *J. Geology*. **41,** 310—331.

WALKER, R. G. 1975: Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86,** 737—748.

WENTWORTH, C. K. 1919: A laboratory and field study of cobble abrasion. — *J. Geology*, **27,** 507—522.

WENTWORTH, C. K. 1922a: A method of measuring and plotting the shapes of pebbles. — *U. S. Geol. Bull.*, **730,** 91—102.

WENTWORTH, C. K. 1922b: A scale of grade and class terms for clastic sediments. — *J. Geology*, **30,** 377—392.

ZINGG, TH. 1935: Beiträge zur Schotteranalyse. — *Schweiz. Min. Petr. Mitteil.*, **15,** 39—140.

16. A KARBONÁTOS KŐZETEK SZÖVETE

HAAS JÁNOS

16.1 KŐZETELEMEK FOGALMA ÉS OSZTÁLYOZÁSA

Nagyon finom szemű fajtáiktól eltekintve, a karbonátos kőzetekben szövetük három, egymástól méret, alak, belső szerkezet, a képződés ideje és módja szerint eltérő főeleme ismerhető fel. A törmelékes kőzetek hasonló szerepet játszó szövetelemeinek mintájára ui. a karbonátos kőzetnek a leülepedő karbonátiszapból származó, viszonylag finom szemcsézetű, elsődleges alkotóit *alapanyag*, többnyire durvább szemcséjű és másodlagos alkotóit *kötőanyag* vagy *cement*, ezek közé zárt, határozott alakkal és belső szerkezettel rendelkező, nagyobb méretű, elsődleges elemeit pedig — az autochton helyzetű biogén vázak kivételével — *szemcsék* néven foglaljuk össze (*16.5. tábla*).

Kristályaik nagyságára való tekintet nélkül, a karbonátos kőzet alapanyagát és cementjét is az jellemzi, hogy — hézagkitöltő szerepüknél fogva — általában nincs határozott alakjuk és belső szerkezetük. Számos karbonátos kőzet alapanyaga azonban a lepusztulási területről származó, de kis mennyiségű, karbonátos vagy nemkarbonátos kőzet- és ásványtöredéken kívül főleg olyan, ép és autochton ősmaradványvázakat, áthalmozott vázakat és váztöredékeket, továbbá más, uralkodóan karbonátanyagú testecskéket vesz körül, amelyek az üledékgyűjtőn belül képződtek. Ezeket az önálló alakjuk, éles körvonaluk, belső szerkezetük vagy elütő szövetük alapján többnyire jól megkülönböztethető testeket (az áthalmozatlan vázaktól elkülönítve) összefoglalóan szemcséknek nevezik. A többnyire az üledékgyűjtő környezetéből behordott, más anyagú törmelék kivételével, eredetileg ezek maguk is az alapanyagszemcsékhez hasonló méretű aragonit-, kalcit- vagy Mg-kalcit-kristályokból állanak. Kristályaik azonban a szedimentáció folyamata közben — kémiai, bio- vagy fizikokémiai úton — gyakran az ülepítő közeg mechanikai mozgásának hatására, önálló testekké szerveződnek. Mivel e testek az alapanyag effajta szerveződésen át nem esett kristályai közé temetődve is jól felismerhetők, a megszilárduló kőzet lényeges elemeivé válnak. A karbonátiszapot s a belézárt autochton vázakat és allochton szemcséket a dia-, kata- és epigenetikus oldatok csapadéka litifikálja. A kőzetté szilárdulás a stabilis kristályok továbbnövekedése, a kevésbé stabilisak stabilis formába való átmenete vagy más karbonátokkal való helyettesítődése, a pórusok, az üledékképződés során fennmaradt vagy kioldódással keletkezett üregek pátos kalcittal való kitöltődése útján megy végbe. A pórusvizek okozta oldódás és kicsapódás természetesen előbb a finom szemű alapanyagot éri, később azonban annak alakos zárványaira is kiterjed. A karbonátok nagyobb mozgékonysága miatt mindez sokkal gyorsabban eredményezi a kőzet teljes megszilárdulását, mint az a kevésbé oldékony ásványokból álló, nem-karbonátos törmelékes kőzetek esetében tapasztalható. Eközben gyakran megtörténik, hogy az elsődleges alapanyag kristályainak fokozatos kiszorításával annak szöveti funkcióját a másodlagos cement veszi át.

16.1. táblázat. A karbonátos kőzetek szöveti leírásakor használatos jelzők és mérethatárok*

A kristályok méret-tartománya (μm)	A kőzet, ill. szövetcsoport jelzője
>4000	Nagyon durvakristályos
1000—4000	Durvakristályos
250—1000	Nagykristályos
64— 250	Középkristályos
16— 64	Finomkristályos
4— 16	Nagyon finomkristályos
<4	Afanerokristályos

* FOLK (1959, 1962) szerint.

Ezek a részben genetikai, részben kőzetszöveti szerepre utaló, átfogó kategóriák természetesen csak a hozzájuk tartozó kristályok anyagi, alaki, nagysági és kapcsolódási viszonyainak megfelelő részletezése esetén válhatnak alkalmassá a kőzetszövet tényleges leírására. Mivel számszerű értékekkel leginkább a kristályok mérete jellemezhető, a karbonátos kőzet szöveti jellegét első közelítésben a *16.1 táblázat*ban feltüntetett jelzőknek a kőzet-, ill. a szövettípus nevéhez való illesztésével fejezzük ki (pl.: afanerokristályos mészkő; finomszemcsés alapanyag; durvakristályos cement).

Tapasztalat szerint a 0,1—4 μm-es szemcsenagyság általában az elsődleges karbonátiszapot s az ebből származó, elsődleges alapanyagot jellemzi; az alapanyag szemcsenövekedéssel járó (aggradációs) átkristályosodása többnyire 5—15—(20) μm nagyságú kristályokat eredményez. Ezzel szemben a kétségkívül másodlagos karbonátkristályok szemcsemérete általában 20 μm fölött van. Az ezen értékhatárok közötti mikrit, mikropátit és pátit fogalmak bevezetésével FOLK (1959, 1962) tulajdonképpen csak az alapanyag és a cement túl általános kategóriáit kívánta pontosabban

16.2. táblázat. A mészkő szövetét meghatározó aragonit- és kalcitkristályok méret és genetika szerinti megnevezése*

Méret szerinti név	Mérethatár	Megjelenési mód	Eredet			Genetikai név	
Pátit	> 20 μm	Egyenlő átmérőjű szemcsés	Üregkitöltés		Másodlagos	Ortopátit	
		Megnyúlt, drúzás	Átkristályosodás vagy szemcsenövekedés			Pszeudopátit	
		Megnyúlt, rostos					
Mikropátit (szpárit)	5—20 μm	Egyenlő átmérőjű szemcsés	Szabad tér kitöltése			Ortomikropátit (ortoszpárit)	
		Megnyúlt, drúzás	Átkristályosodás vagy szemcsenövekedés			Pszeudomikropátit (pszeudoszpárit)	
		Megnyúlt, rostos					
Mikrit	< 5 μm	Morfológiai különbségek csak elektronmikroszkóppal figyelhetők meg	Szemcsenagyságcsökkentő átkristályosodás			Pszeudomikrit	
			Elsődleges kiválás	kismértékű áthalmozódással	Elsődleges	Ortomikrit	Allomikrit
				helyben			Automikrit

* Wolf (1965) nyomán.

jellemezni. Ugyanakkor azonban a mikrit, a mikropátit és a pátit — az autochton vázakkal és a „szemcsék"-kel együtt — a karbonátok tényleges, kézzel fogható kőzetelemévé is vált, és kettős (leíró, ill. szöveti funkcióra és genetikára utaló) jellegét máig megtartotta.

Tisztán szemcsenagysági értelemben használjuk a mikrit, mikropátit és pátit fogalmát, ha azzal a „szemcsék"-nek a kőzetszövet megítélésétől független, belső kristályméretét (pl. egy ooid elsődleges aragonitkristályainak nagyságát) fejezzük ki. Ezzel szemben a kőzet alapanyagával és cementjével kapcsolatos mikrit és pátit kifejezésekhez még akkor is funkcionális és genetikai értelem társul, ha azokat pusztán leíró (vagy szemcsenagysági) jelentéssel kívánjuk alkalmazni. De talán éppen e *kettős jellegük* teszi alkalmassá a Folk-*féle fogalmakat* arra, hogy segítségükkel a karbonátos kőzetek minden részletét leírjuk.

Azzal, hogy a mészkövek 4—5 μm szemcsenagyságú mikritje azok elsődleges alapanyagát jelölheti, a kutatók általában egyetértenek. Azt ugyanis, hogy a kőzet ilyen kis méretű kalcitkristályokból álló alapanyaga *eredetileg* kalcit avagy aragonit, Mg-kalcit, esetleg vaterit volt-e, többnyire lehetetlen eldönteni. Legfeljebb arra szorítkozhatunk, hogy a feszültség alá került pátos kalcitkristályok apró, de feszültségmentes kristályokká való szétesésével képződött, másodlagos mikritet *pszeudomikrit* néven, az elsődleges *ortomikrit*en belül a helyben keletkezett *automikrit*, a kis mértékben áthalmozottat pedig *allomikrit* néven különítjük el *(16.2 táblázat)*.

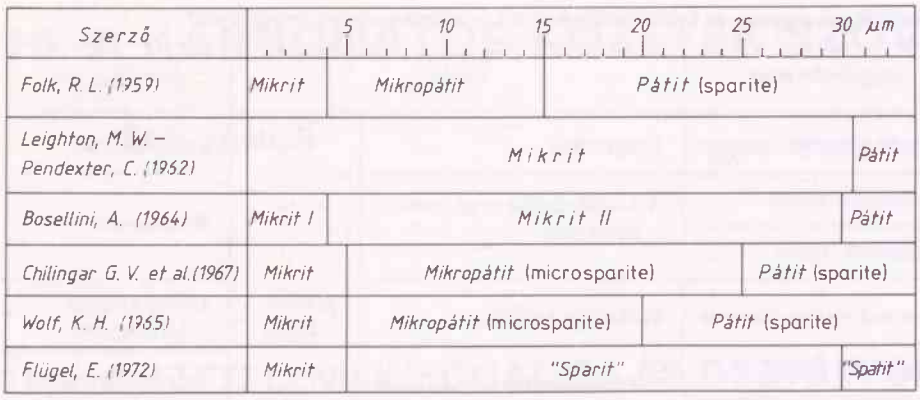
Az 5—15 μm-nyi szemcsékből álló mikropátitot Folk (1959) a mikrit másodlagos továbbnövekedéssel létrejött, diagenetikus képződménynek vélte. Leighton és Pendexter (1962) nyomán azonban Bosellini (1964) arra hívta fel a figyelmet, hogy:

a) a karbonátásványok eleve sokkal érzékenyebben reagálnak, mind összetételüket, mind kristályszerkezetüket illetően, környezetük változásaira, mint a törmelékes kőzetek jóval ellenállóbb ásványai; diagenezisük tehát tulajdonképpen már leülepedésük pillanatában megindul;

b) éppen ezért a mikrit pátitosodását és az így képződött alapanyagot mindaddig elsődlegesnek kell tekinteni, amíg a karbonátos iszap a leülepedéskor uralkodó környezeti viszonyok között marad;

c) az a — főleg terepi munkánál érvényesülő — gyakorlati szempont, hogy jó kézi nagyítóval is csak 30 μm-nál nagyobb kristályok ismerhetők még fel, arra ösztönöz, hogy a mikritméret felső határát 30 μm-ra helyezzük át. A Folk-féle mikritnek *„mikrit I."*, a 4—30 μm közé eső kristályoknak *„mikrit II."* néven való — mikroszkópi — megkülönböztetését mégis szükségesnek véli *(16.1 ábra)*.

A Bosellini-féle „mikrit II." lényegében az amerikai geológusok 15, 20 vagy 25 μm felső határú mikropátitjának felel meg, ezért felesleges. Ugyanerre Flügel (1972) a *„Sparit"*, az ennél nagyobb kristályokból álló, kétségkívül másodlagos szövettípusra pedig a *„Spatit"* elnevezést ajánlja. Az angol „spar" (= pát) szóból levezetett „Sparit" azonban a „Spatit"-tal azonos jelentése miatt megtévesztő, amellett szükségtelen is. A mikrit és a mikropátit éles megkülönböztetése ui. csak olyan mészkövekben vihető keresztül, amelyek viszonylag finom alapanyaga a betemetődés utáni, másodlagos cementtől jól elkülöníthető. Az alapanyag szelektív átkristályosodása esetén, vagy ha a karbonátos alapanyag közé eleve sok finom terrigén szemcse is keveredik, a „mikrites alapanyag" inhomo-



16.1 ábra. A mikrit mérettartományának szerzőnként változó megítélése. — Összeállította BALOGH KÁLMÁN

gén szemcsézetének felső határát a kőzetliszt-tartomány felső határáig (63 µm) is ki lehet terjeszteni, mint azt MÜLLER-JUNGBLUT és TOSCHEK (1969) meg is tette. (63 µm a szabad szemmel még megkülönböztethető szemcsék alsó mérethatára.)

Az elsődleges alapanyag és a másodlagos cement felismerését a törmelékes kőzetek körében — szöveti képükön kívül — általában anyaguk különbözősége is elősegíti. A karbonátos kőzeteknél azonban ilyen anyagi különbségek többnyire nincsenek, vagy nem jelentősek. A kalcit- vagy dolomitkristályok szemcsenagysága önmagában igen bizonytalan eszköze a megkülönböztetésnek, hiszen az alapanyag nemcsak mikrites vagy mikropátitos, hanem pátitos is lehet. Hasonlóképpen a karbonátos kőzet cementje sem mindig pátit. Nyilván ezen átfedések miatt tekinti FLÜGEL (1972, p. 20) a cementet is az alapanyag egy típusának. *A cement*nek, mint a kőzet kétségkívül másodlagos alkotójának a *meghatározása* tehát főleg a karbonátos kőzetet felépítő kristályok vagy kristálycsoportok egymáshoz való viszonyára alapozható. Éles elhatárolódás (pl. üregkitöltő pátit vagy a kőzetet átszelő karbonátos érkitöltések) esetén a cement elkülönítése természetesen sokkal könnyebb, mint a kőzet szűk pórusaiban lerakódott szemcseközi pátit esetében. A korábban létezett aragonit- vagy *Mg-kalcit*-kristályok ásványtani inverziójával, továbbá a kalcitkristályok továbbnövekedésével kialakult pátitokat *pszeudopátit,* ill. *pszeudomikropátit* (= „pszeudoszpárit") néven különböztetik meg a mindig durvakristályos, üregkitöltő *ortopátit*tól, ill. *ortomikropátit*tól (= „ortoszpárit"; *16.2 táblázat*).

16.3. táblázat. A dolomitkőzet szövetét meghatározó dolomitkristályok méret szerinti megnevezése

Méret szerinti név	Mérethatár	Eredet	
Dolopátit	>20 µm	Helyettesítés vagy kiszorítás	Másodlagos
Dolomikropátit (doloszpárit)	5—20 µm		
Dolomikrit	<5 µm		

A kalcit anyagváltozást eredményező, helyettesítéses átalakulásával képződött dolomit kristályainak méretét a mészkövekre használt fogalmaknak a *dolo-* előtaggal való megtoldása útján fejezzük ki *(16.3 táblázat)*.

A karbonátos kőzetek kőzetelemeinek genetikai osztályozásakor az elsődleges (szingenetikus) jellegűeket általában elkülönítik a másodlagos (dia-, kata- és epigén) elemektől. Az elsődleges elemek sorában az üledékgyűjtőben keletkezetteket mindig megkülönböztetik az üledékgyűjtőn kívül képződöttektől, s az utóbbiakat sokan „terrigén elemek"-nek, *extraklasztok*nak nevezik. A tisztán kémiai kicsapódással, helyben létrejötteket *ortokémikus,* az akár kémiai, akár biokémiai úton, de mechanikai tényezők (vízmozgás) közreműködésével az üledékgyűjtőn belül önálló testekké szerveződötteket, valamint a más ásvány(oka)t kiszorítókat *allokémikus kőzetelemek*nek hívjuk. Az aljzatra szilárdan ránőtt ősmaradványvázak „ortokém" minősítését a vázkiválasztásnak a tengervíz vegyi összetételétől való függése, és a helyben maradás ténye indokolja. Elsődlegesség, ortokémikus jelleg ezeken kívül csak az *ortomikrit*nek tulajdonítható. A szemcseközi, átkristályosodási, továbbnövekedési pátit természetesen már csak a saját fácieséhez mérten ortokémikus *(16.4 táblázat)*.

A karbonátos kőzetek kőzetelemeinek és a törmelékes kőzetek fő alkotóinak szöveti funkciója közötti hasonlóságok FOLKOT (1962) a két kőzetcsalád közötti párhuzamok megvonására ösztönözte. E párhuzamok az üledékanyag származásában, összetételében, oldékonyságában és leülepedésmódjában fennálló különbségek miatt természetesen korántsem tökéletesek. A nem-karbonátos törmelékes üledékek elsődleges kőzet- és ásványtöredékeinek túlnyomó része ui. (akár a durva szemcséket, akár azok finomabb beágyazó

16.4. táblázat. A karbonátos kőzetek kőzetelem-csoportjai*

Elsődlegesek														Másodlagosak					
Intrabazinálisak													Extrabazinálisak	Ortokémikus			Helyettesítő		
Ortokémek			Allokémek											Kőzetelemek					
	Áthalmozatlan biogén elemek		Szemcsék																
Ortomikrit (+ mikropátit)	Élőhelyen beágyazódott ősmaradvány-vázak	Alga-sztromatolitok	Áthalmozott vázak és váztöredékek	Peloidok	Pelletek	Ooidok	Pizoidok	Szemcsehalmazok	Onkoidok	Intraklasztok	Nem-karbonátos terrigén szemcsék	Karbonátos terrigén szemcsék		Pátit	Átkristályosodási pátit	Továbbnövekedési pátit	Helyettesítő pátit	Helyettesítő mikrit	Helyettesítő nem-karbonátásványok

* Összeállította Balogh Kálmán.

anyagát tekintjük) a medencén kívüli lepusztulás jobbára nehezen oldódó ásványokból álló terméke. Ezzel szemben a karbonátos kőzetek vázmaradványai, szemcséi és elsődleges alapanyaga — a kívülről hozzájuk keveredett, általában kis mennyiségű, nem-karbonátos törmelékes szemcse kivételével — mindig kifejezetten intrabazinális eredetűek. A karbonátos üledékek átkristályosodás, helyettesítés (pl. dolomitosodás), a mikrites részecskék kristálytani összeforrása, vízvesztés (kiszáradás) és a szabad pórusoknak Ca-karbonáttal vagy más ásványokkal való kémiai kitöltődése folytán *sokkal korábban válnak kemény kőzetté, mint a nehezen oldódó, stabilis ásványokból álló klasztitok*. Az ásványtani inverziónak és átkristályosodásnak a karbonátos üledékekben való gyakoriságát az elsődleges karbonátásványok (az aragonit, a Mg-kalcitok, a vaterit és a dolomit) másodlagos átalakulásra való erős hajlama magyarázza. Ezek a *neomorf átalakulások* csak *pszeudo-*, ill. *paramorfózák* képződése esetén hagyják meg az eredeti kristályméreteket. A méreteket növelő vagy csökkentő *átkristályosodás* azonban mindig az eredeti szövet részleges vagy teljes megváltozását eredményezi. Szelektív neomorfózis esetén, amikor pl. valamely, Ca-karbonát ásványok keverékéből álló üledékben csak az aragonit és/vagy csak a Mg-dús kalcit, vagy egy kalkarenitben (mészhomokban) csak annak mikrites alapanyaga kristályosodik át, igen különböző méretű kristályok keveréke állhat elő. A megnövekedett kristályú alapanyagot viszont igen nehéz megkülönböztetni a kémiai kicsapódású pátit-cementtől. Az ilyen *aggradációs neomorfózis*sal szemben a *degradációs neomorfózis* a kristályméret csökkenését (pl. a pátit pszeudomikritesedését) okozza. De bármekkorák legyenek is a diagenetikus átkristályosodás előidézte nehézségek, a kőzetelemek világos megkülönböztetésének mind a karbonátos kőzetek osztályozása, mind a fácieselemzés szempontjából nagy jelentősége van.

A kőzetelemeknek általunk követett s a Folk-féle osztályozáson alapuló rendszere elsősorban a sekélytengeri karbonátos kőzetek vizsgálata alapján született meg. Érthető tehát, hogy a vonatkozó példák zömét is e kőzetek köréből vettük. A Folk-féle kategóriák azonban a mélytengeri és a tavi karbonátok, sőt a foszfátok jelentős részének mikroszkópi tanulmányozásánál is jól használhatók. Ez a tény tette oly elterjedtté használatukat. A tavi és a mélytengeri környezetek üledékeire való alkalmazásukat könyvünk megfelelő (8., 10., II. kötet, 24., III. kötet, 29.) fejezetei mutatják be.

16.2 AZ ELSŐDLEGES KŐZETELEMEK JELLEMZÉSE

Elsődlegesek azok a kőzetelemek, amelyek *a*) az üledékképződés során az üledékgyűjtőn belül (intrabazinálisan) alakultak ki, vagy *b*) az üledékgyűjtőn kívül (extrabazinálisan) keletkeztek ugyan, de beszállítódásuk után annak karbonátüledékeivel együtt rakódtak le.

16.21 AZ ÜLEDÉKGYŰJTŐN BELÜL LÉTREJÖTT (INTRABAZINÁLIS) KŐZETELEMEK

Karbonátanyaguk a leülepedéssel (közel) egyidejűleg, akár élőlények közreműködésével, akár szervetlen úton, ugyanannak az üledékgyűjtőnek a vizéből vált ki.

16.211 Ortomikrit (és mikropátit). A mikrit fogalma FOLKtól (1959) származik, és eredetileg azoknak az afanitos (átlátszatlan) mészköveknek a leírására szolgált, amelyek csaknem teljesen 1—4 μm átmérőjű kalcitkristályok mozaikjából állanak. A jelenkori üledékek közül ez a szemcseméret a kalcit vagy aragonit anyagú mésziszapot, a fosszilisak közül pedig pl. a solnhofeni litográfiai mészkövet jellemzi. A jelenkori aragonit- vagy kalcitiszap azonban poligenetikus képződmény, mert zömét finom váztörmelék, kisebb részét pedig kémiai csapadék alkotja. Feltehető ui., hogy a váztörmelék cementációja során olyan, mikrit méretű karbonát-cement válik ki, amely a törmelék eredetű mikrittől általában nem különböztethető meg.

Fénymikroszkóp alatt a mikrit szemcséi nem különülnek el egymástól, *áteső fényben egységesen sötét* (ráeső fényben azonban fehér) *színű alapanyagként jelentkeznek*. A mikrit különböző genetikájú típusai csak elektronmikroszkóppal tanulmányozhatók. FLÜGEL, FRANZ és OTT (1968) szerint a 0,3—10 μm közötti szemcsetartományban a 3,5 μm-os szemcsék bizonyultak leggyakoribbnak. Mások szerint a mikrites kőzetek túlnyomó részének szemcsenagysági maximuma 1—2 μm közé esik.

A mikrit nem kőzetnév; használata csak mikroszkópi vizsgálat esetén indokolt, de akkor is csak a kőzet alapanyagát vagy szövettípusát jelöli. A mikrit szemnagyságú mészkő neve *kalcilutit* (egyes szerzőknél *kalcisziltit*).

A biogén, ill. fizikokémiai úton képződött ortomikrit felhalmozódhat helyben *(automikrit)* vagy átmosódva *(allomikrit)*. Képződését baktériumok és/vagy algák mészkiválasztó tevékenységével, szervetlen kicsapódással, bioklaszt-képződéssel vagy más szöveti elemek aprózódásával igyekeztek magyarázni (PURDY 1963). Az alga eredetű mikrit származhat sztromatolitokból; lehet helyben képződött, alga-kiválasztotta, ill. algatelepek szétesésekor szabaddá vált kalcit- és aragonittű. Az utóbbi vizuálisan nem különbözik a fizikokémiailag vagy bakteriálisan kicsapódott aragonittól (BATHURST 1975). A fizikokémiai mikritképződést a tengervíz párolgása, a hőmérséklet emelkedése és a CO_2 parciális nyomásának csökkenése idézheti elő. Számolni lehet azonban a szerves vázak (pl. porcelánhéjú foraminifera-házak) vízmozgás, baktériumok vagy fúróalgák okozta, valamint a lágy részek bomlása következtében, esetleg iszapfalók bélcsatornájában bekövetkezett mikritesedésével is. A képződött mésziszapot áramlások vagy a hullámzás halmozza át, és ülepíti le a víz mélyebb és csendesebb részeiben *(allomikrit)*.

A jelenkori mésziszap-képződés legbehatóbban tanulmányozott területe a Nagy Bahama Padnak az Andros-szigettől Ny-ra fekvő része. Több kutató (pl. CLOUD 1962) szerint az itteni finom aragonitiszap mintegy 3/4-e fizikokémiai úton képződött, és kicsapódása okozza az ún. *fehéredés* jelenségét, a szuszpendált karbonátszemcsék tejfehér, felhőszerű halmazainak megjelenését. WELLS és ILLING (1963) szerint a Perzsa-öbölben megfigyelt *fehéredés*t is karbonátkicsapódás és az iszap felkavarodása okozza.

Először LOWENSTAM (1955) vetette fel, hogy a bahamai mésziszap nagy része a területen gyakori zöldalgák apró (2—10 μm-nyi) aragonittűiből képződhetett. STOCKMAN *et al.* (1967) kimutatták, hogy a floridai self 1—2 m vastagságú, holocén korú finom iszapjának létrehozásához egyetlen zöldalga nemzetség (a *Penicillus*) aragonittű-termelése is elegendő lenne. De e nagyon gyakori algán kívül számos más szervezet (pl. az olyan tű- vagy gyűrűszerű kalcitelemekre széteső zöldalgák, mint az *Udotea* vagy az *Acicularia; 16.1. tábla:* 1), továbbá puhatestűek, korallok, foraminiferák vázának biológiai és mechanikai felaprózódása is hozzájárul a mésziszap képződéséhez. Pelágikus medenceüledékek esetében a selfről beszállított iszapon kívül a mészvázú nannoplankton-maradványoknak van döntő szerepük *(16.6. tábla)*. A nannoplankton-vázelemek elektronmikroszkóp alatt általában még kréta üledékekben is jól felismerhetők.

A mésziszap tehát meleg, sekély tengerekben, biológiai úton, mészvázú szervezetek aprózódásával és esetleg fizikokémiai kicsapódással is létrejön, mélyebb medencékben pedig a planktonszervezetek szerepe a döntő. A mésziszap felhalmozódását sekély vízben elsősorban annak mozgatottsága, mély vízben pedig a

plankton mennyisége és a $CaCO_3$ kompenzációs szintje alatti oldódás szabályozza. A sekélyvízi mészisziaplerakódás fő területei az alábbiak.

1. Árapály övi és dagály fölötti síkságok, ahol a mészisziapot részint az algaszőnyegek, részint a mangrove gyökerei tartják fogva (10.6132. fejezetrész). A dagály fölötti zónában igen fontos a nagy viharok (hurrikánok) iszapszállító tevékenysége, aminek következtében egyszerre 5—10 cm vastagságú mészisziap rakódhat le (*16.3. tábla:* **2**; PERKINS—ENOS 1968). Legismertebb hazai példája a felsőtriász Dachsteini Mészkő, ill. Fődolomit Formáció egy-egy ciklusának algaszőnyeges (*B*) tagja (*16.7. tábla:* **1**; *16.9. tábla:* **1, 2**; *16.4. tábla* **2**).

2. Lagúnák (10.6134. fejezetrész). Legjobban tanulmányozott a Floridai-öböl szigetsorral védett sekély lagúnájának mészisziapfelhalmozódása, 71,5% víztartalommal, 65,9%-os porozitással, 99%-nyi karbonáttartalommal. A karbonát 59%-a aragonit, 27%-a Mg-kalcit, 14%-a kalcit (MULTER 1977). — Mikrites lagúnaüledékként értelmezhető pl. a Balaton-felvidék vékonyrétegű Iszkahegyi Mészköve vagy a Bükk hegység felső-perm korú Nagyvisnyói Mészkő Formációja (*16.5. tábla:* **4**).

3. Víz alatti sekélyplatók. Ezek a mészisziap-lerakódás legvédettebb, legkisebb vízmozgású környezetei. Ilyen a Nagy Bahama Padnak az Andros-sziget mögötti, szélvédett („lee") oldala (10.622. fejezetrész). Csekély azonban a vízmozgás a korallzátonyok mögötti belső selfen is, amit *iszapdombok* kialakulása jellemez. (Ezek létrejöttében a tengeri fűnek és a mangrove gyökérzetének van jelentős szerepe.) — Zátony mögötti sekélyplató üledékek alkotják pl. a szenon Ugodi Mészkő Formáció jelentős részét (*16.7. tábla:* **2**).

4. A zátonyelőtéri lejtők külső részei, ahol a pelágikus és a selfről beszállított mészisziap alkotói keverednek (10.6231. fejezetrész). Az ilyen, részben már nyílttengeri mikrites kőzetek hazai példájaként az Aggteleki- és a Rudabányai-hegység Hallstatti Mészköve, valamint a bakonyi malm—alsó-kréta Mogyorósdombi Mészköve (*16.7. tábla:* **3**) említhető.

Az aragonit anyagú mikrit helyben történő átkristályosodással, még a korai diagenezis folyamán, kalcittá alakul. Ez a mikrit semmiben sem különbözik a kalcitiszapból képződött mikrittől, ami bizonyos mértékig ugyancsak átkristályosodik. Szemcsenagyság-változás nélküli dolomitosodás esetén a mikrit *dolomikrit*té alakul át. A mikrit és a dolomikrit a kőzetben belső szerkezet nélküli, homogén, jól vagy közepesen jól osztályozott tömegeket alkot. Osztályozottságát azonban nem az üledékfelhalmozódás, hanem a kőzettéválás folyamatai határozzák meg, a szemcsék növekedése és a rendelkezésre álló tér függvényében. A mikrit *an-* vagy *szubhedrális* (nem vagy csak félig sajátalakú), soklapú és szögletes kristályainak élei és csúcsai a szemcseközi oldódás következtében gyakran lekerekítődnek, a kristályok pedig sík vagy görbült felületek mentén érintkeznek.

A mikrit gyakran más, üledékgyűjtőn belüli vagy azon kívül képződött kőzetelemekkel társul. 1—10% közötti ősmaradvány- vagy pellettartalomig *ősmaradvány-*, ill. *pellettartalmú mikrit*ről, ennél nagyobb ősmaradvány- és pelletmennyiség esetén pedig *biomikrit*ről, ill. *pélmikrit*ről beszélünk. Ooidok és intraklasztok jelenlétekor az *oomikrit*, ill. *intramikrit* kifejezést alkalmazzuk. Az olyan mikritet, amelyben bioturbáció vagy üledékzsugorodás révén utólag pátos kalcittal kitöltött szabálytalan üregek mutatkoznak, *diszmikrit*nek vagy *diszdolomikrit*nek nevezzük. Más kőzetelemek (pelletek, szemcsehalmazok, intraklasztok) mikrites karbonátanyaga természetesen nem minősül kőzetelemnek.

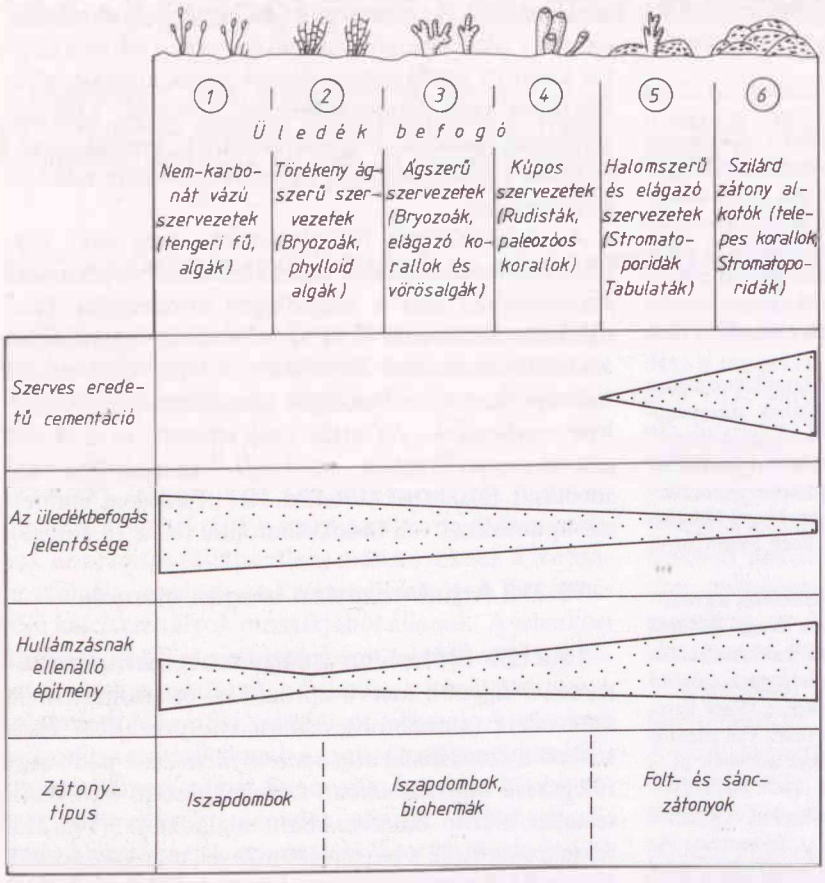
A pátitkristályok fúróalga-tevékenység vagy egyirányú nyomás hatására történt széteséséből származó *pszeudomikrit* már a másodlagos kőzetelemek közé tartozik. Szigorúan véve az ortomikrit aggradációs átkristályosodásával képződött, 4—15—(20) μm-os mikropátitot is a másodlagos kőzetelemek között kellene említenünk. Az ettől való eltérést, és a 4—30 μm-os szemcséknek a *„mikrit II."* kategóriába való sorolását BOSELLINI (1964) a 16.1 fejezetben említett szempontokkal véli indokolhatónak (lásd *16.1 ábra*).

16.212 Áthalmozatlan biogén elemek

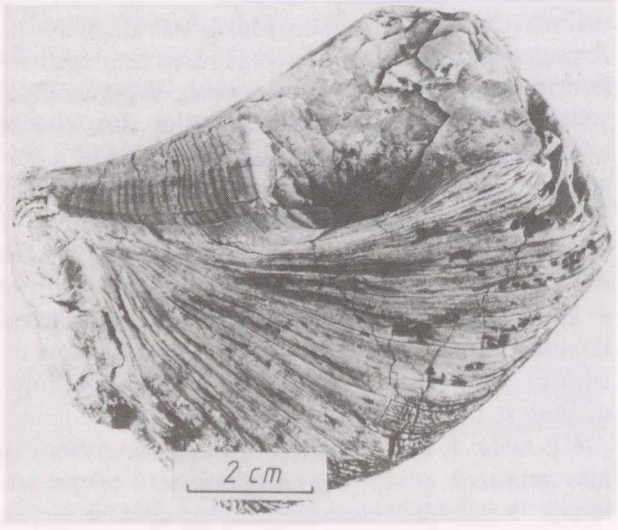
16.2121 Élőhelyen beágyazott ősmaradványok. Nagyobb mérvű aprózódást és szállítást nem szenvedett (autochton) ősmaradványvázakkal elsősorban a szesszilis bentosz *zátonyfáciesének* pad- vagy rétegszerű *biosztrómái*ban és felmagasodó karbonáttesteket alkotó *biohermái*ban találkozunk (10.6232. fejezetrész). Ezek a biogén építmények már képződésük kezdetétől fogva szilárdak, és így a belőlük kialakuló kőzet eleve konszolidált vázául szolgálnak. Helyben maradásuknak a vízfenékhez rögzülés az alapfeltétele. A gyakran ágas-bogas zátonyváz réseit és üregeit részint a zátonyépítésben is résztvevő, vagy azokban védelmet kereső, zátonylakó szervezetek váza, részint a hullámverés termelte *zátonytörmelék*, részint a diagenezis folyamán képződött, többnyire kalcit- (esetleg kova-) anyagú *ásványkiválás* tölti ki (*16.2 ábra*).

A jelenkori *zátonyalkotók* között — gyors növekedésük és szilárd szerkezetalkotó képességük folytán — a *Zooxanthellák*kal szimbiózisban élő, *Scleractinia* rendbeli, hermatipikus koralloknak van a legnagyobb jelentőségük (10.6232. fejezetrész). A selfperemi zátonyokon a bokorszerű *Acropora* nemzetség dominál (*16.2. tábla:* **1, 2**), a kisebb foltzátonyokat többnyire más genuszok gömb- vagy félgömbszerű telepei jellemzik. A korallzátonyok felépítésében résztvevő egyéb szervezetek közül a *Hydrozoa* osztályba tartozó *Millepora*nak, a bekérgező vörösalgáknak (*Lithothamnium, Lithophyllum, Porolithon*), a bekérgező foraminiferáknak (*Homotrema*) van még jelentős szerepük, de az élőhelyen beágyazódó, nagy termetű kagylók (pl. a *Tridacna*) váza is a zátony karbonáttömegét gyarapítja (*16.2 ábra*).

A sekély, meleg, tiszta, oxigéndús vízhez kötött kőkorallokon kívül más szervezetek (csőlakó férgek, a csigák közé tartozó *Vermetus*ok, a kagylók osztályá-



16.2 ábra. A zátonylakó és zátonyalkotó szervezetek szerepe a zátony felépítésében. — Vázlat LONGMAN (1981) nyomán



16.3 ábra. Ostrea sp. marószivacsoktól megfúrt, vaskos teknője. — Iszkaszentgyörgy. — Felső-eocén. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

ból az *Ostreák*, sőt a *vörösalgák*) is alkotnak önálló bisztrómákat vagy biohermákat a jelenkori tengerekben.

Az Atlanti- és a Csendes-óceán trópusi részein vagy a Földközi-tengerben található vörösalga-zátonyok SCHROEDER (1978) szerint alakilag háromfélék: a) *algagerincek*, amelyek néhány m vagy néhány dekaméter szélességben, de néhány száz m vagy néhány km hosszúságban az atollok és a sekélytengeri párkányok tenger felőli szegélyén találhatók; b) *váza* vagy *csésze alakú zátonyok* 30 m-ig terjedő átmérővel, 5—12 m magasságú peremmel, központi kimélyüléssel, méter nagyságú belső üregekkel és csatornákkal; c) *„ajakszerű zátonyok"*, amelyek szirtekről, víz alatti padokról és teraszokról a nyílt tenger felé nyúlnak ki, dm-től több m-ig terjedő távolságig, olykor több száz m hosszúságban.

Létrehozásukban a *Corallinaciák*on kívül különböző bekérgező szervezetek (*Hydrozoák, Vermetus*ok és *Dendroporák*, bekérgező foraminiferák), kacslábú rákok és magányos korallok vesznek részt. Építményeiket különböző eredetű, alakú és méretű pórusok járják át; ezeket különböző (szerves vagy szervetlen) eredetű belső üledék (gyakran az itt védelmet kereső vagy a hullámzás által besodort élőlények) váza tölti ki. Gyakoriak a *geopetális szerkezetek* s a *bioturbációs nyomok*.

Ezeknek a kemény aljzathoz tapadó, árapály öv alatti vagy árapály övi formáknak számos selfszegély 40—180 m mélységben található képviselője a flandriai transzgresszió során került mai, viszonylag mély helyzetébe.

Az *algazátonyok* anyaga átlagosan 10—20, max. 33 mol%-nyi $MgCO_3$-ot tartalmazó *Mg-kalcit*ból áll. A víz átlagos hőmérsékletétől függő Mg-tartalmukban gyakran az évszakos hőmérséklet-ingadozás tükröződik. Radiokarbon (^{14}C) vizsgálatok szerint az algakérgek növekedési sebessége az utolsó 700 esztendőben évi 0,05—1,1 mm; ennek értéke a víz turbulenciájának, hőmérsékletének és fényáteresztő képességének a függvénye.

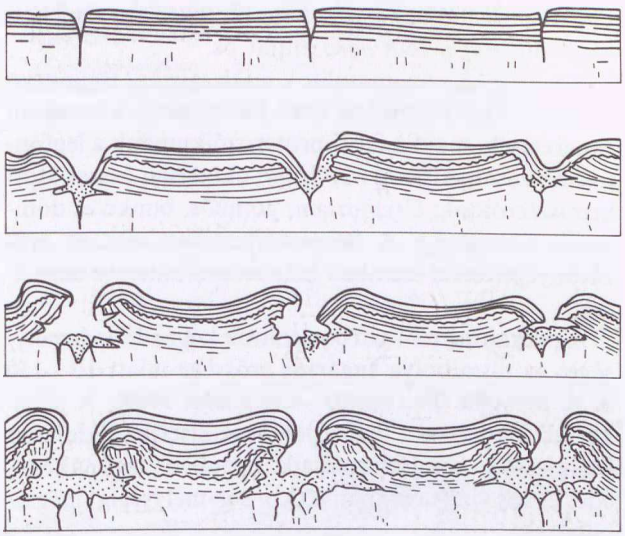
A fosszilis bioherma-képzők közül a kambrium *Archaeocyathus*ai, az újpaleozóikum *Rugosá*i, a perm *Richthofeniá*i, a triász és a jura *mészszivacsai*, a triász *Megalodontaceá*i, a felső-jura és a kréta *Rudistá*i a legnevezetesebbek *(16.2. tábla:* **3, 4***)*.

A hazai példák közül az Aggteleki-hegység Steinalmi és Wettersteini Mészkövének korall- és mészszivacs-telepei, a Budapest-környéki felső-eocén és felső-bádeni rétegek *Porites*-biohermái *(16.8. tábla:* **1***)*, a sümegi szenon rudistás zátonyai *(16.8. tábla:* **3, 4***)*, az iszkaszentgyörgyi eocén *Ostrea*-padjai *(16.3 ábra; 16.8. tábla:* **2***)*, s a Borsodi-medence 5. sz. (ottnangi) barnakőszéntelepének fedőjében lévő *Crassostrea crassissima* LAM. padok emelhetők ki leginkább.

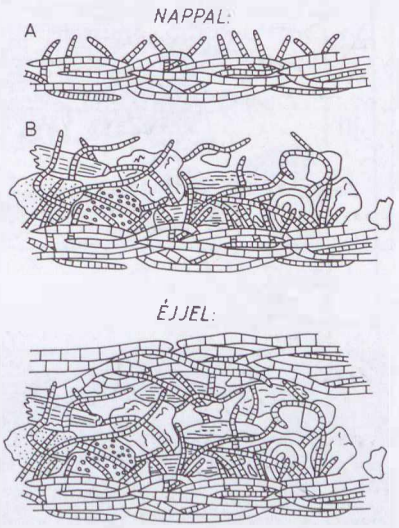
16.2122 Alga-sztromatolitok. Sztromatolitnak általában a vékonylemezes karbonátüledékeket nevezzük. Ezek egy része szervetlen eredetű, nagy részük azonban kék- és zöldmoszatok életműködésének eredménye *(16.4 ábra)*. Az utóbbiak — megkülönböztetésül — KALKOWSKY (1908) óta az *alga-sztromatolit* nevet viselik. LOGAN *et al.* (1964) szerint az alga-sztromatolitok olyan homok, kőzetliszt és agyag méretű szemcsékből álló, lemezes szerkezetek, amelyek úgy keletkeznek, hogy a törmelékes szemcséket algafilm fogja be, és ragasztja össze. Az egysejtű és fonalas moszatok (mások szerint baktériumok) ui. az aljzaton nyálkás szőnyeget alkotnak, amelybe a szerves és szervetlen törmelék- (zömmel a mésziszap-) szemcsék könnyen beletapadnak. Az alga- (vagy baktérium-) hártya elpusztul ugyan, működésének nyoma — az „organoszediment struktúra" — azonban megmarad. *A sztromatolit tehát* nem maga a *fosszilis szervezet*, hanem annak csak *terméke* (10.32624. fejezetrész).

A sztromatolitok jellemző lemezességét két vagy több különböző kékalga (ill. baktérium) faj nappali (függőleges) és éjszakai (horizontális irányú) növekedésének váltakozása idézi elő *(16.5 ábra)*. Az üledékbefogást főleg a vertikális fonalak eszközlik. A sztromatolit igen gyorsan gyarapszik. GEBELEIN (1969) szerint a Bahamák apályszint alatti részén egy nap alatt 1 mm vastagságú lemez képződik, amely két részből áll: a vastagabb (0,9 mm-es), üledékben gazdagabb részt egy vékony (0,1 mm-es), moszatban gazdag rész követi. A fosszilizáció természetesen csak az üledékben gazdagabb lemezrészt őrzi meg *(16.9. tábla:* **1, 2***)*.

A gyors növekedés következtében hamarosan több cm, sőt több m vastagságú, félgömb vagy kupola alakú, s a tengerfenékhez tapadó mészkőtestek keletkeznek (*16.6* és *16.7 ábra*). Ezek alakját a sekélytengeri környezet mozgásállapota szabja meg. A Bahamákon végzett megfigyelések szerint (SHINN *et al.* 1969; SHINN 1983), a Perzsa-öböl (SCHMEIDER 1975; PURSER—EVANS 1973) és Nyugat-Ausztrália partjain (HAGAN—LOGAN 1975; WOODS—BROWN 1975) a jelenkori sztromatolitok az árapály övben és a dagály fölötti zónában képződnek *(16.7 ábra)*. A dagály fölötti öv kiszáradásos részében forgácsszerűen felcseperedett lemezek keletkeznek *(16.4 ábra)*. Az árapály öv védettebb



16.4 ábra. A sztromatolitok morfológiai jellegeinek kialakulása BLACK (1933) nyomán



16.5 ábra. A nappal és éjszaka növekvő fonalas algák szerepe a sztromatolit kialakításában. — Vázlat MILLIMAN (1967) nyomán

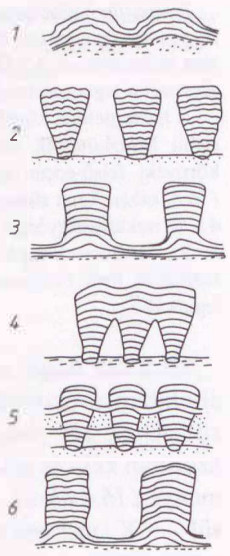
részén összekapcsolódó félgömbökből álló kéreg jön létre. Ugyanezen öv hullámzásnak kitett szakaszán egymástól elkülönült, gyakran oszlop- és bunkószerű kiemelkedések keletkeznek. Az árapály öv alsó részének erős vízmozgása gömbszerűvé teszi a sztromatolitokat (LOGAN *et al.* 1964). PERYT és WAGNER (1981) szerint a lengyelországi zechstein mészkőben a lagúna szélének lemezes–fenesztrális sztromatolitjait a lagúna középső részének szubtidális környezetében gyakran onkoidok váltják fel.

A sztromatolitok tehát az ugyancsak algás közreműködéssel képződő onkoidokkal és szemcseaggregátumokkal rokon képződmények. Önálló kőzetelemként való kezelésüket aljzathoz kötött voltuk indokolja.

Egy az onkoidok és a sztromatolitok közötti átmeneti képződményt a *16.8 ábra* mutat be.

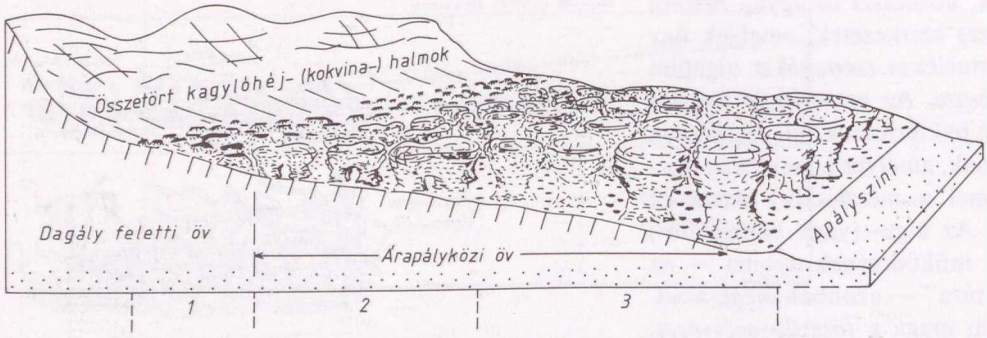
A legrégibb sztromatolitok a DK-afrikai Bulawayo rendszer kb. 3 milliárd éves karbonátos kőzeteiből ismeretesek, majd a felső-proterozóikumnak a legfontosabb zátonyalkotói (*Collenia:* oldalasan összekötött hemiszferoidok; *Cryptozoon:* gömbös, bunkó és dómszerű alakzatok). A fanerozóikumban viszont más zátonyépítőkkel szemben már erősen háttérbe szorultak.

A prekambriumi sztromatolitok képződési vízmélységét az ultraibolya sugárzás erőssége miatt 10—150 m-re becsülik (PLAYFORD—COCKBEIN 1969). A jelenkoriak általában a tengerpartokat kísérik. Oldalasan összekötött hemiszferoidjaik azonban lagúnákban, édes és sós vizű tavakban is (kb. 3 m mélységig) megtalálhatók.



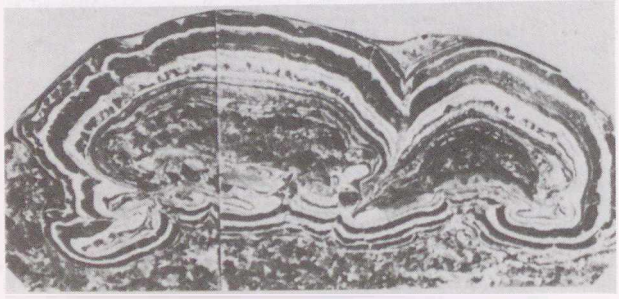
16.6 ábra. Különböző sztromatolittípusok vertikális metszetei LOGAN *et al.* (1964) nyomán

1. Algaszőnyegből kifejlődő félgömbszerű alak. — *2.* Magányos bunkóalak. — *3.* Algaszőnyegből oszlop alakúvá váló alak. — *4.* Felül összenőtt bunkóalakok. — *5.* Magányos bunkó- és lemezalakzat váltakozása. — *6.* Algaszőnyegből félgömbszerűvé, majd hengeressé váló alak.



16.7 ábra. A nyugat-ausztráliai Flint Cliff sztromatolitzátonyának idealizált vázlata LOGAN (1961) nyomán, némileg egyszerűsítve

1. Lapos, algalemezes üledékekkel társult, hullámos tetejű csonkakúpok. — *2.* Felül összenőtt „*Cryptozoon*"-alakzatok. — *3.* Magányos, bunkószerű „*Cryptozoon*"-alakzatok.



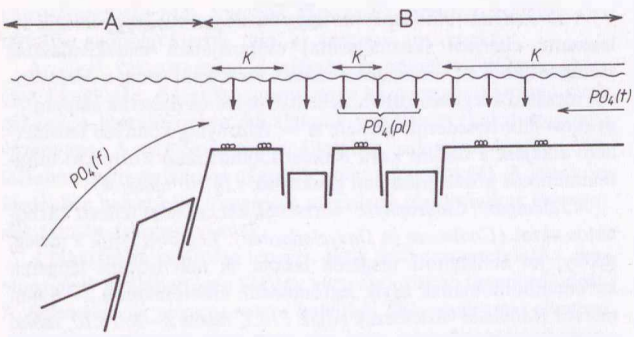
16.8 ábra. Onkoid és sztromatolit közötti, átmeneti képződmény képe FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) nyomán

Felső-júra. — Deister (NSzK). — A képződmény hossza kb. 14,5 cm.

A recens sztromatolitok zöme Mg-kalcitot kiválasztó kékalgák *(Schizothrix calcicola, Scytonema myochroum, S. crustaceum, Entophysalis deusta)* életműködése nyomán kelekezik, s az utólagos dolomitosodástól eltekintve, a fosszilisak zöme is mész anyagú. PERYT (1981) szerint a Ny-lengyelországi zechstein mészkő felső, regressziós részének „kékbaktériumos" sztromatolitjai közül az árapály öv alattiak Mg-kalcitból, az árapály öviek aragonitból állnak. Kovaanyagú sztromatolitokat csak a hévforrások kovaalgái és -baktériumai hoznak (ill. hoztak) létre (WALTER 1972).

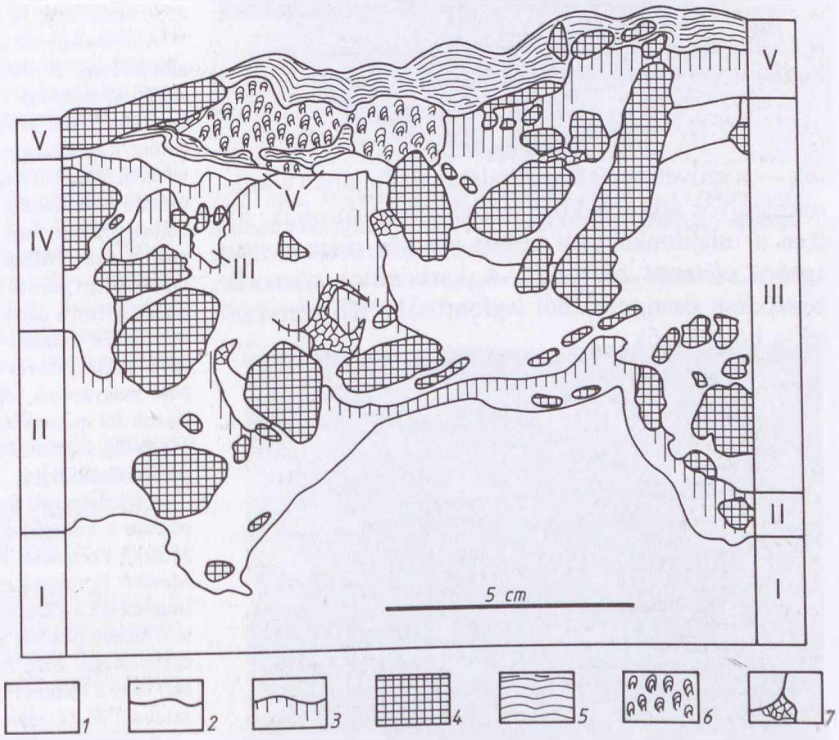
A Magas-Tátra albai mészkövének tanúsága szerint (KRAJEWSKI 1981) *algás sztromatolitok a pelágikus nyílt selfnek* az üledékképződéssel egyidejű tektonikus feldarabolódása közben *fölemelt és többszörös vasdús–foszfátos keménykéreggel bevont* rögein is képződhetnek *(16.9 ábra)*. E víz alatti magaslatok sztromatolitjainak likacsait és repedéseit a diagenezis során vagy pátit, ill. mikropátit, vagy a szárazföldek (szigetek) felől érkező, a mélyvízi feláramlásból és az elhalt planktonszervezetek lebomlásából származó foszfát tölti ki. Ily módon a sztromatolitos kérgeknek mésziszap-leülepedésből eredő biomikritjében „foszfoklaszt"-ok szabálytalan foltjai alakulnak ki *(16.10 ábra)*.

Hazánkban a felső-triász korú Fődolomit és Dachsteini Mészkő Formáció Lofer-ciklusainak algaszőnyeges *B* tagja (16.2138. fejezetrész) 0,2—2,0 m vastagságú algasztromatolitokat tartalmaz. A Villányi-hegység kallói korú Szársomlyói Mészkövéből 35 cm vastagságú sztromatolit-padot ismerünk. Említhetők azonban a tatai Kálvária-domb apti korú Tatai Mészkövek alján levő sztromatolitbekérgezések s a Bükk-hegység anisusi korú Hámori Dolomitjában látható algalemezes szerkezetek is.



16.9 ábra. A magas-tátrai albai emelet üledékképződésének őskörnyezeti modellje KRAJEWSKI (1981) nyomán

A = kimélyülő tengerrész. — *B* = nyílt self. — *K* = a kiemelt helyzetű aljzattömbök kondenzált, sztromatolitos üledékei. — $PO_4(t)$ = terrigén foszfát. — $PO_4(pl)$ = planktonbomlásból származó foszfát. — $PO_4(f)$ = mélyvízi feláramlásból eredő foszfát.



16.10 ábra. A Magas-Tátra egy nyílt selfbeli, kondenzált, sztromatolitos albai mészkőmintájának metszete KRAJEWSKI (1981) nyomán

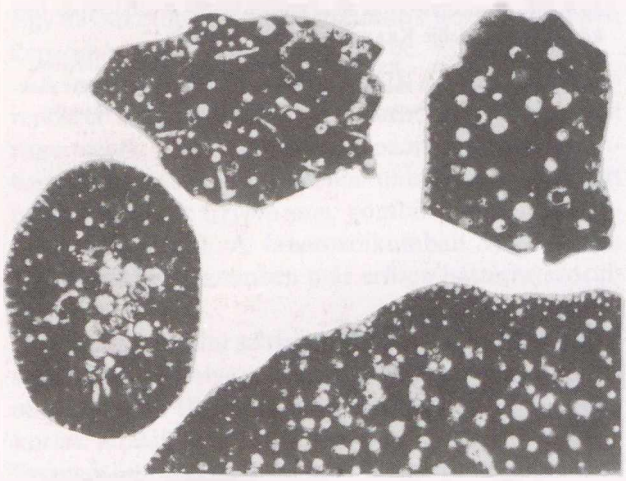
I–V: a víz alatti erózió során létrejött keménykérgek kialakulása közötti ülepedési szakaszok

1. Biomikrit (wackestone). — *2.* Kemény felszín. — *3.* Foszfátos-vasas kemény kéreg. — *4.* „Foszfoklaszt". — *5.* Sztromatolit. — *6.* Kolloidális mikrosztromatolit. — *7.* Pátitos üregkitöltés.

16.213 Szemcsék. Ezek üledékgyűjtőn belül — de nem közvetlen kicsapódással — keletkezett, rövidebb-hosszabb szállítódás után leülepedett kőzetelemek. FOLK (1959) ugyanerre a fogalomra az allokémikus kőzetelemek (röviden *allokémek*) megjelölést alkalmazta, igy különböztetve meg azokat a kizárólag vegyi kiválással létrejött, jobbára dia- és epigenetikus eredetű, ortokémikus kőzetelemektől (*ortokém*ektől). A szemcse szó igen változatos eredetű kőzetelemeket fog össze, amelyek sora az élőlények váztöredékeitől a pelleteken és ooidokon át az intraklasztokig terjed. Bármennyire különbözzék is azonban e sor egyes tagjainak genetikája, valamennyiüket összeköti az ülepítő közegnek a felhalmozódásukat meghatározó mechanizmusa.

16.2131 Áthalmozott szerves vázak és váztöredékek (bioklasztok). A tengeri lények jelentős részének mészváza elpusztulásuk után épen maradva vagy felaprózódva, de többnyire szállítást szenvedve ülepedik le, és válik a karbonátos kőzetek fő alkotórészévé (*16.5. tábla:* **1, 4**; *16.1. tábla:* **4**; *16.10. tábla:* **1**). A váznak és töredékeinek anyagi összetétele, alakja és megtartása részint az élő szervezet felépítésének, részint a szedimentációs, ill. a dia- és epigenetikus folyamatoknak a függvénye. A bioklasztok mérete, koptatottsága, osztályozottsága, irányított elhelyezkedése fontos felvilágosításokat nyújthat a leülepedési körülmények megállapításához.

A μm nagyságrendű *nannofossziliák* (*16.6. tábla*) mészvázait azonban — jóllehet genetikailag bioklasz-



16.11 ábra. Recens *Halimeda* (Codiaceae) vázelemek vékonycsiszolata. — Dél-Florida. — 1 N, 14,6×

tok — a szöveti vizsgálat alkalmával általában a mikrokristályos alkotók közé (a mikrithez) soroljuk, hiszen a tulajdonképpeni mikrit jelentős része is igen apróra szétesett bioklaszt. A karbonátos szemcsék képződése szempontjából legfontosabb élő szervezetek a következők:



16.12 ábra. Recens *Peneroplis* vékonycsiszolata. — Floridai self. — Foto: Haas J. — 1 N, 54×

A *vörösalgák (Rhodophyta)* nagy ökológiai tűrőképességű, világszerte elterjedt (kozmopolita) csoportjában mészkiválasztás szempontjából a *Corallinaceae* család, ezen belül pedig a *Melobesidae* alcsalád a legjelentősebb. Jellemző sejtes szerkezetük alapján — gyakori mikritesedésük ellenére is — viszonylag könnyen felismerhető alakjaik a bádeni korú Rákosi Lajtamészkő Formáció lithothamniumos kőzettípusaiban gyakoriak *(16.10. tábla:* **4***)*.

A *zöldalgák (Chlorophyta)* törzsének két családja fejleszt karbonátos vázat *(Codiaceae* és *Dasycladaceae)*. Legtöbb fajuk a meleg, sekély, jól átvilágított tengerek lakója. A mai trópusi tengerek karbonáthomokjának egyik legfontosabb alkotórészét a 2—6 mm méretű *Halimeda* vázlemezek adják *(16.1. tábla:* **2—3**; *16.10. tábla:* **1***)*. Mivel a diagenezis során a *Halimeda*-vázak jellegzetes szerkezete *(16.11 ábra)* a mikritesedés következtében korán eltűnik, fosszilis képviselőiket nehéz felismerni. A hazai újpaleozóikum sekélyvízi, s a mezozóikum (különösen pedig a triász) zátonylagúna-fácieseiben a *Dasycladaceák* vázai igen elterjedtek *(16.5. tábla:* **4**; *16.1. tábla:* **1**; *16.9. tábla:* **3, 4**; *16.10. tábla:* **2, 3***)*.

A *foraminiferák* a karbonátos kőzetek gyakori, olykor alapvető alkotórészei. *Bentonikus* fajaik különböző aljzatminőségi, hőmérsékleti és mélységi viszonyok között élnek. *Bekérgező* alakjaik az igen sekély vízi zátonytetőtől a zátonyfalon át a közvetlen előtéri lejtőig megtalálhatók. A meleg sekélytengerekben gyakori nagy termetű fajaiknál zöldalga-szimbiózis segíti a mészváz kiválasztását (recens *Peneroplidák: 16.12 ábra*). A nyílttengeri karbonátos kőzetekben gyakran nagy mennyiségben jelentkező *planktonikus foraminiferák* váza a tengervíz felső zónáiban jön létre. Mennyiségük a táplálékukat jelentő fitoplankton mennyiségének függvénye, ez pedig általában a parttól távolodva csökken. A nyílttengeri üledékekben ennek ellenére tapasztalható feldúsulásukat elsősorban az egyéb karbonátos és törmelékes elegyrészek mennyiségének csökkenése magyarázza. A plankton-foraminiferák a doggertől kezdve lépnek föl helyenként kőzetalkotó mennyiségben, a középső-kréta óta pedig a plankton-foraminiferás iszap az egyik legelterjedtebb óceáni üledékfajta.

A sekélytengeri foraminiferák feldúsulásának legismertebb hazai példája a középső-eocén korú „főnummulinás mészkő" (=Szőci Mészkő Formáció; *16.11. tábla:* **1***)* vagy a középső-krétabeli Zirci Mészkő Formáció orbitolinás tagozata. Bekérgező foraminiferák ismeretesek a karni emeletbeli Veszprémi Márgába települt, zátonytető fáciesű Edericsi Mészkőből. Plankton-foraminiferák találhatók egyes dogger korú mészkőfajtáinkban (Tölgyháti Mészkő Formáció) vagy a szenon Polányi Formáció mészkő kifejlődésű alsó tagozatában; *16.11. tábla:* **2**).

A *puhatestűek* törzséből a kagylóknak, a csigáknak és a lábasfejűeknek van lényeges szerepük a karbonátos kőzetek felépítésében.

*Kagylók*kal igen különböző vízi környezetekben, gyakran jelentős számban találkozunk. Sekélytengeri üledékek mésztartalmának jelentős része *bentonikus* kagyló (lásd *16.3 ábra*) vázából származik. Egyes földtörténeti szakaszokban *planktonikus* kagylók is kőzetalkotó szerepet játszottak (pl. a doggerben a *Bositrák: 16.5. tábla:* **1**). A kagylóteknők vastagsága szorosan kapcsolatban van az élőhely mozgásállapotával és hőmérsékletével. Nyugodt vízben általában vékonyhéjú kagylók élnek; az erősen hullámzó vízben élő fajok héja vastagabb. Hideg vízben a teknő többnyire vékony; meleg vízre a vastaghéjú alakok jellemzőek. Ez a $CaCO_3$ oldhatóságának a vízhőmérséklettől való függésével kapcsolatos: a hideg víz nagyobb oldóképessége az élő szervezet számára megnehezíti a $CaCO_3$-nak a vázba való beépülését.

A kagylóteknő anyaga többnyire aragonit vagy aragonit és kalcit elegye (a kevert összetételű teknők az *Anisomyariák* csoportjában gyakoriak; *16.11. tábla:* **3**; *16.13 ábra*). A kalcit teknőjű kagylók közül az *Ostrea*-félék *(16.3 ábra)* a legismertebbek. Az aragonit anyagú teknők általában kis (<0,05%) Mg-, de viszonylag nagy (>0,25%) Sr-tartalmúak. A kalcitos teknőknek (ill. a héj

kalcitrétegeinek) Mg-, továbbá Mn- és Fe-tartalma nagyobb, Sr-tartalma azonban kisebb, mint az aragonit anyagúaké.

A *csigák* vázvastagsága is mélység- és hőmérsékletfüggő, akárcsak a kagylóké. A legtöbb tengeri csiga háza aragonit anyagú, csak néhány, a litorális övben élő alaknak van kevert (kalcit-aragonit) vázanyaga. A váz Sr-tartalma általában valamivel kisebb, Mg-tartalma pedig valamivel nagyobb, mint a kagylóknál. A jelenkori üledékben helyenként tömegesen megjelenő planktonikus *Pteropodák* szintén aragonit vázúak.

A lábasfejűek kizárólag tengeri, aktív úszó szervezetek. Az *Ammonoideák* általában igen vékony váza csak ritkán fosszilizálódott. A *Belemnoideák* sugaras-rostos kalcitból álló rosztrumai ellenben viszonylag gyakoriak a júra és az alsó-kréta karbonátos kőzeteiben, s ha utólag nem kristályosodtak át, izotópos őshőmérséklet-meghatározására is alkalmasak.

A *kagylók kőzetalkotó szerepét* a Borsodi-medence 4. sz. barnakőszéntelepének congeriás fedője (10.6121. fejezetrész), a pannon rétegsorok gyakran kőzetalkotó mennyiségben felhalmozódott lumasellái és „kövezetszerű" *Congeria-előfordulásai (16.9. tábla:* **3***)* példázzák. A szenon Ugodi Mészkő nagy része viszont homok méretűre felőrölt kagylóhéj-töredék. Planktonikus kagylók a dogger korú Eplényi Mészkő rétegeiben nagy mennyiségűek *(16.5. tábla:* **1***)*.

Csigák pl. az albai emeletbeli Zirci Mészkő Formáció Úrkúti Mészkő tagozatában s a szarmata korú Kozárdi Formációban dúsulnak fel kőzetalkotó mennyiségben *(16.11. tábla:* **4**; *16.14 ábra)*.

Az *Ammonoideák* dúsulásának legszebb hazai példái a Villányi-hegység és a Dunántúli-középhegység júra és kréta mészköveiben találhatók, többnyire kőbelek alakjában *(16.12. tábla:* **1, 2***)*. *Ammonoideák* és *Belemnoideák* nagy tömegű, kondenzált előfordulása ismeretes továbbá a jugoszláviai Sarajevótól K-re levő Pridvorica illír alemeletbeli kemény felszíneiről *(14.23 ábra)*.

A *tüskésbőrűek* közül elsősorban a *Crinoideák* (tengeri liliomok) nyéltagjai, kisebb mértékben az *Echinoideák* (tengeri sünök) vázai, s a *Holothurioideák* (tengeri uborkák) széthullott vázelemei halmozódnak föl.

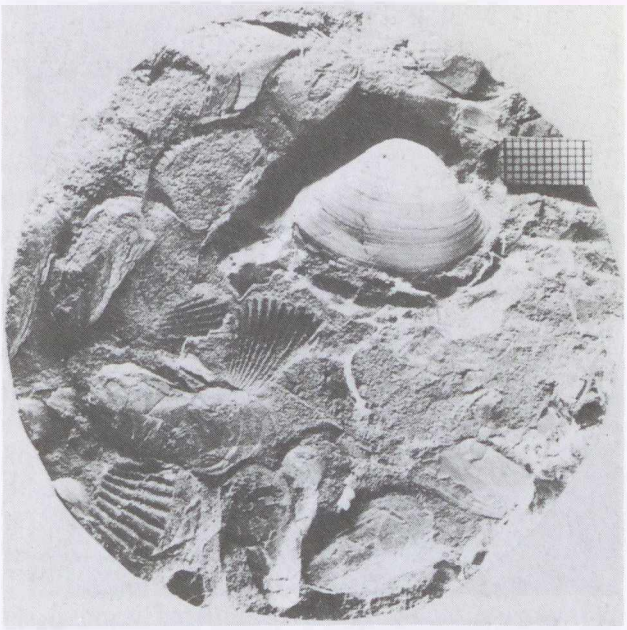
A jelenkori *Echinodermaták* vázelemei Mg-kalcitból állanak. E vázelemek porózus szerkezetűek ugyan, de optikailag egy-kristályként viselkednek. A fosszilis tüskésbőrű-vázak anyaga Mg-kilépéssel kalcittá alakult át anélkül, hogy a vázelemek egy-kristály jellege megváltozott volna.

Vékonycsiszolatban a fosszilis *Enchinodermata*-vázelemek a szemcsék finom-porózus szerkezetéről és optikai viselkedéséről általában még akkor is könnyen felismerhetők, ha azok jellemző külső alakja már eltűnt. Igen gyakran továbbnövekedési pátszegély veszi körül e vázelemeket *(16.12. tábla:* **3**; *16.16. tábla:* **2***)*.

Kőzetalkotó mennyiségűek a *tengeri liliom* nyéltagok a paleo- és mezozóikum krinoideás mészköveiben *(16.15 ábra)*. Planktonikus tengeri liliomok vázelemeit tartalmazzák a júra és kréta medencefáciesű üledékei *(16.12. tábla:* **4***)*. A tengeri sünök és a tengeri uborkák vázelemei gyakoriak ugyan, de csak ritkán tömegesek.

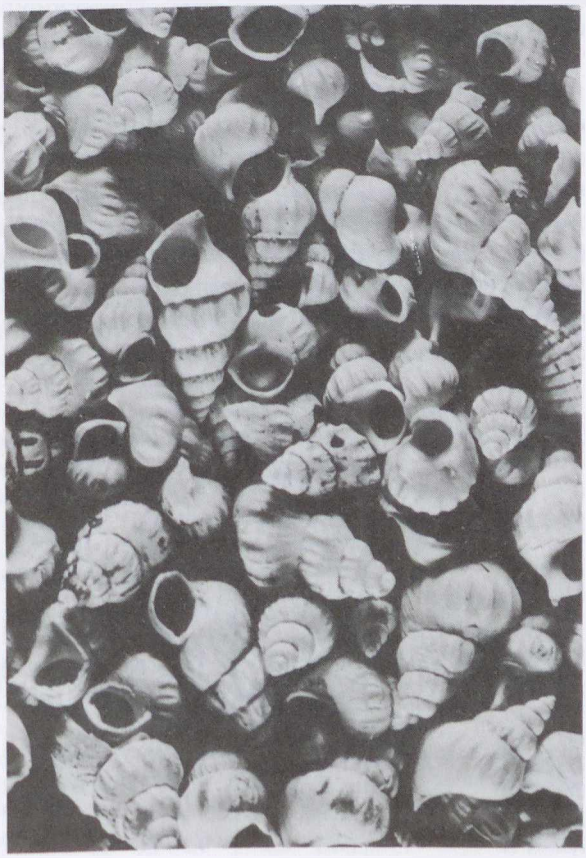
Más állatcsoportok mészvázú alakjai (mészszivacsok, magányos korallok, mohaállatok, pörgekarúak, mészcsöves férgek, kagylósrákok, tengeri makkok, háromkaréjú és tízlábú rákok stb.) alkalmanként ugyancsak jelentős mértékben járulnak hozzá a karbonátos kőzetek felépítéséhez.

16.2132 Peloidok. Így nevezzük azokat a mikrokristályos karbonátból (mikritből) álló, gömbszerű, tojásdad, esetleg kissé megnyúlt szemcséket, amelyek mérete 0,1—2 mm, leggyakrabban azonban 0,1—0,6 mm, de genetikája nem állapítható meg határozottan. Egyes



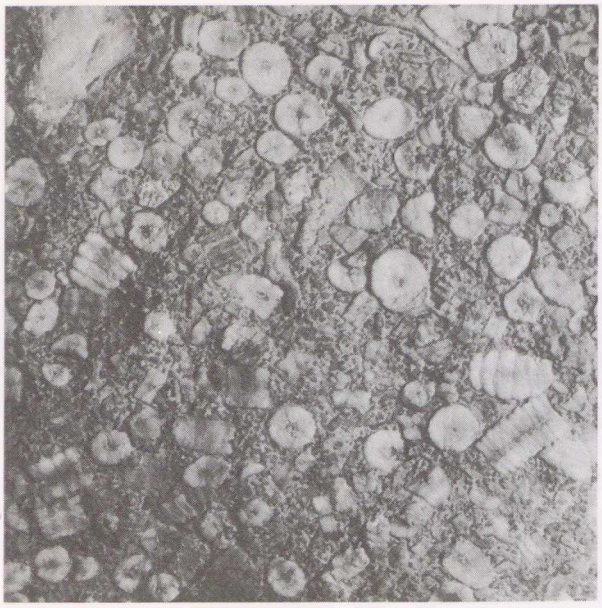
16.13 ábra. Mactra vitaliana eichwaldi LASKAREV, *Cardium vindobonense vindobonense* (PARTSCH) LASKAREV és *Musculus sarmaticus* (GATUEV)-tartalmú dolomárga

Tinnyei Formáció. — Felső-miocén: szarmata emelet. — Hidasnémeti-1. sz. fúrás: 594,3–595,0 m. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ.



16.14 ábra. Rissoa (Mohrensternia) inflata graecensis HILBER kiiszapolt példányai

Kozárdi Formáció. — Felső-miocén: szarmata emelet. — Kozárdi alapszelvény. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ. — 5×.



16.15 ábra. Krinoideás mészkő. — Perkupa: Dunnatető. — Középső-triász. — Gy.: BALOGH K. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ. — Kb. 1/1

fajtáik bizonyára *koprolitok* (fosszilizálódott ürülékek), mások apró intraklasztok vagy mikritesedett ooidok, esetleg felismerhetetlen ősmaradvány-töredékek.

16.2133 Pelletek. Ezek gömbölyű vagy tojásdad, esetleg kissé megnyúlt, mikro- vagy kriptokristályos kalcitból álló, de olykor kőzetliszt méretű szemcséket is tartalmazó, 0,02—2,0 mm nagyságú ürülékcsomók *(koprolitok, fekális pelletek)*. Leggyakoribb átmérőjük 0,1—0,4 mm, leggyakoribb hosszúságuk 0,2—0,6 mm. Kristályegyedeik nagysága sohasem nagyobb 4 μm-nál (átlagosan 2 μm). Hosszúság : szélesség arányuk legnagyobb értéke 2,75. Általában homogének, belső szerkezet nélküliek. Felszínük többnyire sima, de likacsos, esetleg sávos is lehet. Szervesanyag- és foszfortartalmuk miatt színük sötétszürke vagy sötétbarna, mikroszkóp alatt barna, ritkábban aranybarna. Színeződésük azonban gyakran egyenetlen. Méretük egy rétegen vagy egy kisebb kőzettesten belül többnyire azonos; osztályozottságuk tehát igen jó, és ez az őket termelő biofácies változatlanságáról tanúskodik. Körvonaluk rendszerint éles; a diagenetikus folyamatok átalakító hatása következtében azonban gyakran elmosódik; ilyenkor a pellet helyét csak nagyobb szervesanyag-tartalmú, sötétebb folt jelzi.

16.5. táblázat. Különböző állatcsoportok pellet-méretei*

Állatcsoport	Anizometrikus pelletek		Izometrikus pelletek (mm)
	hosszúság (mm)	szélesség (mm)	
Tengeri fűvön élő csigák	0,08	0,04	0,075—0,15
20—25 mm közötti csigák	—	—	
Nagyobb csigák	0,9	0,16	
Férgek I.	0,6	0,3	
Férgek II.	0,7	—	
Férgek III.	1,0	0,5	
Rákok I.	0,5	0,1	
Rákok II.	0,2—2,0	0,2—1,0	
Echinodermaták	1,0	0,4	

* FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) szerint.

Tenger alatti litifikáció esetén az eredetileg iszapos–pelletes üledék aragonitját Mg-kalcit helyettesítheti. Az így létrejött, 5—10 μm nagyságú kristályokból álló kőzetben a pelletek csak elmosódott körvonalú, sötétebb, szerves anyagban gazdag foltokként maradnak fenn. Ha azonban a korai diagenezis során a pelleteket finom-rostos *aragonit* vagy *Mg-kalcit* anyagú, polikristályos, szintaxiális cement veszi körül, körvonaluk élesebbé válik. Légkör alatti diagenezis esetén a pelletek gyakran *Mg-mentes* mikropátittá kristályosodnak át, és rendkívül elmosódnak (FOLK 1962), rétegterhelés hatására pedig deformálódnak. Dolomitokban csak ritkán találtak pelleteket. SARIN (1962) szerint a pelletek a teljesen dolomitosodott kőzetben is kalcit anyagúak maradnak, bár belsejükben néhány idiotópos dolomitkristály is kialakulhat. GUTSTADT (1968) viszont olyan finom dolomitkristályokból álló pelleteket írt le, amelyeket átlátszatlan (afanitos) dolomitszegély vesz körül.

A pelletek elsősorban üledékfaló gerinctelenek ürülékéből keletkeznek, bár ennek egy része a szerves anyag bomlása következtében rövid idő alatt szétesik. A fosszilizálódásra alkalmas pelletek többsége egyes rák-féléktől (pl. *Callianassa*), valamint tengeri férgektől és csigáktól származik *(16.5 táblázat)*. Fennmaradásukat a nyugodt környezetben végbemenő korai kőzettéválás teszi lehetővé, amelynek során eredetileg föltehetően aragonitos anyaguk kalcittá alakul át. BISSELL és CHILINGAR (1967) szerint azonban bizonyos algák *(Mizzia, Osagia)* vázának széttöredezésekor is keletkezhetnek olyan mikrokristályos kalcitgömböcskék, amelyeket a pelletektől nem lehet megkülönböztetni.

A pelletképződésnek a Nagy Bahama Pad (lásd *10.54 ábra*) az egyik jelenkori típusterülete. Ennek az Andros-szigettől Ny-ra eső, védett részein a teljes üledék 30—35%-a áll pelletből (CLOUD JR. 1962; PURDY 1963; MULTER 1977). Itt a pelletes mészsziap 4 m-nél sekélyebb, a rendesnél nagyobb sótartalmú, meleg, alig mozgatott vízben halmozódik fel. A pelletek többségét soksertéjű gyűrűs férgek *(Polychaeta)* termelik, de részt vesznek abban iszapfaló rákok *(Callianassa)* is. Más faunaelemek ritkák. A vízzel fedett mészsziapot zöldalgák, valamint a *Thalassia* nevű, egyszikű „tengerifű" gyér állományai borítják.

A felső-triász korú Dachsteini Mészkő és a Kösseni Formáció lagúnafáciesének viszonylag nagy (0,5—1 mm) méretű (*Parafavrenia* típusú) fekális pelletjei valószínűleg *Callianassa*-szerű rákoktól származnak. Azonban a Steinalmi és a Wettersteini Mészkő is tartalmaz pelleteket *(16.13. tábla:* **1***)*. Apró, valószínűleg ugyancsak fekális pelletek jellemzik a felső-krétabeli Polányi Márga sekély medencefáciesének lapos lejtőjű, peremi kifejlődését is.

16.2134 Ooidok. Olyan gömbszerű vagy tojásdad karbonátszemcsék, amelyek belső magból és azt koncentrikusan körülvevő, egy- vagy többrétegű burokból állnak (10.6231. fejezetrész). A burkot olyan tangenciálisan vagy radiálisan irányított $CaCO_3$-kristályok alkotják, amelyek főtengelye vagy párhuzamos a burokkal, vagy merőleges arra. A burkoló rétegek vastagsága általában 3—15 μm. A koncentrikus rétegek száma néha a 200-at is eléri (PURDY 1963). A burkot felépítő kristályok 1—4 μm hosszúságúak (SHEARMAN *et al.* 1970). DAVIES *et al.* (1978) szerint a frissen képződő ooidok sugárirányú kristályai csendesvízi, érintő irányú kristályai viszont mozgatott-vízi körülményeket jeleznek. Az érintő irányú kristályok aragonitból, a sugár irányúak kalcitból állnak. Az aragonit kristályok azonban a diagenezis folyamán kalcittá alakulnak át. Azokat a szemcséket, amelyek burka irányítatlan kristályokból áll, CAROZZI (1960) javaslatára *pszeudooid*oknak nevezzük.

Az ooidok mérete 0,2—2 mm, de általában 0,2—0,6 mm között van. A 2,0 mm fölötti, hasonló szerkezetű szemcséket *pizoid*oknak nevezzük. Az ooidok magjául bármilyen más szemcse (intraklaszt, pellet, ősmaradványtöredék, sőt — ritkábban — terrigén homokszemcse) is szolgálhat *(16.13. tábla:* **2—4***)*.

A jelenkori üledékek ooidjainak kérge túlnyomórészt *aragonit*, de emellett 3—19% *Mg-kalcit*ot és *kalcit*ot, valamint 1% körüli P_2O_5-ot is tartalmazhat. Kérgük oldási maradékának 0,06 mm alatti frakcióját kvarc, illit, kaolinit, talkum (?) és goethit alkotja (PILKEY *et al.* 1966). A recens ooidokból kékeszöld és zöldalgákat, továbbá 0,5%-nyi sárgásbarna színű bakteriális szerves anyagot is kimutattak. Ez a legalább 30%-ban proteinből álló szerves anyag az ooidok magja körüli gyűrűkben dúsul (NEWELL *et al.* 1960). Az aragonittűk érintő irányú elhelyezkedése az ooidok agglutinációs növekedését bizonyítja (CAROZZI 1960). Hogy a szervetlen kicsapódású aragonittűk megkötésében az ooidokra azok nyugalmi állapotában ránövekedett szerves lemezek fontos szerepet játszanak, azt DAVIES *et al.* (1978) kísérletei igazolják.

Ooidok jelenleg a szubtrópusi és trópusi meleg tengerekben képződnek [Florida Keys, Nagy Bahama Pad, Batabano-öböl (Kuba), Perzsa-öböl, Shark Bay (Ausztrália) stb.]. Képződésüket a $CaCO_3$-ra túltelített víz turbulens mozgása teszi lehetővé *(16.11. tábla:* **2***)*. Általában ≥2 m mélységű, hullámjárta vagy árapály-áramlásos területen keletkeznek; olykor azonban — ha az áramlási és egyéb feltételek kedvezőek — 10—15 m mélységben is létrejönnek (MILLIMAN 1974).

A recens ooidképződés legjobban tanulmányozott területén — a Nagy Bahama Pad peremein (lásd *10.54 ábra*) általános elterjedésű *ooid-homok* többnyire lapos, keresztrétegzett homokdombokat (shoal) alkot *(16.4. tábla:* **1, 3***)*. A Bimini szigetétől D-re folyó ooidképződés két legfontosabb tényezőjének ILLING (1954), NEWELL *et al.* (1960), PURDY és IMBRIE (1964) egyaránt a dagályárammal bejutó, hűvös óceánvíz és a meleg sekélyvíz állandó váltakozását, valamint az üledék állandó mozgatottságát tartják. Míg ui. az óceánvíz a $CaCO_3$ folytonos utánpótlásáról gondoskodik, a víz fölmelegedése és mozgása a karbonátoldódás szempontjából lényeges fölös CO_2-tartalom eltávolításával a karbonátnak a folytonosan görgetett szemcsékre való kicsapódását biztosítja.

Az ooidok nagyságát az üledékképződési hely energiaviszonyai határozzák meg. A finom aragonittűk szakaszos agglutinációja ui. csak kis területre korlátozott ide-oda görgetődést tételez föl. Ennek mértéke pedig a legnagyobb ooid mozgatásához szükséges helyi turbulencia *a* maximális intenzitásának és az ooidmagokat szállító áramlási rendszer *c* energiaszintjének az arányától függ (az utóbbi az ooidmagok maximális nagyságával — „klaszticitás"-ával — jellemezhető). Ennek alapján az ooidos üledékképződésnek a következő hat alaptípusa lehetséges (CAROZZI 1960; *16.16 ábra*):

Az 1. és 2. esetben $a \gg c$. Minél nagyobb az *a* és *c* közti különbség, annál több rétegű ooid képződik. Ha *a* nem sokkal nagyobb *c*-nél, akkor csak egyrétegű ooidok keletkeznek.

A 3. esetben, mikor $a > c$, csak a kisebb ooidmagokon képződik ooidos kéreg mindaddig, míg azok szemcsenagysága az *a*-nak megfelelő szintet el nem éri.

A 4. esetben, mikor $a = c$, csak a kisebb törmelékszemcsék kapnak (többnyire egyrétegű) burkot.

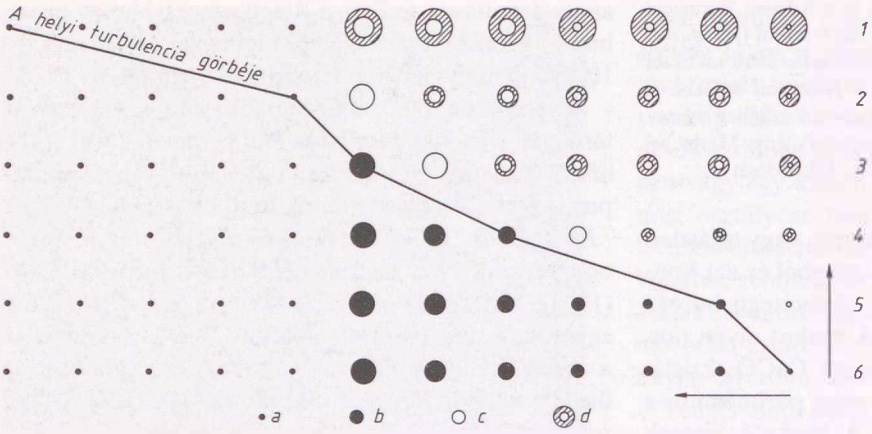
Az 5. esetben, ha *a* értéke csupán valamivel nagyobb a legkisebb szemcse mozgatásához szükséges energiánál, a törmelékes szemcsék túlnyomó része burok nélkül marad, csak a legkisebb szemcse válik egyrétegű ooiddá.

A 6. esetben, mikor *a* csak a legkisebb szemcse megmozgatásához szükséges energiával egyenlő, vagy annál kisebb, ooid nem képződik.

Az Andros-sziget ÉNy-i partjai mentén az ooidok felhalmozódása két fáciesegységben megy végbe (HARRIS 1977; *10.54 ábra*).

— A peremi homokdombok 0,1—1 km szélességű területén, a Nagy Bahama Padnak az uralkodó széliránnyal szemközti peremén, ahol a víz annyira sekély, hogy a dombok apály idején szárazra kerülnek, a jól osztályozott karbonáthomok >85%-a ooidszemcséből áll.

— A peremi homokdombok mögötti széles síkságon, ahol *Thalassia*-gyeppel kötött *ooid-homok* van, ooidok nem képződnek, csu-

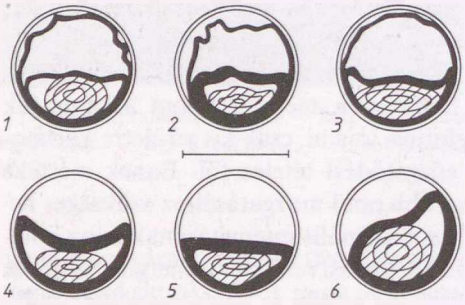


16.16 ábra. Az ooidok típusainak és méretének a víz turbulenciájától függő változása, CAROZZI (1960) nyomán (vázlat)

1–6. A szemcsetípus-társulás különböző esetei (bővebben a szövegben).

a) A legkisebb törmelékes szemcse. — *b)* Pszeudooid. — *c)* Egyrétegű ooid. — *d)* Többrétegű ooid.

A nyíl a potenciális ooidmagvak növekedési irányát jelöli.



16.17 ábra. Félhold-ooidok vázlata CAROZZI (1963) nyomán

A ferdén vonalkázott rész az ooid magja. A *fehér* gyűrű az ép, a *fekete* az összerogyott burokrész.

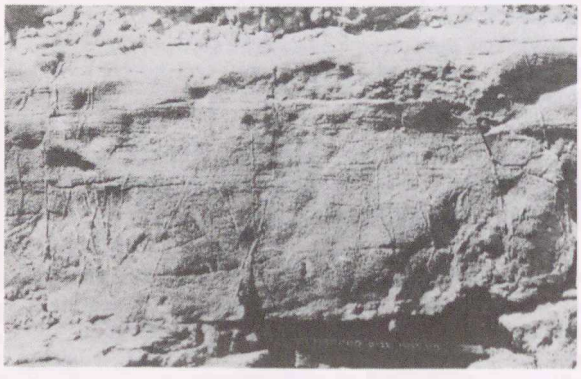
pán felhalmozódnak. Ez a védett, háttéri terület is az árapály övbe esik, vagy legfeljebb 1 m-rel van ez alatt. Az üledéknek >50%-a ooid (ezek általában mikritesedtek, belső szerkezetük elmosódott); de emellett „grapestone" jellegű szemcsehalmazok, pelletek és szerves váztöredékek is előfordulnak. A mésziszap mennyisége ~20%.

Fosszilis ooidoknál is megfigyelhető, hogy a keletkezés és a felhalmozódás helye nem mindig esik egybe, és ezt a környezeti értelmezésnél figyelembe is kell venni.

Az ooidok aragonitos burka — azok esetleg ugyancsak aragonit anyagú magjával együtt — már a korai diagenezis szakaszában sugarasan orientált kalcitkristályokká válik. E folyamat diagenetikus voltát az bizonyítja, hogy a héjak egyes rostos nyalábjai mind a magban, mind az ooidot körülvevő cementben folytatódnak. A koncentrikus szerkezetnek a sugárirányú szerkezet melletti fennmaradása vagy rétegenkénti kalcitosodás, vagy színbeli eltérések következménye. A sugaras szerkezetű ooidokon keresztezett nikolok között ilyen esetben pszeudouniaxiális kereszt mutatkozik.

Az ooidok kalcitosodása általában egyszerű kristályátrendeződés. Megesik azonban, hogy egyes korábban kioldódott aragonitrétegek helye csak a diagenezis későbbi szakaszában töltődik ki kalcittal vagy dolomittal. Az aragonitrétegek többségének kioldódása esetén pedig az oldhatatlan mag mintegy az ooid aljára hull (PAYTON 1966; KNEWSTON—HUBERT 1969), és így ép vagy torzult külső burkú, de excentrikus magvú „félhold-ooidok" keletkeznek *(16.17 ábra)*.

Korai diagenetikus elváltozás az ooidok bizonyos rétegekben vagy szabálytalan foltokban tapasztalható széttöredezése (CAROZZI 1961). Ezzel szemben az ooidok rendszeresen egyirányú ellapulása tektonikai nyomásra utal (CAROZZI 1963; ELLENBERG 1964). Elég gyakran tapasztalható, hogy az ooid néhány külső rétege az ooid deformálódása nélkül leválik, s a keletkező hézagot pátos kalcit tölti ki. Csipkés felületű, „cerebroid ooid"-ok keletkezhetnek az érintkező ooidok felületének nyomási oldódása vagy az ooid külső rétegeinek pátos kötőanyagával való részleges helyettesítődése révén. Az ooidok szerkezetét megváltoztató későbbi diagenetikus folyamatok SWETT (1965) szerint: *a)* az átkristályosodás, *b)* a dolomitosodás, *c)* a kovásodás, *d)* a dolomitosodás utáni kalcitosodás, *e)* a kovásodás utáni dolomitosodás.



16.18 ábra. Halványlilás színű ooidos mészkőpad

Miskolc (Hámor), a Szeleta-hegy mészkőrögének D-i végétől kissé délebbre. — Gerennavári Mészkő Formáció. — Alsó-triász, szkíta emelet. — Foto: BALOGH K. 1958.

16.19 ábra. Pizoidok és onkoidok

a: Mikrites alapanyagú, közetlisztes kalkarenitbe ágyazott édesvízi pizoid egy részlete

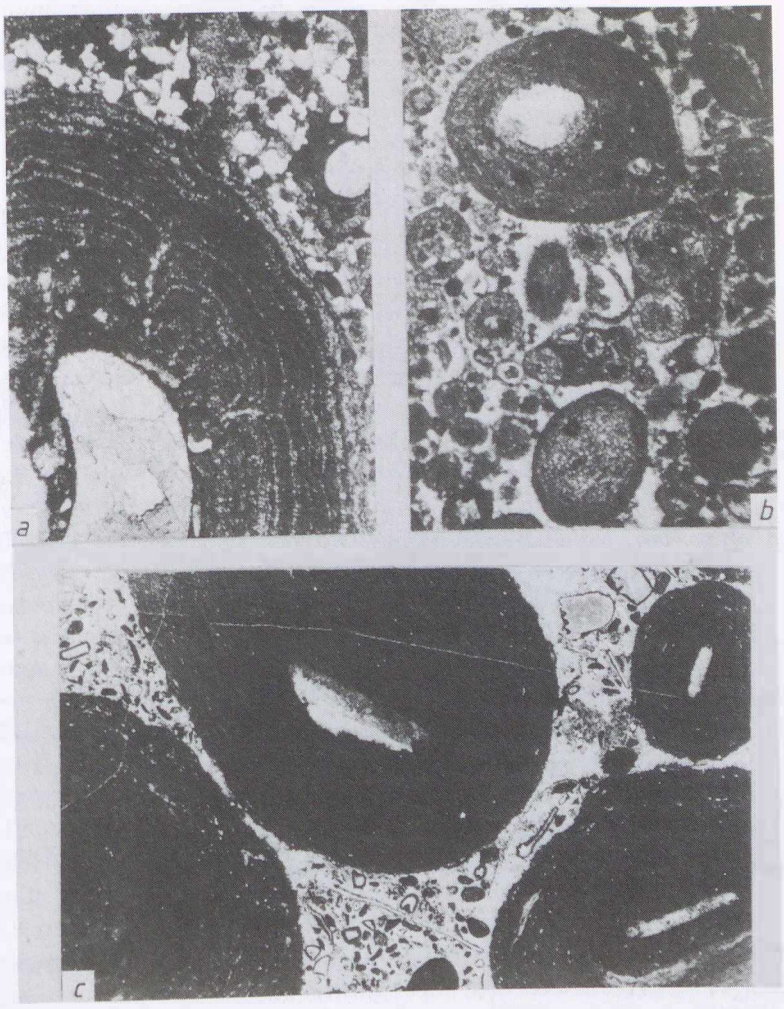
Sümeg Süt-18. sz. fúrás: 112,2–113,5 m. — Ajkai Kőszén Formáció. — Felső-kréta, szantoni emelet. — Foto: HAAS J. — 1 N. — 20,25 ×.

b: Onkoidos oopátit bioklasztokkal

Csabrendek Ck-170. sz. fúrás: 438,0 m. — Kardosréti Mészkő Formáció. — Alsó-júra, hettangi emelet. — Foto: HAAS J. — 1 N. — 20,25 ×.

c: Onkoidos oopátit

Héviz Hv-6. sz. fúrás: 245,7 m. — Edericsi Mészkő Formáció. — Felső-triász, karni emelet. — Foto: HAAS J. — 1 N. — 6 ×.



Hazánkban elsősorban a triász sekélyvízi karbonátos képződményei tartalmaznak ooidos kifejlődéseket. Erősen ooidosak pl. a bükki alsó-triász Gerennavári Mészkövének egyes rétegei *(16.18 ábra)*. Gyakoriak az ooidok a Keszthelyi-hegység karni korú Edericsi Mészkövében *(16.13. tábla:* **3***)*. Kvarcmagvú ooidok ismeretesek a Balaton-felvidéki alsó-triász Köveskáli Dolomitjából *(16.13. tábla:* **4***)*. A szarmata ooidok magját gyakran foraminiferák *(Nubecularia, Miliolina)* alkotják.

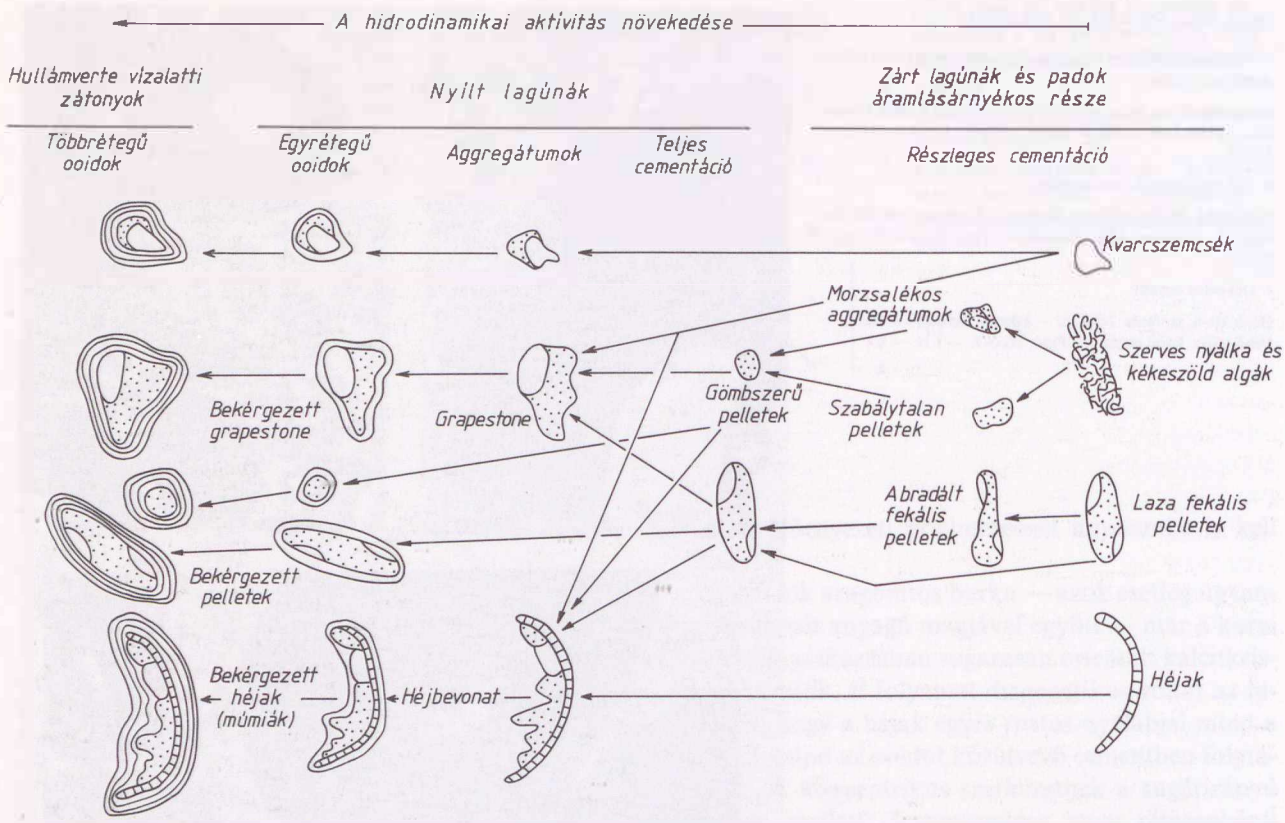
16.2135 Pizoidok. 2 mm-nél nagyobb átmérőjű, gömbszerű vagy tojásdad szemcsék, belső maggal és ezt körülvevő, koncentrikus burkoló lemezekkel. Tengeri, édes- és túlsós-vízi pizoidok recens és fosszilis üledékekben egyaránt előfordulnak *(16.19 ábra: a)*. A tengerparti övben többnyire a korai diagenetikus „beachrock" (10.6131. fejezetrész; *10.41 ábra*) felszínének tálszerű mélyedéseiben *vadózus pizoidok* képződnek. Az ooidok képződésére, alakjára és diagenetikus elváltozásaira vonatkozó általános törvényszerűségek a pizoidokra is érvényesek.

16.2136 Szemcsehalmazok (aggregátumok). Ezek két vagy több szemcséből és kriptokristályos kötőanyagból álló, 0,5—2,5 mm átmérőjű, szabálytalan alakú halmazok. Jelenkori képviselőik kötőanyaga 5—10 μm hosszú aragonittűkből áll, és jelentős mennyiségű szerves anyagot tartalmaz. E kötőanyag MILLIMAN (1967, 1974) szerint nem kémiai kicsapódás terméke, hanem algák, foraminiferák vagy csöves férgek vázainak széthullásából származik. A halmazok szemcséi homok vagy közetliszt méretűek, és különböző típusúak (pelletek, ooidok, váztöredékek stb.).

A recens karbonátos üledékek szőlőfürtre emlékeztető iszaprögeit ILLING (1954) nyomán „grapestone"-nak nevezik.

A szemcseaggregátumok közé sorolhatók a *mésziszap-rögök* is *(16.3. tábla:* **4***)*; nevük angolul: *lump*, németül *Klump*. Ezek olyan összetett szemcsék, amelyekben a mikrokristályos alapanyag mennyisége < 50%, de karbonátszemcséket is tartalmaznak.

A szemcsehalmazok és mészíszap-rögök *képződésének helye* a sekély pad belső része, ahol a hullámverés és az áramlások ereje még elegendő ahhoz, hogy a finom közetliszt és agyag méretű szemcséket az üle-



16.20 ábra. A szemcsehalmazok és bekérgezett szemcsék *(ooidok és onkoidok)* környezet, magtípus és a hidrodinamikai aktivitás szerinti alakváltozása, KENDALL—SKIPWITH (1969) nyomán

dékből kimossa, de a homok, ill. a durvakőzetliszt méretű szemcséket már nem képes eltávolítani *(16.20 ábra)*.

Jelenkori képződésüket elsősorban a Nagy Bahama Padról ismerjük. Az Andros-szigettől DNy-ra és ÉNy-ra, 3 m-nél kisebb mélységű, közepesen mozgatott vízben, az ooid-halmok mögött keletkeznek (MULTER 1977).

16.2137 Onkoidok. Szabálytalan, gömb- vagy ellipszoidszerű, gyakran egyenetlen felszínű szemcsék, amelyeket a belső magot körülvevő, többnyire hullámos lefutású, koncentrikus kérgek sorozata alkot. Bekérgezésüket — a sztromatolitokéhoz hasonlóan — kékeszöld algák hozzák létre úgy, hogy megkötik és összetapasztják a finomtörmelékes mésziszapot. *Az onkoid tehát az aljzattól elvált és azon görgetődve növekvő sztromatolit* (lásd *16.8 ábra*). Mérete 1—2 mm-től több cm-ig terjedhet. Magja különféle karbonátszemcse (pellet, ooid, intraklaszt, váztöredék stb.; *16.19 ábra: b—c*), de olykor nem-karbonátos szemcse (pl. kvarctöredék). Az ősmaradványokat vagy azok töredékeit bekérgező onkoidokat „múmia-szekezet"-eknek is nevezik.

Az onkoidok képződésében — biológiai tényezők mellett — jelentős szerepe van a vízmozgásnak, amely a vízfenéken görgetett szemcsének mindig más részein teszi lehetővé az algák növekedését és az üledékbefogást. Az onkoidok alakját és belső szerkezetét tehát a mozgatottság szabja meg. Egyesek egy-, mások többkérgűek; az egyszerű onkoidoknak egy, az összetetteknek két vagy több, közös kérgű magjuk van.

Onkoidok *jelenkori* képződését a Nagy Bahama Padon, az Andros-sziget ÉNy-i részén *(Joulters Cay)* lehet megfigyelni. Itt 1 m körüli mélységben algaszőnyeggel és tengeri gyeppel borított aljzaton találhatók (MILLIMAN 1974). Az onkoidos fáciesek fosszilis példái általában közvetlenül a zátony mögötti, még viszonylag erős vízmozgású platórészekhez kötöttek. Hogy képződésükben az algáknak fontos szerepük volt, már korán felismerték, sőt — ezt a szerepet félreismerve — több fosszilis onkoidot (*Evinospongia* néven) önálló ősmaradványként írtak le. A jelenkori megfigyelések szerint azonban *az onkoid nem algák kiválasztotta, fajra jellemző váz,* hanem csupán szilárd vázzal nem rendelkező moszatok üledékbefogadó tevékenységének eredménye. Mészanyagú onkoidok képződését patakok és tavak fenekén is megfigyelték, sőt DUNHAM (1965) a felszíni mészkérget átjáró vadózus vízekből való keletkezésüket is lehetségesnek tartja.

Onkoidos mikrofáciesek ismeretesek a Bakony alsó-liász korú Kardosréti Mészkövéből *(16.19 ábra: b)*, a Keszthelyi-hegység kar-

ni korú Edericsi Mészkövéből *(16.19 ábra: c)*, az Aggteleki-hegység Steinalmi Mészkövének aljáról, a Bükk-hegység Bervai Mészkövéből, a Budai-hegység Dachsteini Mészkövéből, valamint a Mecsek ladin emeletbeli Kozári Mészkő Tagozatának tetejéhez tartozó „evinospongiás pad"-ból *(16.5. tábla:* **3***)*.

16.2138 Az intraklasztok (endoklasztok) a bezáró kőzettel csaknem egyidős, a részben vagy teljesen megszilárdult üledék felszakadása és kis távolságú szállítódása után újra leülepedett, törmelékes kőzetelemek *(16.3. tábla:* **2—4***)*. Az üledékgyűjtőből származó anyaguk tehát a még nem, vagy alig litifikálódott karbonátiszapnak a lerakódással egyidejű vagy azt követő áthalmozódásából származik. Rendszerint mikrokristályos kalcitból állanak. Méretük néhány tized mm és több cm, sőt dm között ingadozik; 0,2 mm átmérőjű fajtáik a peloidoktól alig különíthetők el. Képződésüket instabilis aljzatviszonyok, iszaprogyás, hullámzás, fenékáramok okozzák. Intraklasztok keletkezhetnek azonban az árapály öv időnként szárazra kerülő mésziszapjának kiszáradása, fölcserepesedése és rövid távú elszállítódása révén is.

Az intraklasztok alakját a felszakított üledék litifikációjának mértéke határozza meg. A teljesen konszolidálódott üledékből származó intraklasztok általában nem, vagy alig koptatottak. Az árapály öv fölött képződött intraklasztok többnyire erősen kerekítettek. Gyöngén konszolidálódott üledék áthalmozása esetén elmosódott körvonalú, szétfolyó *plasztiklasztok* (röviden: *plasztok*) keletkeznek. Az intraklasztok eredeti alakját azonban számos esetben a rétegnyomás is eltorzítja.

A nagyobb méretű intraklasztokból álló karbonátos kőzetet *szinszedimentációs* vagy *autigén breccsának* nevezzük. Megkönnyítheti az ilyen üledékes mészkőbreccsák felismerését intraklasztjaik eltérő színe, azok szövetének és mikrorétegzettségének eltérő irányítottsága, a klasztok közötti, sztilolitosodással egybekötött (többnyire színes) anyagkiválás, valamint a breccsaszemek közötti résekben üregekben a pátos kalcitból álló, gyakran sztromataktisz típusú kitöltés *(16.15. tábla:* **3***)*.

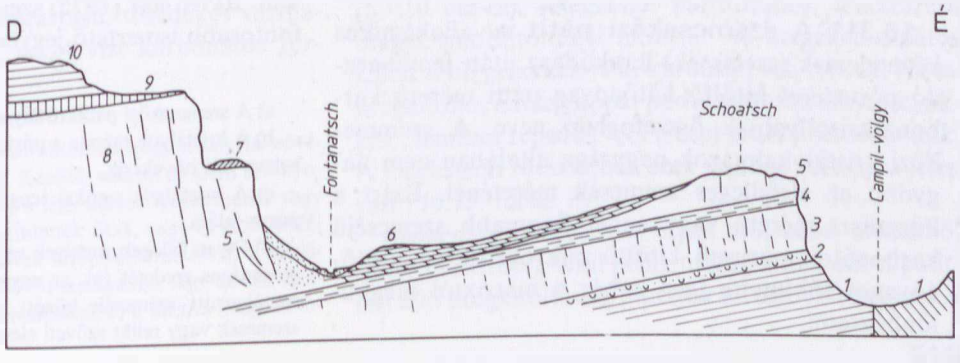
Nem tartoznak szorosan az intraklasztok közé a bezáró kőzettel közel egyidős, de távolabbról szállított és a bezáró kőzettől szövetileg élesen elütő törmelékszemcsék (pl. zátonykőzet törmeléke a zátonylejtő üledékében). Ezeknek nincs egyértelmű nevük. WILSON (1975) a *litoklaszt* elnevezést alkalmazza rájuk, de ezt a kifejezést mások sokkal szélesebb értelemben, az *intra-* és *extraklasztok*, valamint a közel egyidős, de eltérő fáciesű kőzettörmelék gyűjtőneveként kezelik (MILLIMAN 1974).

Intraklasztok elsősorban az árapály fölötti (szupratidális) övben képződnek, ahol gyors ugyan az üledék konszolidációja vagy cementációja, de egyúttal az iszapréteg száradási repedések mentén könnyen fel is leveledzik. Az így keletkezett iszaprögök elszállítódása és újra-beágyazódása viharok idején következik be. Ilyenkor ui. az árapály fölötti zónát több cm, esetleg dm vastagságú új üledék borítja el, s ebbe az előzőleg konszolidálódott és feltépődött üledékdarabok beleágyazódnak. Ilyen üledéket figyelt meg a Floridai-öbölben SHINN (1968; *16.3. tábla:* **3—4**).

Máskor vihar tép föl és ágyaz az árapály fölötti üledékbe algaszőnyeg-darabokat *(16.3. tábla:* **4***)*. Intraklasztok képződhetnek azonban a lapos partok apály öv alatti csatornáiban is, ahová a szupratidális öv megszilárdult üledékének törmelékét apályáramok szállítják be (SHINN 1982).

A közelmúltig csak a már kőzetté vált, fosszilis üledékek vizsgálata utalt arra, hogy többé-kevésbé konszolidálódott lejtőüledék megrogyásával is képződhet intraklaszt *(16.14. tábla:* **2, 3***)*. Újabban azonban jelenkori lejtőüledékekben is megfigyeltek intraklasztokat. JAMES ÉS GINSBURG (1979) szerint a Belize-i zátony előterének lejtőit 250—300 m mélységben borító, holocén korú, konszolidálatlan globigerinás iszap gyakran tartalmaz szabálytalan alakú, 0,5—3,0 cm nagyságú, a bezáró üledékhez hasonló, de Mg-kalcittal cementezett intraklasztokat, amelyeknek a befogadó üledékkel való egykorúságát ^{14}C-vizsgálatok bizonyítják.

Gyakran a zátonyplató konszolidált törmelékdarabjai kerülnek az előtéri lejtő eltérő kifejlődésű, finom szemű üledékébe. Ezek legszebb fosszilis példáit a dél-tiroli Dolomitokból mintegy száz éve MOJSISO-



16.21 ábra. A dél-tiroli Cassiani Dolomit *(zátony)* és a Wengeni Formáció *(medenceüledék)* összefogazódása MOJSISOVICS (1879) szerint

1. Werfeni rétegek. — *2.* „Alsó kagylósmészkő". — *3.* „Felső kagylósmészkő". — *4.* Buchensteini rétegek. — *5.* Wengeni dolomit. — *6.* Wengeni márga és homokkő. — *7.* A Wengeni Formáció legfelső rétegei. — *8.* Cassiani Dolomit. — *9.* Raibli rétegek. — *10.* Dachsteini Mészkő.

VICS (1979) írta le először *(16.21 ábra)*. Azóta már az ilyen lejtőalji litoklaszt-felhalmozódásra is vannak jelenkori megfigyelések (JAMES—GINSBURG 1979).

A Dachsteini Mészkő „Lofer" fácieseiben a dagály fölötti övben képződött intraklasztok között az algaszőnyeg felszakadásából származók a leggyakoribbak. Ezekkel együtt olyan sötétszürke–fekete színű, általában apró intraklasztok („black pebbles") is előfordulnak, amelyek kőzete egységes rétegként csak nagyon ritkán figyelhető meg (10.6132. fejezetrész). Ez eredetileg a dagály fölötti öv apró lápmedencéinek üledéke lehetett, amely kiszáradás után felaprózódva intraklaszttá vált *(16.4. tábla:* **1**; *16.15. tábla:* **1, 2***)*. A felső-kréta korú Polányi Márga Jákóhegyi Breccsa Tagozata olyan, eltérő lejtőn képződött intraklasztokat tartalmaz, amelyek gyakran a karbonátplatóról származó litoklasztokkal társulnak *(16.14. tábla:* **2, 3***)*.

16.22 AZ ÜLEDÉKGYŰJTŐN KÍVÜLI EREDETŰ (EXTRABAZINÁLIS) KŐZETELEMEK

A lehordási területről az üledékgyűjtőbe szállított, karbonátos és nem-karbonátos kőzetelemeket soroljuk ebbe a csoportba.

16.221 Nem-karbonátos, terrigén törmelékszemcsék. A lehordási területről származó s az üledékgyűjtő vizében is stabilis ásványszemcsék kis mennyiségben szinte valamennyi karbonátos kőzetben találhatók. Leggyakoribb ezek közül a kvarc. A terrigén kvarcszemcsék mechanikai elemzéséből a lehordás energiaviszonyaira, egyéb sajátságaiból pedig a kőzet diagenetikus vátozásaira következtethetünk. A terrigén szemcsék azonban gyakran nem önállóan, hanem más kőzetelemek alkotórészeként (pl. ooidok magjaként) jelennek meg *(16.13. tábla:* **4***)*.

16.222 Extraklasztok (exoklasztok, alloklasztok) az üledékgyűjtőn kívüli, idősebb karbonátos kőzetek lepusztulási törmelékének beszállításával keletkezett kőzetelemek. Ezek általában homok vagy kavics méretűek, de olykor hatalmas kőzettömbök is akadnak közöttük. Koptatottságuk változó. Ha jellemző ősmaradványt nem tartalmaznak, nehezen különböztethetők meg az intraklasztoktól. Tenger alatti (elő- vagy háttéri) lejtők alján, törmelékkúpszerűen halmozódnak fel.

A számos hazai példa közül az apti korú Tatai Mészkőnek triász, júra és alsó-kréta üledékekből származó, ősmaradványokat is tartalmazó, homok méretű extraklasztjait a *16.14. tábla:* **4.** képe szemlélteti.

16.3 A MÁSODLAGOS KŐZETELEMEK JELLEMZÉSE

Másodlagosak azok a kőzetelemek, amelyek az üledékképződést követően

a) a szemcsék közti térben oldatból történt kicsapódással, vagy

b) a szemcsék és/vagy a szemcseközi kötőanyag átkristályosodásával, anyagának megváltozásával jöttek létre.

16.31 AZ ORTOKÉMIKUS KŐZETELEMEK

Oldatból való kiválással és ezt követően a kémiai összetétel megváltozása nélküli állapotváltozással keletkeznek.

16.311 A szemcseközi pátit az allokémikus kőzetelemek (szemcsék) lerakódása után fennmaradó pórusteret kitöltő kötőanyag pátit méretű karbonátkristályainak összefoglaló neve. A szemcseközi kristályhalmazok nagysága általában nem nagyobb az elsődleges szemcsék méreténél. Ezért a kőzetliszt méretű vagy ennél finomabb szemcséjű karbonátok pórusait kitöltő mikrokristályos kötőanyagot többnyire igen nehéz a mátrixtól megkülönböztetni.

Nem könnyű azonban a szemcseközi pátitnak a mikrites alapanyag szemcsenövekedésével (aggradációjával) létrejött pátittól való megkülönböztetése sem. BATHURST (1975) szerint a szemcseközi pátit legfontosabb ismertető jegyei a következők:

a) A szemcseközi pátitkristályok sík felszínek mentén érintkeznek.

b) A kristályok mérete a pórusfalat alkotó szemcsékből a pórus belseje felé növekszik.

c) A kristályok optikai tengelye és hossztengelye merőleges a pórus falára.

d) Olyan jellegek, amelyek valószínűtlenné teszik a pát átkristályosodásos eredetét (pl. az egymással érintkező, jól koptatott és osztályozott szemcsék között nincsenek átalakulatlan mikrites szemcsék vagy relikt szöveti elemek).

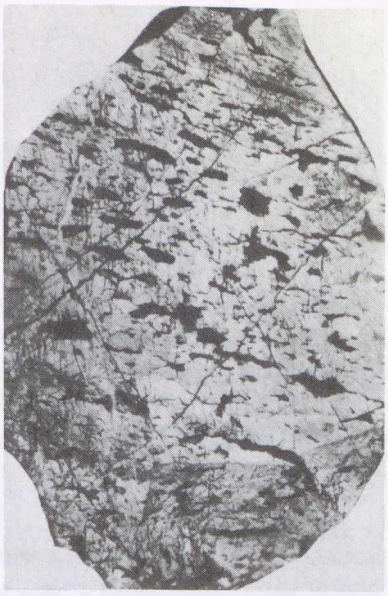
Önmagában azonban e kritériumok egyike sem perdöntő; csak több ismertetőjel együttes meglétének van bizonyító ereje. Egyébként a szemcseközi pátit a szemcsevázú („grainstone") szövettípusra jellemző. Ilyen grainstone szövetű bio- és oopátitot mutat be a *16.13. tábla* **3.** képe.

16.312 Az üregkitöltő pátit az üledék lerakódása során vagy a szedimentációt, ill. a diagenezist követően oldódással, zsugorodással, szervezetek tevékenysége révén vagy egyéb okokból létrejött, mm-től m-es nagyságrendig változó méretű üregeket tölt ki. Az üreg nagysága általában jelentősen meghaladja a befoglaló kőzet szemcsenagyságát. Ilyenek lehetnek pl. az egykori élőlények (foraminiferák, csigák, ammoniteszek stb.) kamrái, az ősmaradványvázak (pl. kagylóteknők, phylloid algalemezek) alatti, vagy a telepalkotó, bekérgező szervezetek által körülnőtt üregek, továbbá ásó–fúrószervezetek járatai, faló- és lakócsövei, a tektonikus repedések s az epigenezis során kioldódott (karszt) üregek is. Ezek pátitos kitöltése igen változatos (rostos, tűs, szálas vagy mozaikszerűen izometrikus) kristályokban jelentkezik. Közülük az alábbiak érdemelnek külön kiemelést:

„Sztromataktisz" a neve az olyan alul sík, felül egyenetlen, általában a rétegzéssel párhuzamosan megnyúlt üregnek, amelyet vékony, rostos („radiaxiális") kalcit kérgez be, és pátitlemezekkel tagolt, többgenerációs, finom szemű tengeri üledék, felül pedig többnyire durva pátit tölt ki. Általában a finom szemű (kalcilutit) kőzettípusban, gyakran iszapdombok belsejében jön létre. Az üreg vagy algaszövedék között, vagy ásószervezetek, esetleg üledékelmosás hatására keletkezik, s a korai (tenger alatti) cementáció során töltődik ki. Igen szép példája a tatai Kálvária-domb alsó-liász korú Pisznicei Mészkövéből ismeretes (lásd *14.22 ábra*).

„Madárszem" (bird's-eye) szerkezetű az a finom szemű mészkő vagy dolomit *(16.22 ábra)*, amelynek egymástól szabálytalan távolságban, de a rétegzéssel párhuzamosan elhelyezkedő, több mm-es „fenesztrális" (=ablakszerű) pórus-sorait pátos kalcit tölti ki. SCHREIBER (1978) szerint a névvel HALL (1847) eredetileg egy ordovíciumi korú, féreg-ásásnyomokat, sokszögű száradási repedéseket, áramlási fodrokat, keresztrétegeket és rossz megtartású, töredékes vázmaradványokat tartalmazó, sekélyvízi karbonátos formációt jelölt meg.

A „madárszem"-eket eleinte koralltörzsek vagy sekélyvízi növények maradványainak tartották. Később viszont *a*) állati ásásnyomoknak vagy féregcsöveknek, *b*) a lágy üledék megsuvadása vagy kiszáradása utáni üregeknek tekintették őket, vagy *c*) gázbuborékok elillanásakor képződött csövek kitöltődésével, ill. *d*) a mészszap és pát félig összetartó „felhő"-it tartalmazó, lágy üledék újrafeldolgozódásával és gyors leülepedésével, *e*) a meszes (vagy dolomitos) iszap foltokban való átkristályosodásával, vagy *f*) a mészszap „csökevényes dolomitosodásá"-val magyarázták általában keletkezésüket.



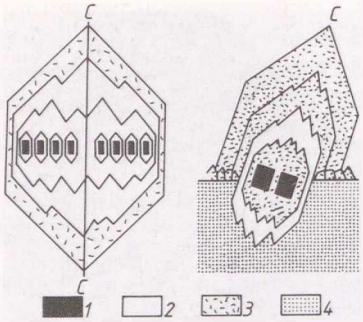
16.22 ábra. Kalcit anyagú *(sötét)* „madárszem"-eket tartalmazó peritidális dolomit *(világos)* felületi csiszolata festés után

A Fehérkői Mészkő Formáció felső része. — Középső-triász: ladin emelet. — Miskolc–Diósgyőr, Fényeskő-völgy. — Gy.: BALOGH K. 1958. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ. — Kb. 1/1.

A *fenesztrák* a kőzetváznak a rendes szemcseközi hézagoknál nagyobb, a kőzet keletkezésével egyidejű (vagy csaknem egyidejű), de később kitöltődő megszakadásai. Az algaszőnyeges sztromatolitokhoz kapcsolódó fenesztrális szerkezeteket ma már egyértelműen dagály feletti vagy árapály övi eredetűeknek tartják. Pórusaik egy része az algaszálak szerves anyagának elbomlása során jön létre, mások gázbuborékok nyomai, ismét mások pedig kiszáradással kapcsolatos zsugorodás eredményei. Velük együtt néha olyan nagyobb méretű, de hasonló felépítésű üregkitöltések is megjelennek, amelyek a sztromataktiszok felé vezetnek át. A Fődolomitból és a Dachsteini Mészkő „Lofer" fácieséből ismert példáinak vékonycsiszolati képét a *16.7. tábla:* **1,** továbbá a *16.4. tábla:* **2.** sz. képei szemléltetik.

„Bikaszem"-nek (bull's-eye) a nagyobb méretű (5—10 cm-es), rétegzéssel párhuzamos, lencseszerű üregek pátitkitöltéseit nevezik. Az üregeket a pátos kalcit több generációja kokárdaszerűen tölti ki. Ha az üregkitöltés a réteglappal párhuzamosan elnyúlik, akkor „lemezes repedés"-ről (sheet crack) beszélhetünk. A Dachsteini Mészkőben ezek minden változata jelen van *(16.15. tábla:* **3**).

Geopetális szerkezetek: olyan alul belső üledékből (főleg mikritből), felül pedig utólag kicsapódott pátitból álló üregkitöltések, amelyek az üledékfelszínnek a



16.23 ábra. Tüskésbőrű vázelem szintaxiális továbbnövekedésének vázlata EVAMY—SHEARMAN (1965) nyomán

1. Tüskésbőrű vázelem (töredék). — *2.* Vasmentes karbonát. — *3.* Vastartalmú karbonát. — *4.* Finomszemű üledék.

lerakódás idején elfoglalt helyzetét a vízszintmérő légbuborékához hasonlóan rögzítik. Különösen ősmaradványvázak (pl. csiga- és brachiopodahéjak) belső üregeiben s a lemezes vázak (pl. phylloid algalemezek) alatti védett pórusokban gyakoriak *(16.9. tábla:* **4**; *16.15. tábla:* **4**).

16.313 A továbbnövekedési pátit az üledékszemcse mint kristályosodási mag körül kiváló, arra szintaxiálisan rárakódó szegély, amely a szemcsemaggal egyetlen kristályt alkot. Kőzetalkotó szerepét tekintve a kötőanyag egyik fajtája. A továbbnövekedés a kalcit egy-kristályából álló tüskésbőrű vázelemek esetében a leggyakoribb, de más ősmaradványvázak (pl. csigahéjak, kagyló-, brachiopoda- vagy osztrakodateknő) töredékeinél is megfigyelhető. A krinoidea-vázelemek továbbnövekedésének részleteit EVAMY és SHEARMAN (1965) írta le olyan környezetből, amelyben a Fe^{2+}-koncentráció a cementáció folyamán sűrűn változott; így festéses eljárással a *gyűjtőkristályosodás* egyes szakaszait mutató zónák jól megfigyelhetőkké váltak. A folyamat a krinoidea-vázelem pórusainak kitöltődésével kezdődik, majd továbbnövekedési koszorú képződésével folytatódik. Az egymással érintkező kristályegyedek közös kristályburokká egyesülnek *(16.23 ábra)*, s a csúcsok számának csökkenésével végül is a *c* tengely irányában megnyúlt kristály jön létre. A rendelkezésre álló tér korlátozottsága miatt ez a folyamat azonban az esetek többségében nem teljesülhet ki, hanem valamilyen köztes állapotban „befagy" *(16.16. tábla:* **1, 3**).

16.314 Átkristályosodási pátit: különböző szöveti elemek (elsősorban mikrit) diagenetikus átkristályosodásával, kristályainak növekedésével (aggradációjával) keletkező pátit. FOLK (1965) és SPRY (1969) szerint ennek során az ásvány összetétele változatlan marad, csupán a kristály mérete, alakja és rácsszerkezeti irányítottsága módosul. Mivel a diagenezis általában nedves környezetben megy végbe, a szilárd fázisú átkristályosodás igen ritka. Ezért a Mg^{2+} és más ionok kicserélődése következtében többnyire az ásvány összetétele is megváltozik az átkristályosodás alkalmával (BATHURST 1975).

Az átkristályosodási pát felismeréséhez STAUFFER (1962) szerint a következő jellegek nyújthatnak támpontot *(16.16. tábla:* **2, 4**):

— A kristályok szabálytalan alakúak, határaik egymásba fogazódnak, méreteloszlásuk rendszertelen, növekedésük az át nem kristályosodott kőzetrészek elrendeződéséhez igazodik.

— A pátitban az eredeti szöveti elemek körvonalai („árnyékai") ismerhetők fel („relikt szöveti elemek").

— Ha a kőzet csak részlegesen kristályosodik át, reziduális mikritfoltok „úszhatnak" a pátitban, vagy a pátit euhedrális (sajátalakú) kristályai jelennek meg foltszerűen a mikritben, ill. nyúlnak bele abba az átkristályosodás frontvonalán.

— A pátos befoglaló anyagban az allokémikus kőzetelemek szórtan helyezkednek el: nem, vagy alig koptatottak (a szövet nem „grainstone" jellegű).

Az átkristályosodás rendszerint növeli a kőzet szemcsenagyságát; 2% fölötti agyagásvány-tartalom azonban (meg)akadályozhatja a pátos kristályok kialakulását (BAUSCH 1968).

16.315 Átkristályosodási mikrit (pszeudomikrit). Ha az alacsony hőmérsékleten és kis nyomáson végbemenő átkristályosodás kristályméret-csökkenést eredményez, másodlagos (pszeudo)mikrit jöhet létre. Ez a jelenség már a korai diagenetikus fázisban is megfigyelhető. BATHURST (1975) szerint a Biminilagúnában és a Bahama-platón a *grapestone*-szemcsék jelentős részének csökken a kristálymérete, s a *peloid* szemcsék nagy része tulajdonképpen mikritesedett bioklaszt. Gyakran mikritesedik azonban a recens zátonyvázak biogén karbonátja is. A mikritesedés első fázisában sokszor csak a szemcsék szegélyének kristályméret-csökkenéssel képződött burka tűnik mikritesnek.

A mikritesedés oka nem tisztázott: több tényező is előidézheti. Ezek közül a szerves anyag bomlása és az alacsonyabb rendű algák tevékenysége lehet leginkább számottevő.

16.32 HELYETTESÍTŐ (ALLOKÉMIKUS) KŐZETELEMEK

Ezek az elsődleges kőzetelemek helyén, azok anyagának megváltozásával jönnek létre. A helyettesítés gyakran a kőzet teljes átkristályosodását eredményezi.

16.321 Helyettesítő pátit. A tűzkövet helyettesítő kalcit kristályai csupán *sajátalakúságuk* (euhedrális formájuk) révén különböznek az átkristályosodási pátittól. A helyettesítési folyamatnak azonban az a leggyakoribb esete, amikor a mésziszap, ill. a mészkő Mg^{2+}-felvétellel dolomitosodik. Ez a folyamat egyúttal kristálynövekedést (dolopátitosodást) eredményez, ezért az ilyen kétségkívül másodlagos dolomitkőzetek rendszerint cukorszövetűek. Anyaguk olyan, közel azonos méretű, romboéderes kristályokból áll, amelyek belseje a zárványok miatt „felhős", pereme azonban víztiszta. Gyakori azonban a Fe-, ritkább az Mn-ionok felvétele is, ami a sziderit (ankerit), ill. a rodokrozit sorba tartozó átmeneti ásványok kiválását eredményezi.

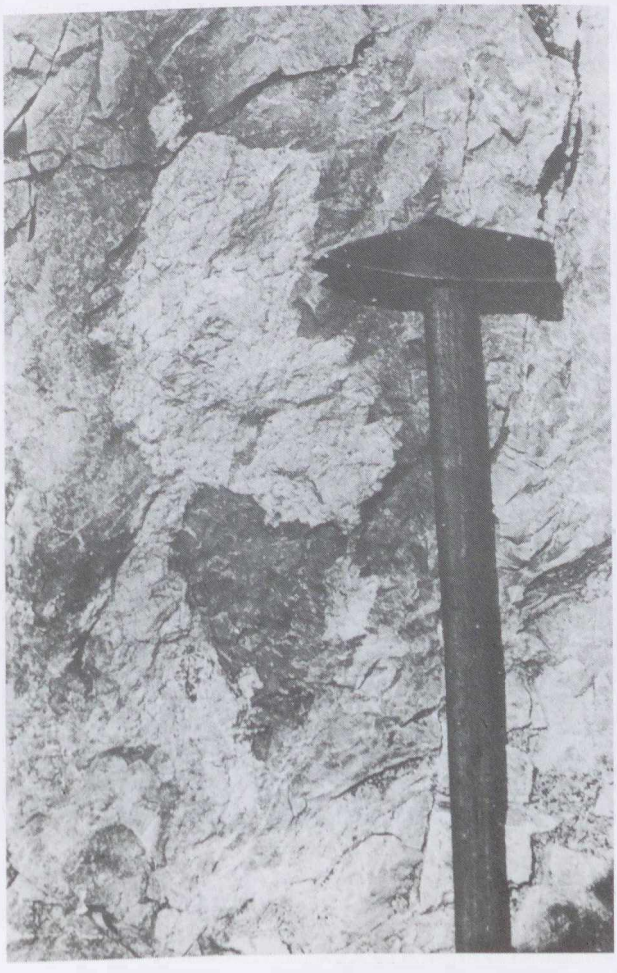
Az eredeti szövet sok esetben mégsem semmisül meg teljesen: az eredeti kőzetelemek peremvonalai még észlelhetők, a dolomitkristályok körvonala azonban metszi a szemcsehatárokat. Ha a helyettesítés csak részleges vagy foltszerű, az átalakult és átalakulatlan szövetrészek a felületi vagy a vékonycsiszolat megfestésével különíthetők el egymástól. Festéssel a késői helyettesítésre utaló Fe-tartalmú dolomit is elkülöníthető.

A *dolomitosodás* lehetősége már a diagenezis *korai* fázisában fennáll: fő színtere az árapály öv fölötti zóna. További feltétele a száraz–meleg éghajlat, amelyen a felszínközeli szulfát- (gipsz-, esetleg anhidrit-) és aragonit-kicsapódás miatt a pórusvizek Mg^{2+}/Ca^{2+} aránya a Mg javára tolódik el. A leszivárgó, *Mg-dús oldat* átitatja a konszolidálatlan üledéket, és a mésziszap részben vagy teljesen dolomitosodik (*szebkha-típusú dolomitosodás;* 14.291. fejezetrész). Ez magyarázza pl. a Fődolomit Formáció keletkezését. A különböző méretű helyettesítési állapotban „befagyott" dolomitosodási folyamat a Dachsteini Mészkő és a Fődolomit közötti átmeneti szakaszon tanulmányozható (*16.4. tábla:* **4, 5**).

A mély betemetődéssel kapcsolatos, *késői diagenetikus dolomitosodás* esetén részint a magasabb hőmérséklet, részint az átalakító hatások hosszabb időtartama teszi lehetővé a mészkő dolomitosodását minden olyan esetben, amikor a kőzettel érintkezésbe kerülő oldatok Mg^{2+}-tartalma nagyobb a kalcit/dolomit egyensúlyi oldataiban szokásosnál. Mivel a mélységi pórusvizekben nem ritka az egyensúlyi állapotot meghaladó Mg^{2+}-tartalom, a mélységi dolomitosodás elég gyakori jelenség (USDOWSKI 1968). A késői diagenetikus és epigenetikus helyettesítéssel többnyire szabálytalan alakú dolomittestek jönnek létre; ezek egy miniatür példáját a *16.24 ábra* szemlélteti. Hasonló eredetűek lehetnek azonban az alpi és észak-magyarországi Steinalmi és Wettersteini Formációk hatalmas (többnyire cukorszövetű), a formáción belüli mészkövekkel szabálytalanul összefogazódó dolomittömegei is (HENRICH 1984).

A korai és késő-diagenetikus dolomitok legfontosabb ismertető jegyeit a *16.6. táblázat* szemlélteti.

Az *epigenetikus dolomitosodás* az ismét felszínközelbe került mészkőtestek átalakulási folyamata, amely *vagy* leszivárgó oldatok, *vagy* felszálló hidrotermák hatására megy végbe. Az így létrejövő kőzetek gyakran üregesek, rétegződésük elmosódik, a dolomitosodás foltszerű, a kristályméret változó, és gyakoriak a maradvány szöveti és szerkezeti elemek. A Mg/Ca arány kis távolságon belül jelentősen megváltozhat.



16.24 ábra. Szabálytalan alakú, átkristályosodott dolomitfolt a Bükk hegység ladin emeletbeli Fehérkői Mészkő Formációjának felső részéből

Miskolc–Lillafüred. — Boldogasszony-sétány a Szinva-völgy K-i oldalán. — Foto: BALOGH K. 1958. — Kb. 1/4.

16.6. táblázat. A korai és késő-diagenetikus dolomitok megkülönböztető jegyei*

A dolomitosodás ideje	Megszilárdulás előtti[1]	Megszilárdulás utáni[2] korábbi	Megszilárdulás utáni[2] későbbi
Kristályméret	<0,01—0,02 mm	>0,02 mm	
Az ősmaradványok megtartási állapota	A homoaxiális dolomitosodás miatt jó	Csak a durvakristályos szerkezetek (pl. a krinoideák) maradnak fenn	
Fácies	Felismerhető (pl. lagúnás vagy medenceszegélyi)		
Horizontális megoszlás		Felismerhető	Nem ismerhető fel
Rétegzés szerinti megoszlás	Van (pl. a dolomit mészkővel váltakozik)	Nincs (a dolomit határai keresztezik a rétegzést)	
Kapcsolat gipsszel és anhidrittel	Van (a dolomit gyakran a regressziós ciklusok felső részéhez kapcsolódik)	Nincs	
Száradási jegyek	Vannak (pl. breccsásodás, zsugorodási üregek)	Nincsenek	
Vastartalom	Nincs	Gyakori	

* Füchtbauer—Goldschmidt (1965) nyomán.

[1] A csíraképződés aránya az oldat túltelítettsége miatt nagy. A kristályok nagysága néha lefelé növekszik, máskor az egész rétegben gyűjtőkristályosodás tapasztalható.

[2] A csekély koncentráció-grádiens miatt hosszabb idő alatt, de nagyobb kristályok válnak ki.

Ritkább a dolomitkőzet másodlagos kalcitosodása („dedolomitizáció"-ja). E folyamat De Groot (1967) kísérletei szerint felszínközeli környezetben, 50°C alatti hőmérsékleten, nagy Ca^{2+}/Mg^{2+} arány esetében, diagenetikusan is végbemehet. Számos irodalmi adat tanúskodik azonban epigenetikus keletkezése mellett is.

Tóth és T. Gecse (1981) szerint a kalcitosodott dolomitot a következő szöveti bélyegek jellemzik:

— A kalcitkristályok belsejében részlegesen átalakult dolomitreliktumok vannak.

— A szövet gyakran vasoxidos szegélyű kalcitromboéderekből áll.

— Dolomit utáni, polikristályos kalcit-pszeudomorfózák mutatkoznak.

— A dolomit és kalcitosodott dolomit között fokozatos átmenet figyelhető meg.

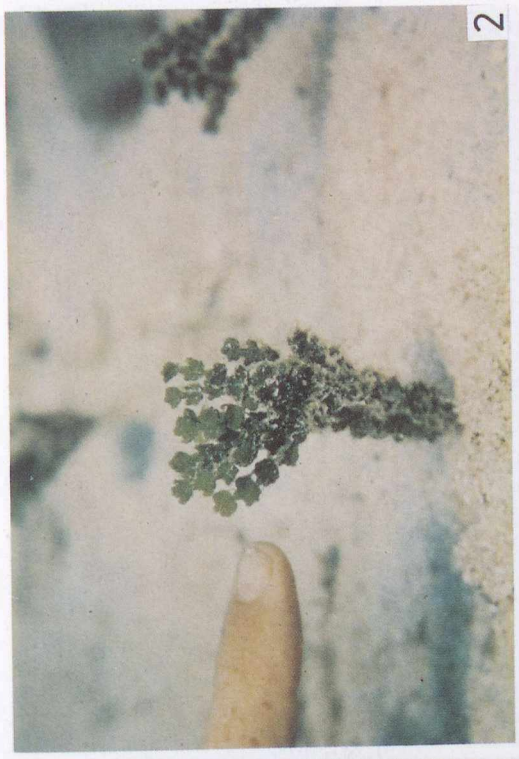
16.322 Helyettesítő, nem-karbonátos ásványok. A diagenezis során a karbonátanyagot részben vagy teljesen kova (tűzkő), foszfátok vagy vasásványok helyettesíthetik. A helyettesítő elemek többnyire már az eredeti üledékben megvoltak, és csupán azok átrendeződéséről van szó. Kovás mészkövekben a SiO_2 forrása általában radiolária-váz vagy szivacstű. A mobilizálódó SiO_2 lencsékben, gumókban különül el, és helyét a biogén vázelemekben kalcit foglalja el (pl. a titon–alsó-kréta korú Mogyorósdombi Mészkő esetében).

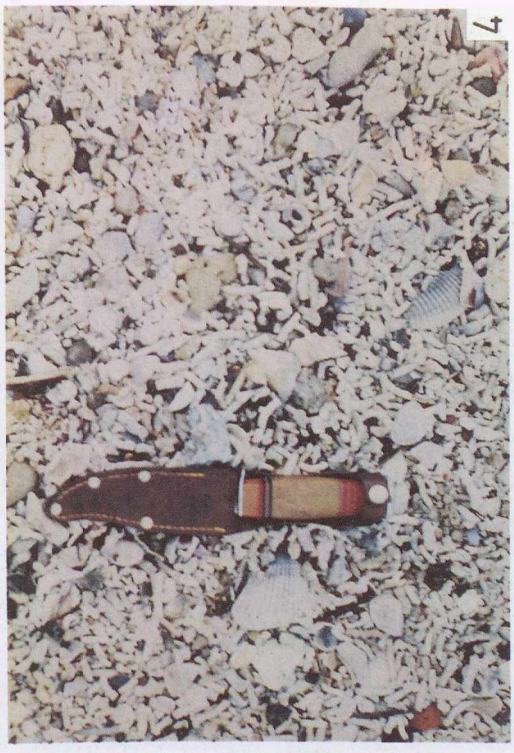
Egyes mészvázú ősmaradványok vázát gyakrabban helyettesíti kovaanyag, mint másokét („szelektív helyettesítés"). Newell *et al.* (1953) szerint leggyakrabban a mohaállatok, négyes és táblás korallok és egyes pörgekarúak mészváza kovásodik, legkevésbé a mészszivacsoké és a *Dasycladacea*-algáké.

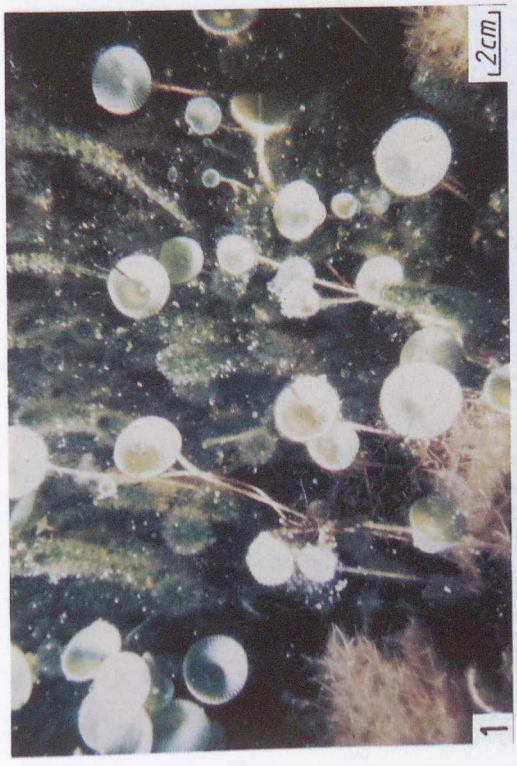
A pirit és markazit ugyancsak gyakori helyettesítő ásvány. Az euxin fáciesű képződmények diagenezise során vagy epigén folyamatok (beszivárgás, hidrotermák) hatására képződik, és az oxidációs övben gyakran limonittá alakul át.

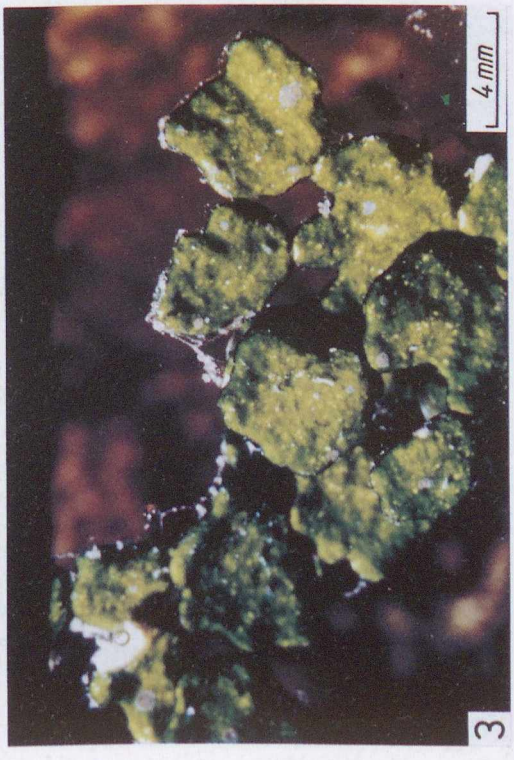
16.1. tábla

Jelenkori karbonát-szolgáltató szervezetek









1. *Acicularia* sp. *(Dasycladaceae)*. — Foto: SHINN, E. A.

2. *Halimeda* sp. *(Codiaceae)* élethelyzetű telepe. — Foto: SHINN, E. A.

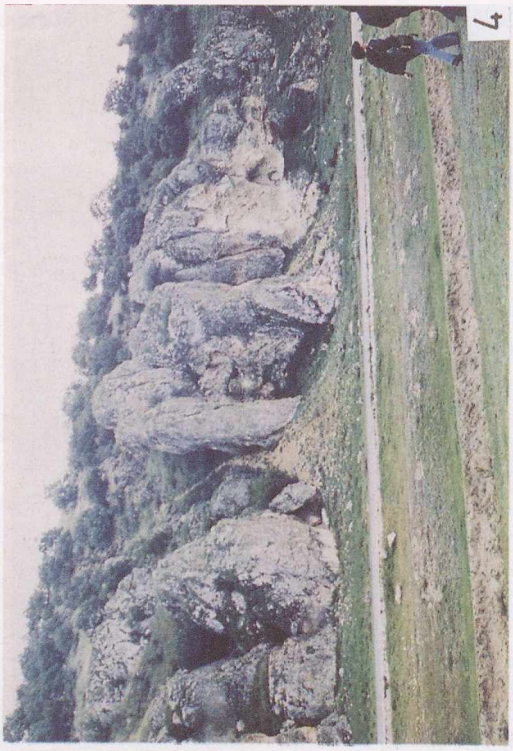
3. A *Halimeda*-telep egy ágának felépítése. — Foto: SHINN, E. A.

4. Korall- és héjtöredékeket tartalmazó tengerparti biogén törmelék. — Havanna, Kuba. — Foto: HAAS J.

16.2. tábla

Két jelenkori zátonyalkotó szervezet és fosszilis zátony









1. *Acropora palmata* (LAMARCK) zátonyalkotó telepes korall.
2. *Acropora cervicornis* (LAMARCK) zátonyalkotó telepes korall. Előtte egy kb. 1 m átmérőjű „agykorall" — *1—2:* Florida. Foto: SHINN, E. A.

3. Korallok alkotta fosszilis foltzátony
Adnet (Ausztria). — Dachsteini Mészkő Formáció. — Felső-triász. — Foto: HAAS J.

4. Mészszivacsok *(Calcispongia)* alkotta fosszilis „mikroatoll"-ok
Közép-Dobrudzsa K-i része. — Casincea Formáció. — Felső-jura. — Foto: HAAS J.

16.3. tábla

Jelenkori algaszőnyegek



1. Iszapsziget a lagúna belső részében, a háttérben mangrove-erdővel, az előtérben algaszőnyeges mésziszappal

2. Algaszőnyeggel borított, intraklasztos mésziszap szelvénye

3. Kiszáradó algaszőnyeggel borított felszín

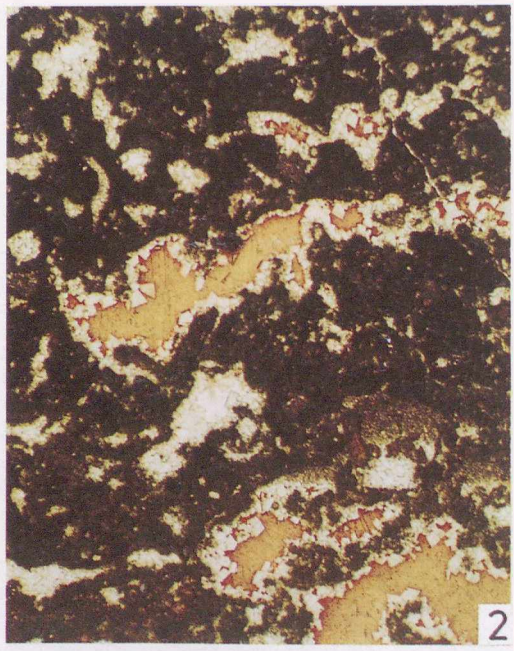
4. Az algaszőnyeg felszakadásával keletkezett mésziszap törmelék

1—4. Floridai-öböl, Crane Key. — Foto: Haas J.

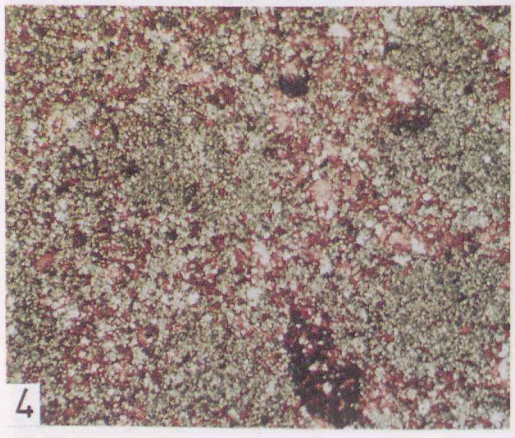
16.4. tábla

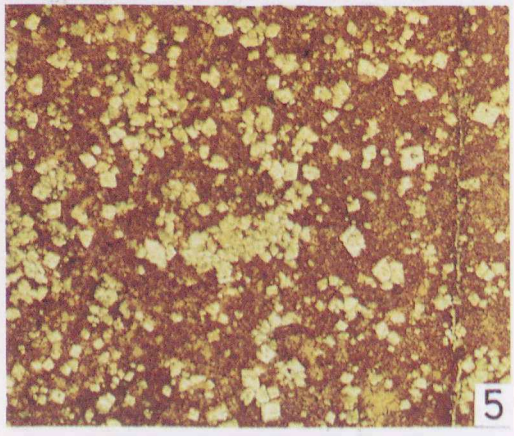
Kvarter ooid-halmok. Dolomitosodás











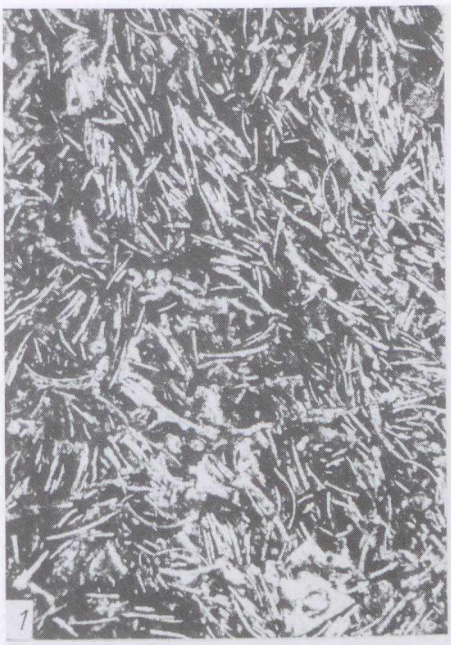
1. Jelenkori karbonátos pad peremének ooid-dűnéi légifényképen — Bahamák, Cat Cay. — Foto: Shinn, E. A.

2. Algaszőnyeg (dolomikropátit) képe festés után. A pórusokat dolomitkristályok (fehér) bélelik; belsejét kalcit (barnássárga) tölti ki. — Porva Po-89. sz. fúrás: 465,0 m. — Dachsteini Mészkő Formáció, nóri emelet. — Foto: Haas J. — 1 N, 9,4×.

3. Keresztrétegzett ooidos mészkő — Florida, Miami. — Miami Oolit Formáció, pleisztocén. — Foto: Haas J.

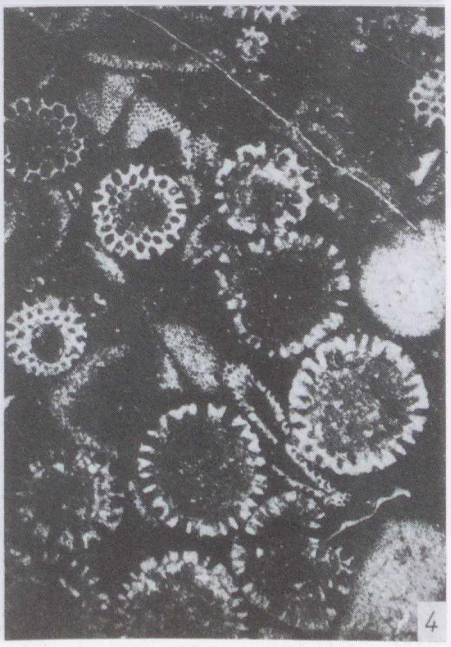
4. Dolomit festett vékonycsiszolata, rózsaszínűre festődött másodlagos kalcipátit póruskitöltésekkel — Ugod Ut-8. sz. fúrás: 23,9 m. — A Födolomit és a Dachsteini Mészkő Formáció közötti rétegváltakozásos átmenetből. — Felső-triász, nóri emelet. — Foto: Haas J. — 1 N, 37,5×.

5. Mikropátit (barnássárga) fehéres színű, euhedrális dolomitkristályokkal (festett vékonycsiszolat) — Ugod Ut-8. sz. fúrás: 23,5 m. A Födolomit és a Dachsteini Mészkő közötti átmenetből. — Felső-triász, nóri emelet. — Foto: Haas J. — 1 N, 37,5×.









1. Pszeudoplanktonikus kagyló *(Bositra)* mikrites alapanyagba ágyazott, vékony teknőinek metszetei (mélyvízi filamentumos szövet)
Lókút. — Eplényi Mészkő Formáció. — A középső- és felső-dogger határa. — Foto: LÉNÁRD T. — 1 N, 25,5×.

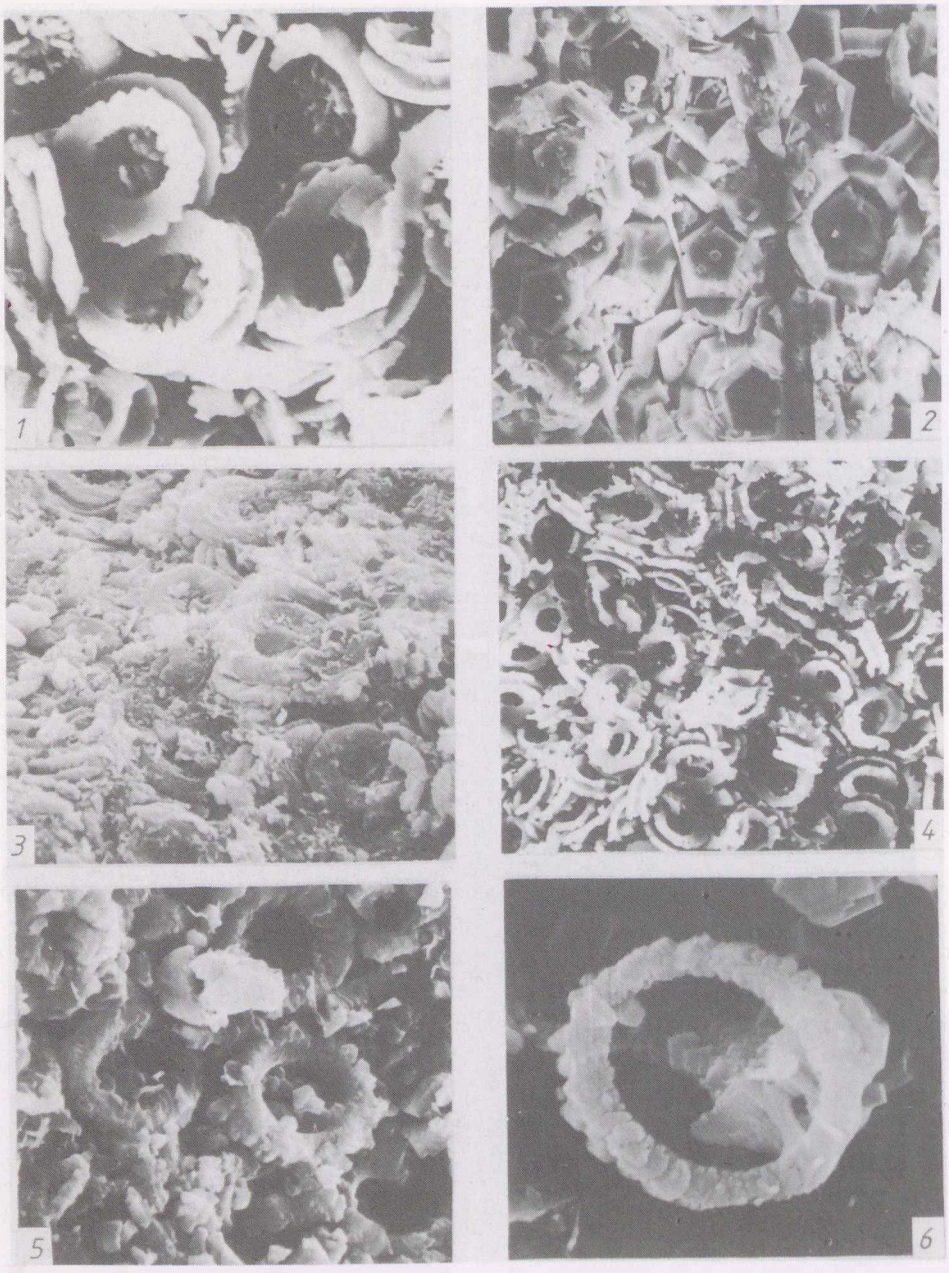
2. Pátitos kötőanyagba ágyazott bekérgezett szemcsék (onkoidok és ooidok). Baloldalt egy csigaátmetszet.
Fertőrákos-21/a. sz. fúrás: 120—127 m. — Szarmata emelet. — Foto: LELKES GY. — 1 N, 27,7×.

3. Mikrites–mikropátitos alapanyagba ágyazott onkoidok *(„Evinospongiák")* mállott kőzetfelületen
Pécs, Dömörkapu. — Misinai Formáció, Kozári Tagozat. — Anisusi emelet. — Foto: HAAS J. — Kb. 0,75×.

4. Bitumenes mikritbe ágyazott *Mizzia velebitana* SCHUB. és *Gymnocodium bellerophontis* (ROTHPL.) maradványok vékonycsiszolata
Nagyvisnyó Nv-13. sz. fúrás: 15 m. — Nagyvisnyói Mészkő Formáció. — Felső-perm. — Foto: HORVÁTH Á. — 1N, 8,25×.

16.6. tábla

Fosszilis nannoplankton-szervezetek



1. *Reticulofenestra ornata* MÜLLER— Kiscell-1. sz. fúrás: 40,1 m. — 2250 ×.

2. *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN et BRAARUD) coccosphaerái — Alcsútdoboz-3. sz. fúrás: 696,5 m. — 750 ×.

3. *Reticulofenestra tokodensis* BÁLDI-BEKE a rétegzéssel párhuzamos elhelyezkedésben — Budapest, XI. ker., H–300. sz. fúrás: 102 m. — 1275 ×.

4. *Reticulofenestra ornata* MÜLLER-nek a Tardi Agyagban szivárgó szulfátos vizek hatására korrodált vázelemei — Kiscell-1. sz. fúrás: 35 m. — 2250 ×.

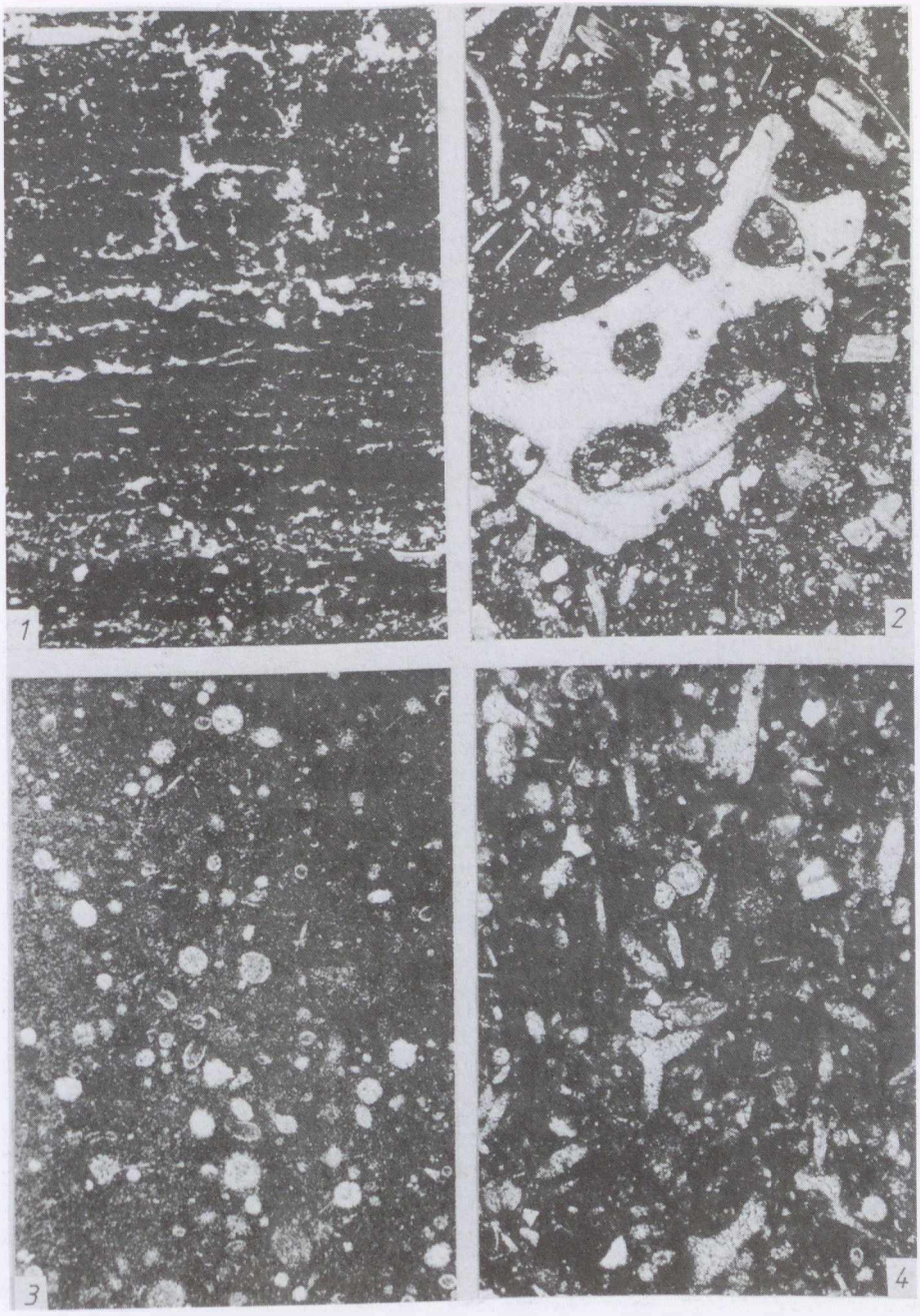
5. *Reticulofenestra ornata* MÜLLER — Kiscell-1. sz. fúrás: 27 m. — 2250 ×.

6. *Cricolithus jonesi* COHEN — Budapest, XI. ker., H–300. sz. fúrás. — 6000 ×.

Valamennyi alak kora alsó-oligocén. A 2. sz. alakot BÁLDINÉ BEKE M., a többit NAGYMAROSY A. határozta meg.

16.7. tábla

Sekély- és nyílttengeri mikrittípusok



1. Madárszem típusú dolomikrit *(sötét)*, az egykori algalemezek közötti pórusok pátitos kitöltésével *(fehér)*

Sümeg, Szőlőhegy. — Fődolomit Formáció. — Felső-triász, nóri emelet. — Foto: Haas J. — 1 N, 6×.

2. A zátony mögötti sekély platón lerakódott bioklasztos mikrit, a nagyobb puhatestű héjtöredéken fúró–maró szervezetek nyomaival

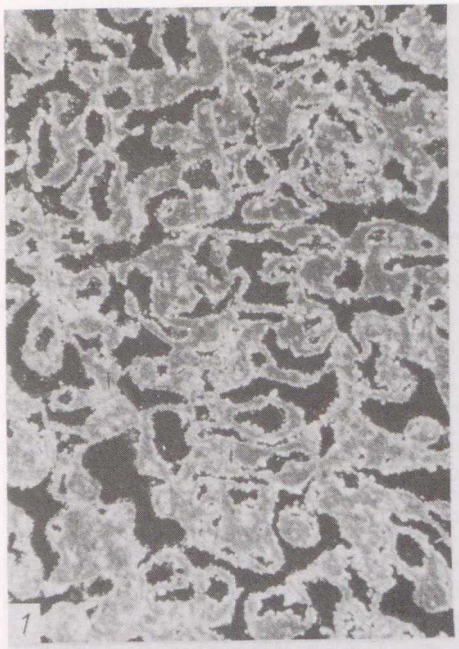
Gyepükaján Gy-7. sz. fúrás: 466,2—470,3 m. — Ugodi Mészkő Formáció. — Felső-kréta, campániai emelet. — Foto: Haas J. — 1 N, 15,7×.

3. Nyílttengeri (pelágikus) medencében lerakódott biomikrit *Radiolaria-* és *Calpionellida-*maradványokkal

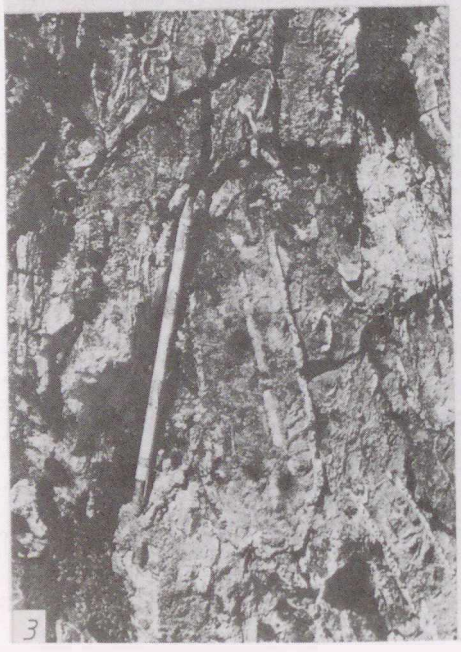
Sümeg, Mogyorós-domb. — Mogyorósdombi Mészkő Formáció. — Alsó-kréta, berriázi emelet. — Foto: Tardiné Filácz E. — 1 N, 39,7×.

4. Biomikrit kovaszivacs-tűkkel

Bácsalmás-1. sz. fúrás: 628 m. — Bácsalmási Formáció. — Felső-kréta, campániai emelet. — Foto: Haas J. — 1 N, 39,7×.









1. *Porites* sp. alkotta koralltelep egy részletének vékonycsiszolata
Budapest, Rákos. — Rákosi Lajtamészkő Fm. — Középső-miocén, bádeni emelet. — Foto: LELKES GY. — 2 N, 27,7×.

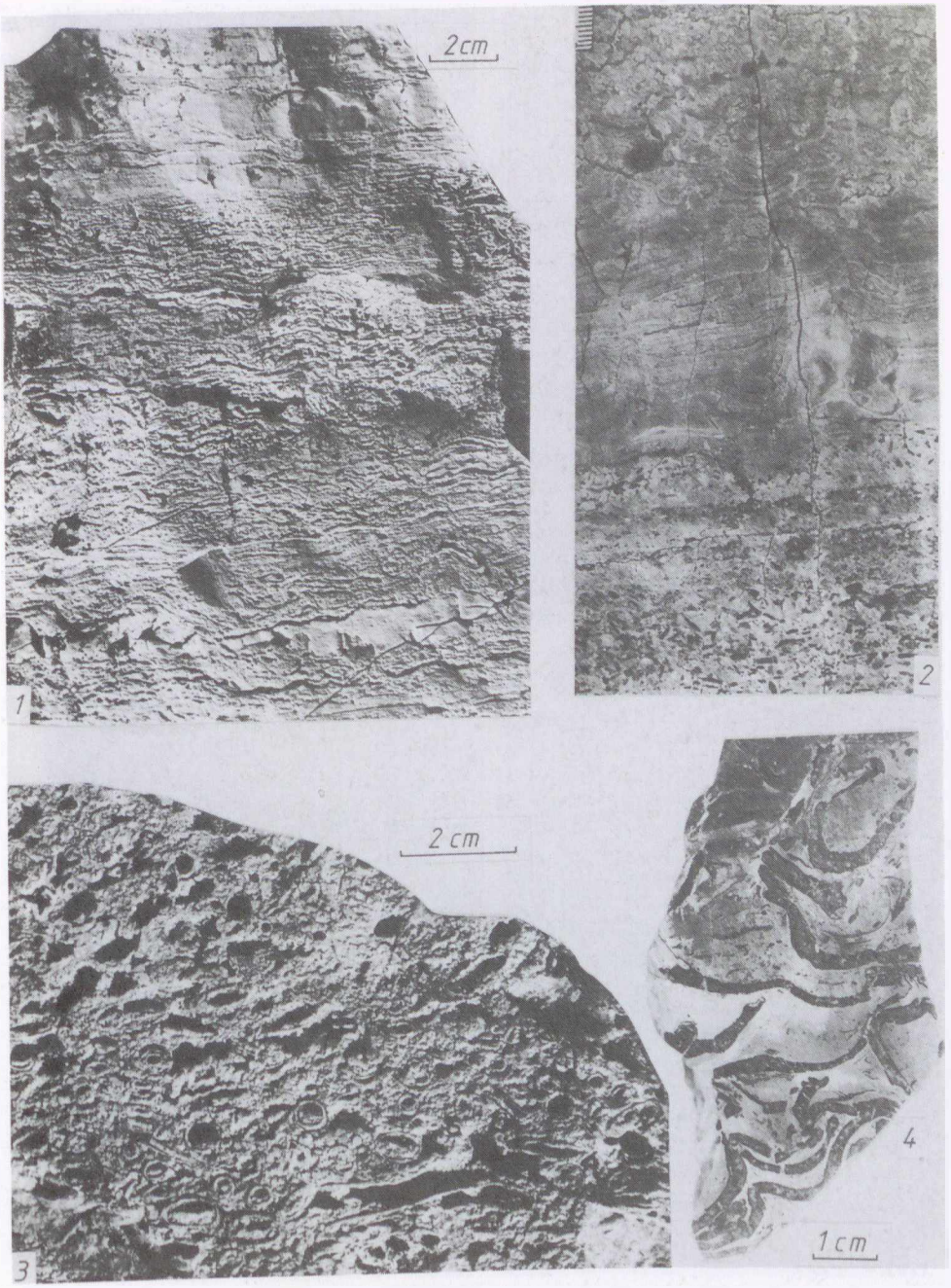
2. *Ostrea* sp. alkotta pad felülnézete
Iszkaszentgyörgy, Kincses-hegy. — Szőci Mészkő Formáció. — Középső-eocén, lutéciai emelet. — Foto: LÉNÁRD T. — 0,2×.

3. *Hippurites* sp. *(Rudista)* biohermájának felületi képe
Sümeg, Köves-domb. — Ugodi Mészkő Formáció. — Felső-kréta, campániai emelet. — Foto: HAAS J.

4. *Rudista*-héjtöredékes biomikrit vékonycsiszolata
Sümeg S-7. sz. fúrás: 12,1—13,1 m. — Ugodi Mészkő Formáció. — Felső-kréta, campániai emelet. — Foto: HAAS J. — 1 N, 6×.

16.9. tábla

Fosszilis algaszőnyegek és zöldalgás bioklasztok



1. Hullámos algalemezes sztromatolit keresztmetszete

Sümeg, Szőlőhegy. — Födolomit Formáció. — Felső-triász, nóri emelet. — Foto: KLINDA L.

2. Algaszőnyeges sztromatolit (fenn), alatta apró fekete intraklasztokkal

Porva Po-89. sz. fúrás: 343,5—343,7 m. — Dachsteini Mészkő Formáció. — Felső-triász, nóri emelet. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ.

3. *Gyroporella vesiculifera* GÜMBEL *(Dasycladaceae)* tartalmú dolomit felületi képe

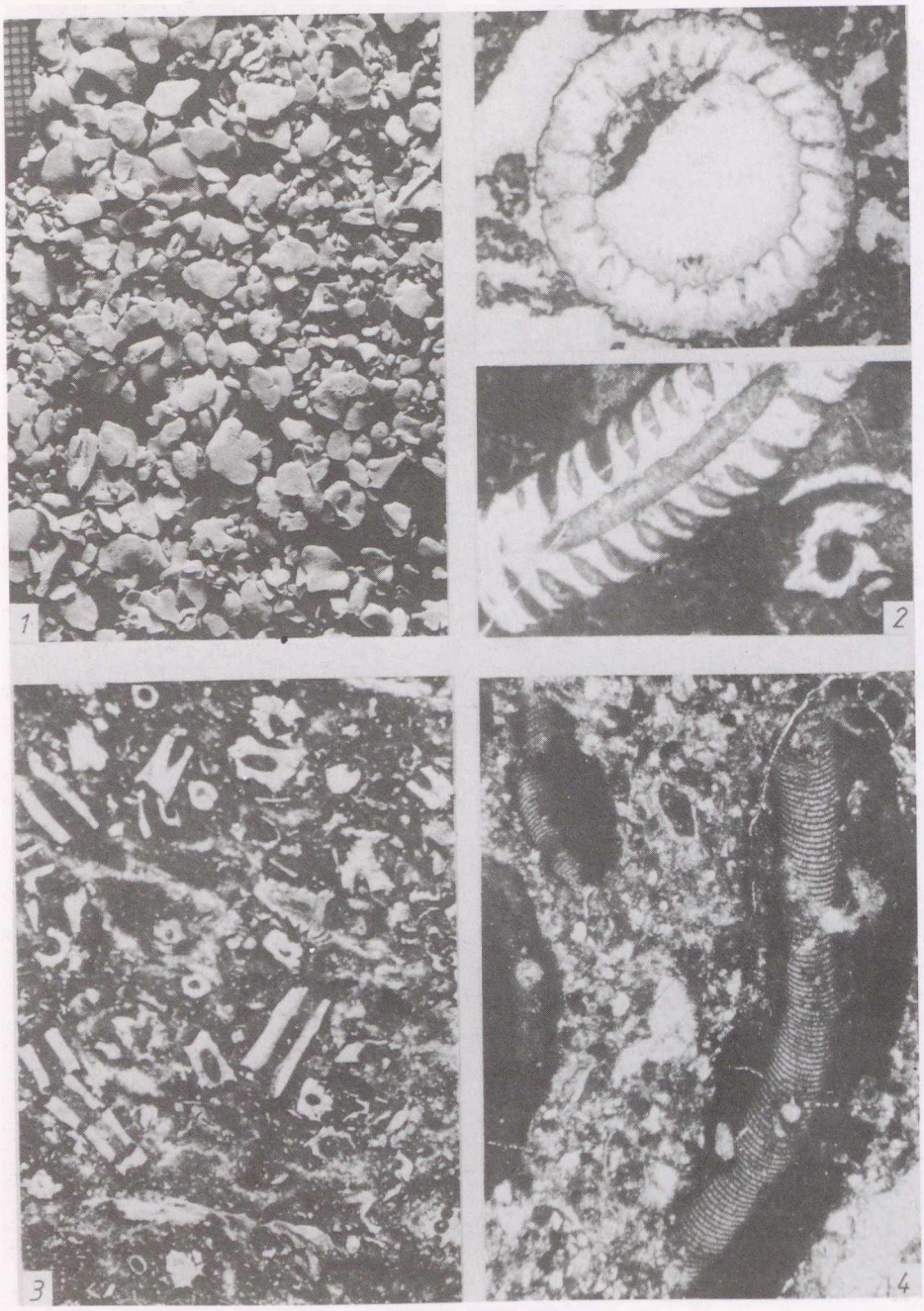
Sümeg, Szőlőhegy. — Födolomit Formáció. — Felső-triász, nóri emelet. — Foto: KLINDA L.

4. *Anthracoporella spectabilis* PIA *(Dasycladaceae)*-tartalmú mészkő, az algák közötti üregeket részben vagy egészen kitöltő *(sötétebb)* „belső üledék"-kel s a maradék üregeket utólag kitöltő *(fehér)* pátittal *(geopetális szerkezet)*

Nagyvisnyó, I. sz. vasúti bevágás. — Felső-karbon, moszkvai emelet. — Gy.: BALOGH K. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ.

16.10. tábla

Recens és fosszilis zöld- és vörösalgák



1. Jelenkori halimedás *(Codiaceae)* mészhomok és aprókavics

Floridai self, Marquesas plató. — Gy.: Haas J. — Foto: Pellérdy L.-né.

2. Fent: *Teutloporella herculea* Stoppani (keresztmetszet)

Szín (Aggteleki-hg.). A Szelce-pusztai vadászháztól Jósvafő felé vezető vadászösvényről. — Wettersteini Mészkő Fm., ladin emelet.

Lent: *Diplopora annulatissima* (Pia) Bystrický (ferde hosszmetszet)

Aggtelek. Rózsás-bérc, az országhatár mellett. — Steinalmi Mészkő Fm. — Felső-anisusi alemelet.

Mindkét mintát gyűjtötte és meghatározta: Piros Olga. — 1 N, 4,5 ×.

3. *Munieria grambasti* Bystrický tartalmú mikrit

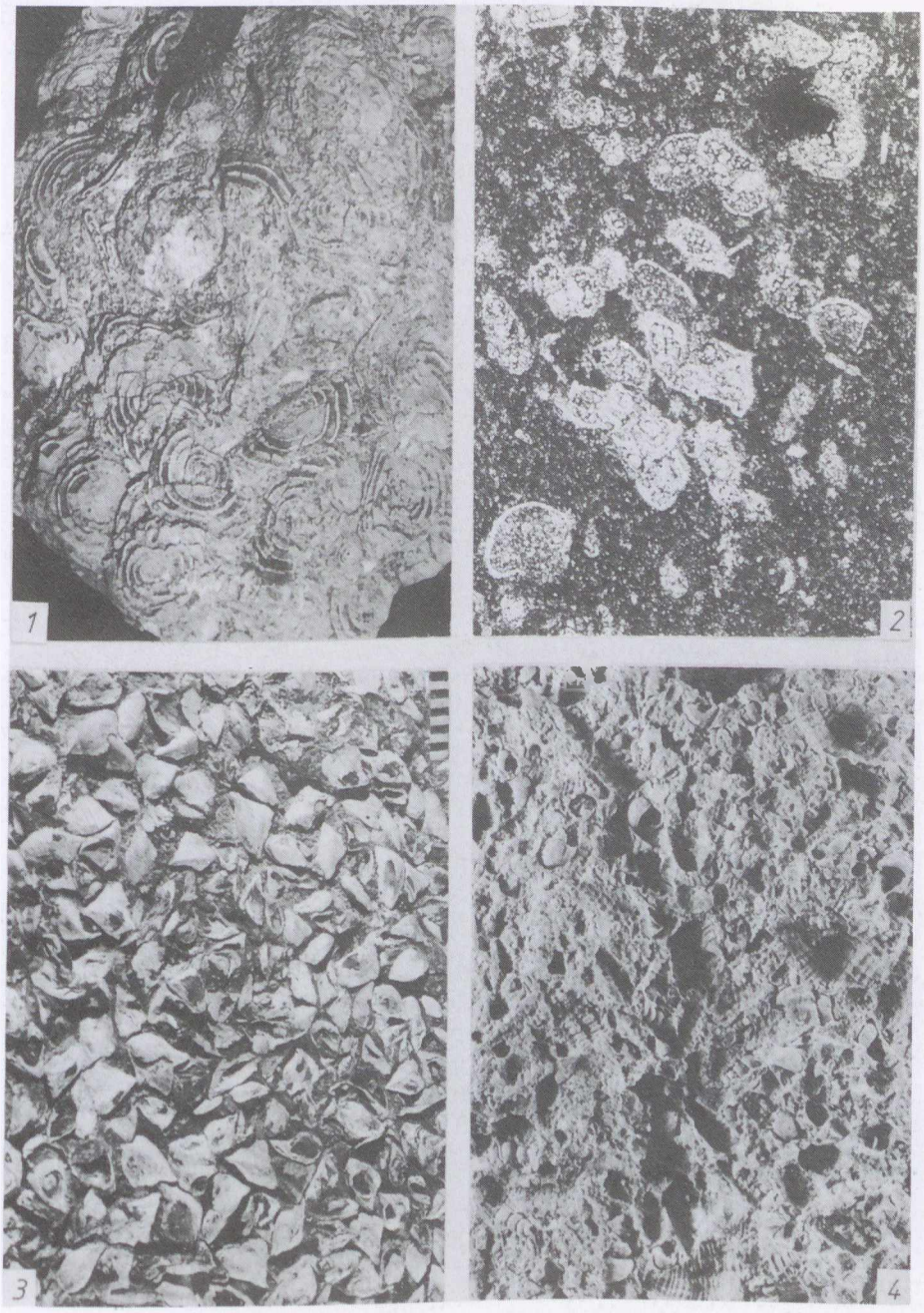
Sümeg, Süt-22. sz. fúrás: 140,0—140,5 m. — Ajkai Kőszén Formáció. — Felső-kréta, szenon emelet. — Foto: Haas J. — 1 N, 25,5 ×.

4. Vörösalgás biomikropátit

Sámsonháza, Sh-12. sz. fúrás: 86,0—88,6 m. Rákosi Lajtamészkő Formáció. — Középső-miocén, bádeni emelet. — Foto: Lelkes Gy. — 1 N, 27,7 ×.

16.11. tábla

Fosszilis foraminiferák, kagylók, csigák



1. *Assilina spira* (De Roissy) tömeges felhalmozódása

Csabrendek. — Szőci Mészkő Formáció. — Középső-eocén, lutéciai emelet. — Foto: Pellérdy L.-né — 0,45 ×.

2. *Marginotruncana sigali* (Reichel) és *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) planktonforaminiferák

Vékény (Mecsek hg.) — Vékényi Márga Formáció. — Középső-turon. — Foto és meghatározás: Bodrogi I. — 1 N, 37,5 ×.

3. *Congeria ungula caprae* Münster teknőinek padszerű felhalmozódása

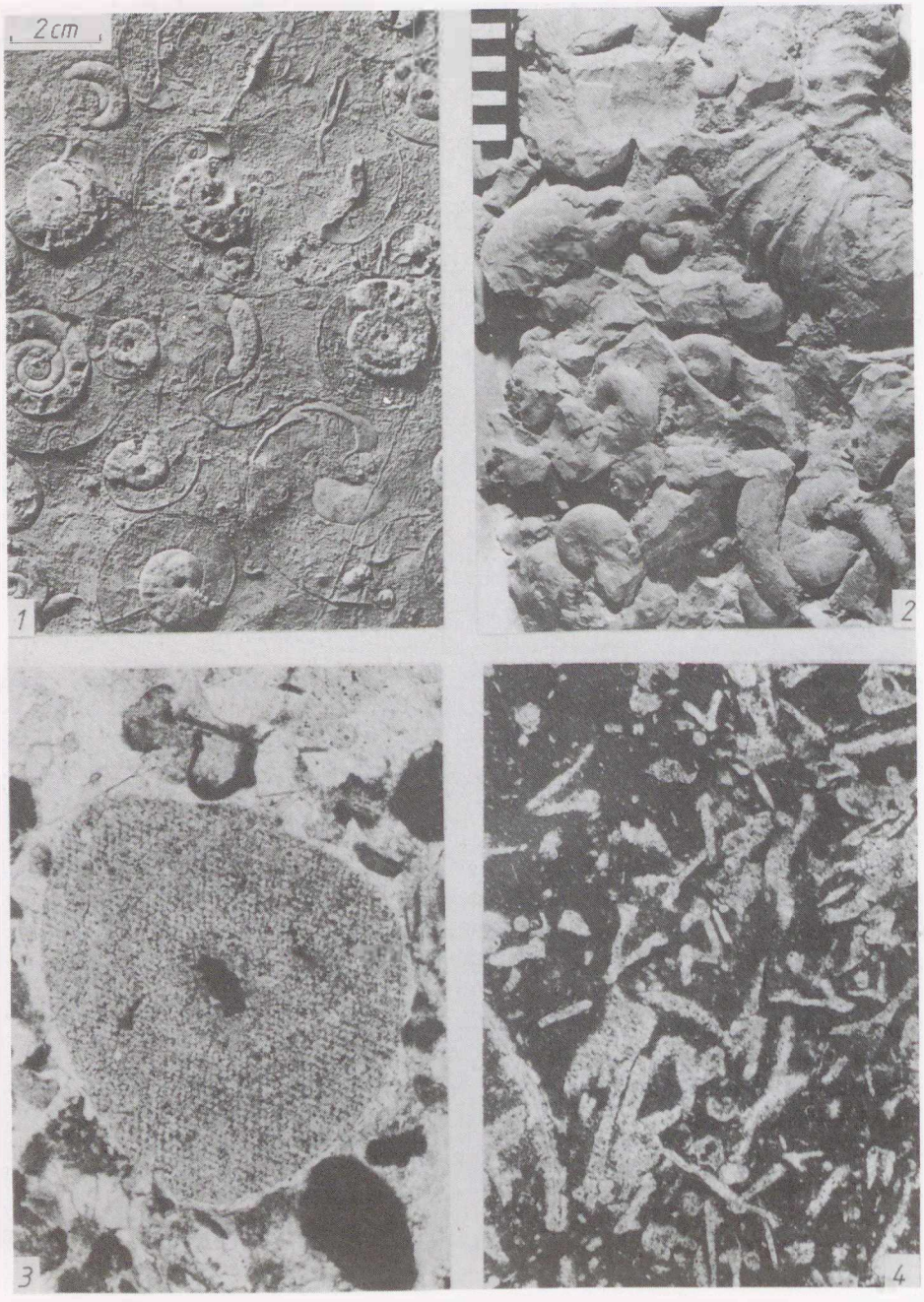
Budapest, Kőbánya, a Gránátos utcai téglagyár fejtése. — Felső-pannóniai emelet. — Foto: Lénárd T. — Kb. 0,1 ×.

4. Főként a *Pirenella picta picta* Defrance lenyomatait, kőbeleit és a héjak kioldódása utáni üregeket tartalmazó „durvamészkő" felületi képe

Kozárd. — Kozárdi Formáció. — Felső-miocén, szarmata emelet. — Foto: Jankovich I. — Kb. 0,75 ×.

16.12. tábla

Lábasfejűek és tengeri liliomok



1. Ammoniteszes mészkő tenger alatti oldódás (szubszolúció) nyomaival

Somhegy-tető (Gerecse-hg.) — Tölgyháti Mészkő Fm. — Középső-júra, bajóci emelet. — Foto: LÉNÁRD T.

2. Ammoniteszes mészmárga, áramlások összemosta különböző fajok egymásra torlódott kőbelcivel

Hárskút, Bakony-hegység. — A Mogyorósdombi és a Borzavári Mészkő Formáció közti átmenet. — Alsó-kréta, középső-valangini. — Foto: LÉNÁRD T. — 0,2×.

3. Krinoidea-vázelem és más bioklasztok vékonycsiszolati képe homotaxiális és helyettesítéses pátitcementtel

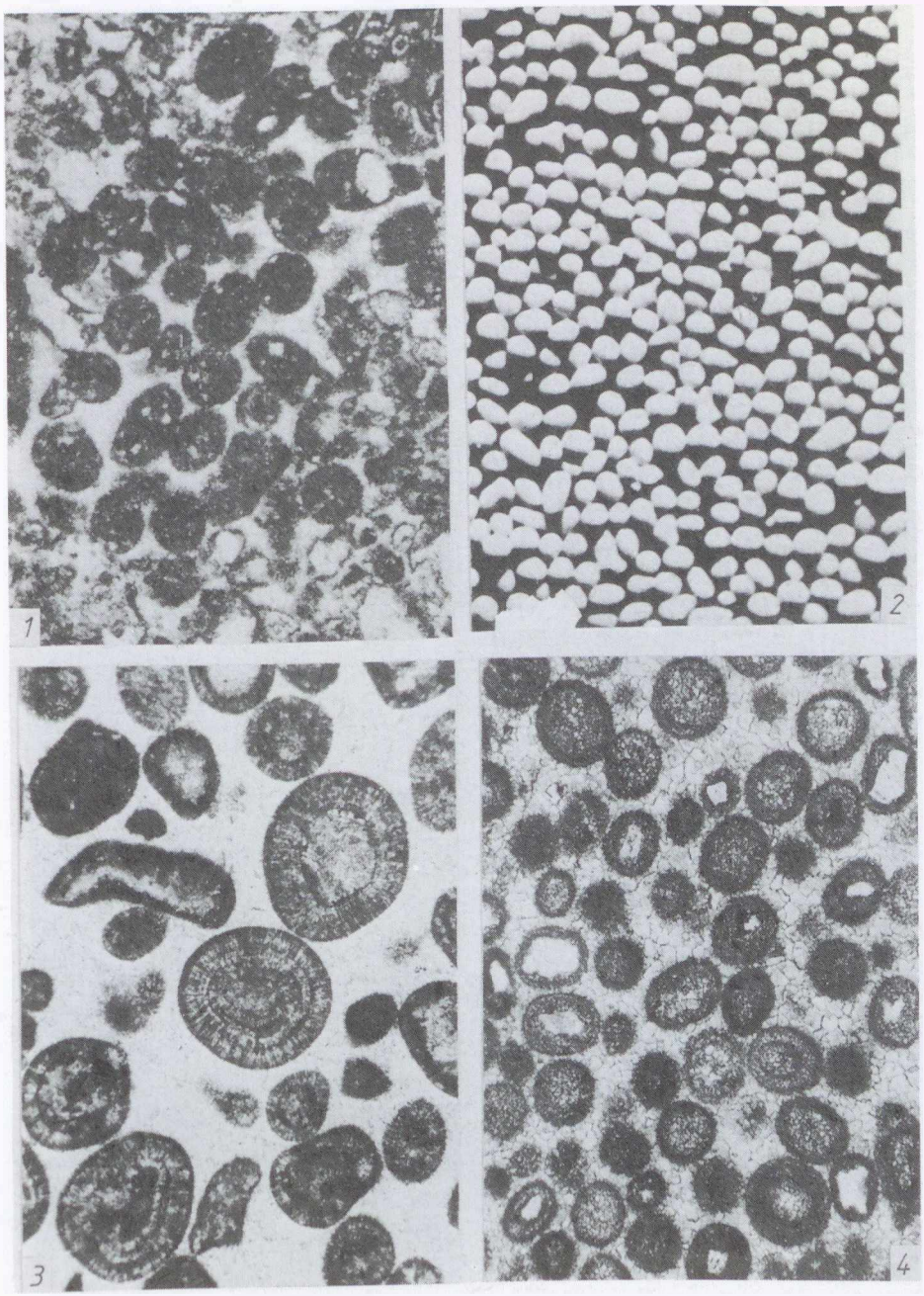
Sümeg, Süt-17. sz. fúrás: 19,5 m. — Tatai Mészkő Formáció. — Középső-kréta, apti emelet. — Foto: LELKES GY. — 1 N, 45×.

4. Biomikrit pelágikus krinoideák *(Lombardia)* szétesett maradványaival

Sümeg, Mogyorós-domb. — Pálihálási Mészkő Formáció. — Felső-júra, malm emelet. — Foto: TARDINÉ FILÁCZ E. — 1 N, 39,7×.

16.13. tábla

Bekérgezett szemcsék: pelletek és ooidok



1. Pelpátit ürülék-eredetű pelletekkel

Porva Po-39. sz. fúrás: 467,5 m. — Dachsteini Mészkő Formáció. — Felső-triász, nóri emelet. — Foto: Haas J. — 1 N, 33,7×.

2. Recens ooidok a Bahama-padról. — Kb. 7,5×.

3. Ooopátit (grainstone) sugaras szerkezetű ooidhéjakkal

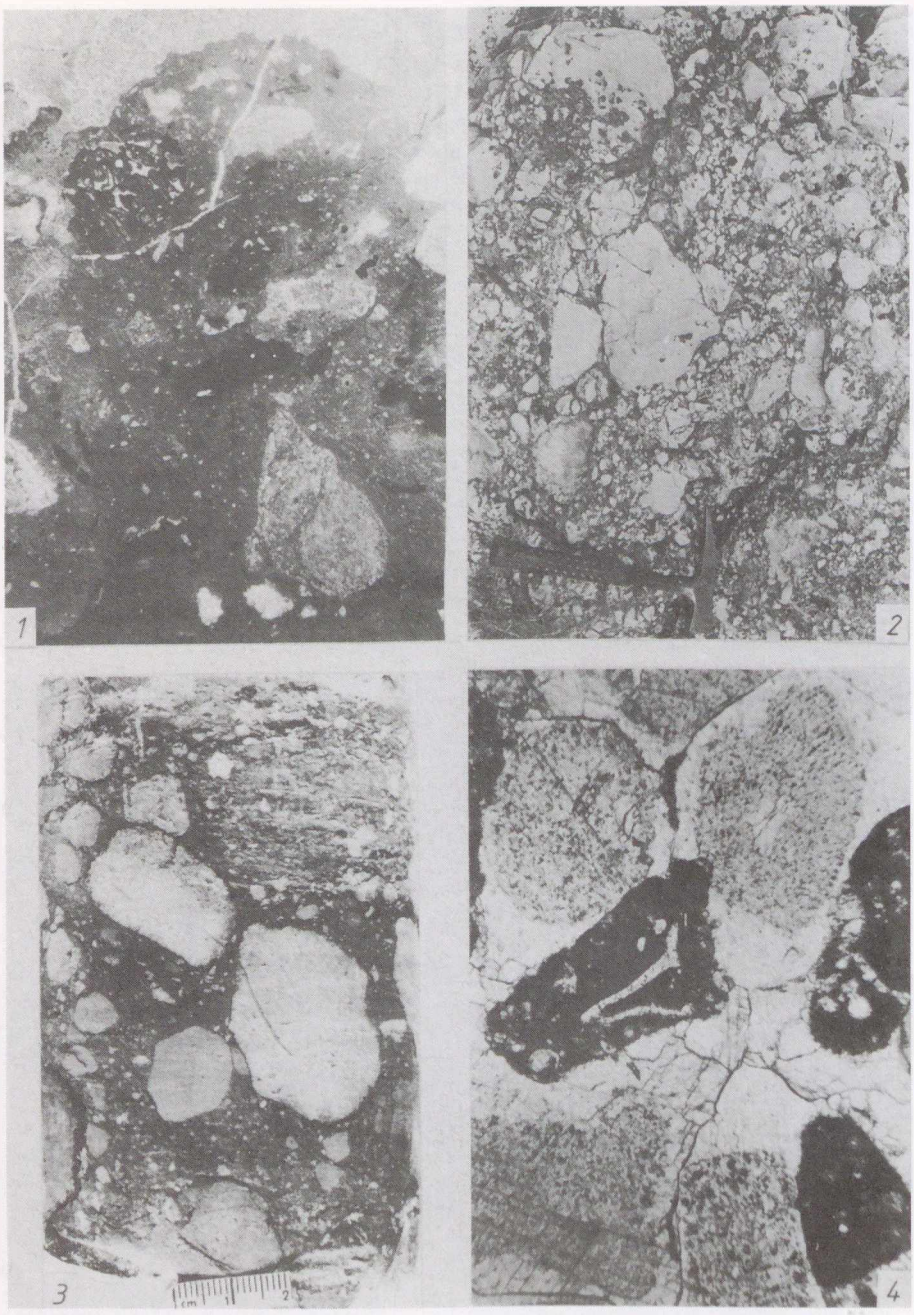
Hévíz Hv-6. sz. fúrás: 190,3—190,5 m. — Edericsi Mészkő Formáció. — Felső-triász, karni emelet. — Foto: Haas J. — 1 N, 39,7×.

4. Dolomitosodott oopátit kvarcmagvú ooidokkal

Balatonarács. — Köveskáli Dolomit Formáció. — Alsó-triász, szkíta emelet. — Foto: Haas J. — 1 N, 25,5×.

16.14. tábla

Intra-, lito- és extraklasztok



1. Intraklasztos mikrit vékonycsiszolata

Ugod Ut-8. sz. fúrás: 170,5 m. — A Fődolomit és a Dachsteini Mészkő közötti átmeneti összletből. — Felső-triász, nóri emelet. — Foto: HAAS J. — 1 N, 61,5×.

2. Uralkodóan a zátonyelőtéri lejtő részben konszolidált üledékeinek átülepítésével keletkezett litoklasztos kőzet felszíne

Sümeg, Haraszt. — Polányi Márga Formáció. — Felső-kréta, campániai emelet. — Foto: HAAS J.

3. Litoklasztos kőzet a karbonátos padról és lejtőről származó mészkőtörmelékekkel

Magyarpolány Mp-38. sz. fúrás: 707 m. — Polányi Márga Formáció, Jákóhegyi Breccsa Tagozat. — Felső-kréta, campániai emelet. — Foto: HAAS J.

4. Extraklasztos biopátit vékonycsiszolata a felső-júra mészkő lombardiás kavicsaival

Pénzesgyőr, Somhegy. — Tatai Mészkő Formáció. — Középső-kréta, apti emelet. — Foto: LELKES GY. — 1 N, 48,7×.

16.15. tábla

Intraklasztok, üregkitöltések



1. Algaszőnyeg eredetű (lemezes, világos) és az árapálysíkság apró, időlegesen vízzel borított medencéiből bemosódott (fekete) intraklasztok

Porva Po-89. sz. fúrás: 243,3—243,7 m. — Dachsteini Mészkő Formáció. — Felső-triász, nóri emelet. — Foto: Pellérdy L.-né.

2. Túlnyomórészt az algaszőnyeg felszakadásával létrejött intraklasztok (fúrási mag)

Porva Po-89. sz. fúrás: 100,0—100,3m. — Dachsteini Mészkő Formáció. — Felső-triász, nóri emelet. — Foto: Pellérdyné.

3. Az intraklasztok közötti réseket kitöltő, többgenerációs, rostos kalcitkristályok alkotta „bikaszemek" (bull-eyes)

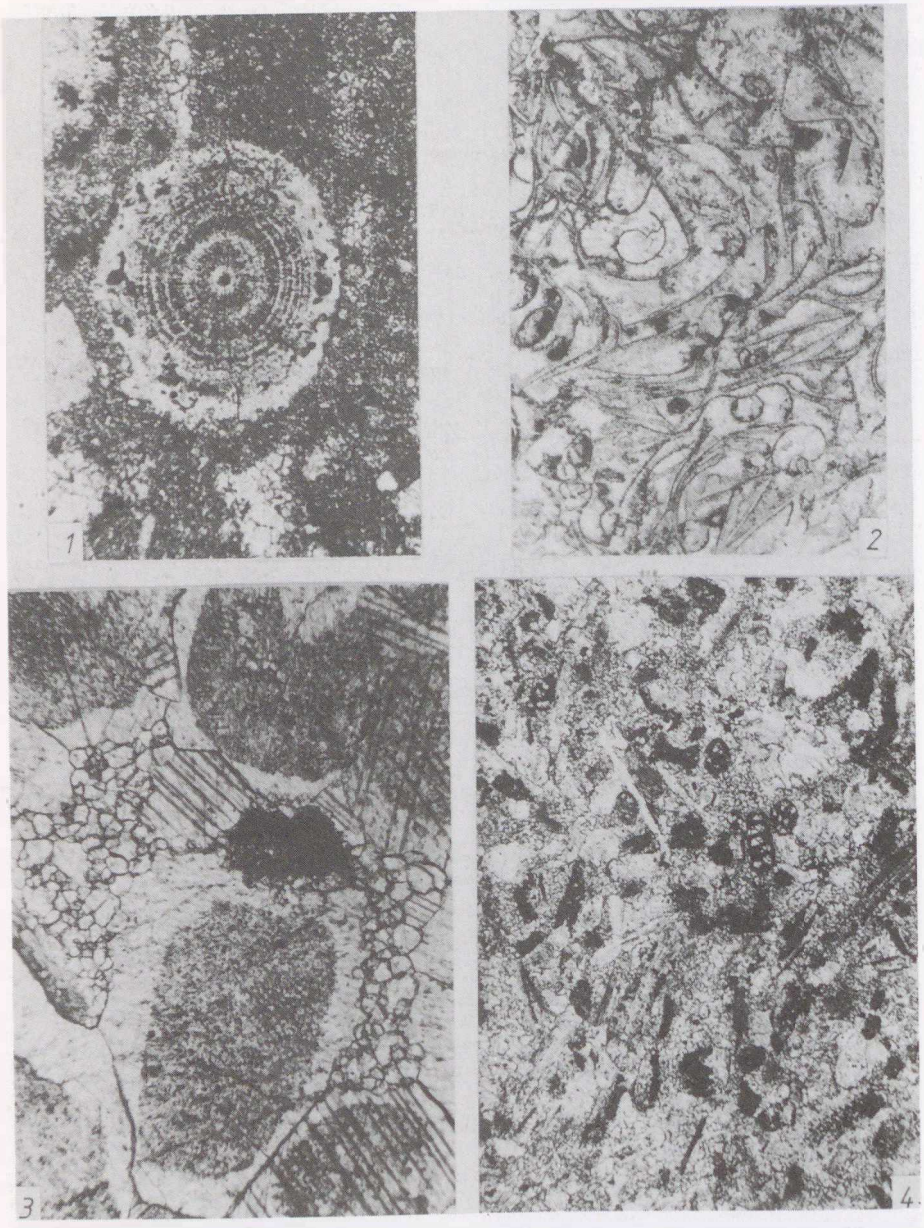
Porva Po-89. sz. fúrás: 159,8—160,0 m. — Dachsteini Mészkő Formáció. — Felső-triász, nóri emelet. — Foto: Pellérdy L.-né. — 1 N, 0,5×.

4. Geopetális jellegű pátitkitöltés, mikritbe ágyazódott brachiopoda- és ammoniteszvázak üregeiben

Sümeg, Süt-23. sz. fúrás: 47,0 m. — Hierlatzi Mészkő Formáció. — Alsó-jura, pliensbachi emelet. — Foto: Haas J. — 1 N, 4,5×.

16.16. tábla

Továbbnövekedési, valamint átkristályosodási pátit



1. Továbbnövekedési, homotaxiális pátkoszorú, mikropátitba ágyazódott *Piennina oblonga* Borza —Mišík (alga) körül (vékonycsiszolat)

Sümeg Süt-15. sz. fúrás: 11,2—12,2 m. — Ugodi Mészkő Formáció. — Felső-kréta, campániai emelet. — Foto: Haas J. — 1 N, 78,7×.

2. Továbbnövekedéses és átkristályosodásos pátit ammonoideás–posidoniás mészkőben (vékonycsiszolat)

Sümeg Süt-23. sz. fúrás: 31,0 m. — Hierlatzi Mészkő Formáció. — Alsó-jura, pliensbachi emelet. — Foto: Haas J. — 1 N, 4,5×.

3. Továbbnövekedéses, szintaxiális pátkoszorú krinoidea vázelemek körül (vékonycsiszolat)

Lókúti-domb. — Tatai Mészkő Formáció. — Középső-kréta, apti emelet. — Foto: Lelkes Gy. — 1 N, 48,7×.

4. Biomikrit aggradációs átkristályosodása (vékonycsiszolat). Az ősmaradványok többsége és a mátrix már pátitosodott, a peloidok és egyes ősmaradványok még felismerhetők

Sümeg Süt-14. sz. fúrás: 119,5—121,5 m. — Ugodi Mészkő Formáció. — Felső-kréta, campániai emelet. — Foto: Tardiné Filácz E. — 1 N, 39,7×.

IRODALOM

AKIN, R. H., JR.—GRAVES, R. W. 1969: Reynoldy oölite of Southern Arkansas. — *AAPG Bull.*, **53,** 9, 1909—1922.

BALOGH K.—FARKAS P. 1970: *Bevezetés a karbonátos üledékes kőzetek fáciesvizsgálatába.* — JATE Földtani Tanszék, Szeged. — Kézirat, 366 p.

BARMAN, G.—VERMA, K. K. 1982: A comparative study of the stromatolites from the Carbonate Formation of the Himalayan Region and the Vinkyens. — *Himalayan Geol. Seminar New Delhi, 1976. — Sect. D3. Geol. Strat., Pal. — Geol. Survey India, Miscell. Publ.* **41,** *Part II.*, 181—188.

BATHURST, R. G. C. 1975: *Carbonate Sediments and their Diagenesis.* — 2. ed. — Amsterdam: Elsevier, 658 p.

BAUSCH, W. M. 1968: Outlines of distribution of strontium in marine limestones. — *In:* MÜLLER, G.—FRIEDMAN, G. M. (eds): *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe.* — Berlin–Heidelberg–New York: Springer, 106—115.

BHATTACHARYA, A. R. 1983: Record of the stromatolite Plicatina from India. — *Geol. Mag.*, **120,** 6, 543—548.

BISSELL, H. J.—CHILINGAR, G. V. 1967: Classification of sedimentary carbonate rocks. — *In:* CHILINGAR, G. V.—BISSELL, H. J.—FAIRBRIDGE, R. W. (eds): *Carbonate Rocks. — Developments in Sedimentology,* **9A.** — Amsterdam: Elsevier, 87—168.

BLACK, M. 1933: The algal sediments of Andros Island, Bahamas. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. B,* **222,** 165—192.

BOSELLINI, A. 1964: Sub significato genetico e ambientale di alcuni tipi di rocce calcare in base alle piu recenti classificazioni. — *Mem. Mus. Storia Nat.*, Trento, **15,** 2, 5—58.

CAROZZI, A. V. 1960: *Microscopic Sedimentary Petrography.* — New York: Wiley, 485 p.

CAROZZI, A. V. 1961: Distorted oolites and pseudoolites. — *J. Sed. Petrol.*, **31,** 262—274.

CAROZZI, A. V. 1963: Half-moon oolites. — *J. Sed. Petrol.*, **33,** 633—645.

CASANOVA, J.—TIERCELIN, J.-J. 1982: Constructions stromatolitiques en milieu carbonaté sodique: les oncolites des plaines inondables du lac Magadi (Kenya). — *Compte Rendu Acad. Sci. Paris,* **295,** Ser. 2.

CHILINGAR, G. V.—BISSELL, H. J.—FAIRBRIDGE, R. W. (eds) 1967: *Carbonate Rocks. — Development in Sedimentology,* **9A.** — Amsterdam: Elsevier, 471 p.

CHILINGAR, G. V.—BISSELL, H. J.—WOLF, K. H. 1979: Diagenesis of carbonate sediments and epigenesis (or metagenesis) of limestone. — *In:* LARSEN, C.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks.* — Amsterdam: Elsevier, 246—424.

CHOQUETTE, PH. W. 1978: Oolite. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 510—515.

CLOUD, P. E. JR. 1962: Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas. — *U. S. Geol. Surv. Profess. Papers,* **350,** 1—138.

D'ARGENIO, B. 1967: Stromatoliti triassiche della Calabria settentrionale. — *Bollet. Soc. Nat, Napoli,* **75** (1966), 434—457.

DAVIES, P. J.—BUBELA, B.—FERGUSON, J. 1978: The formation of ooids. — *Sedimentology,* **25,** 703—730.

DE GROOT, K. 1967: Experimental dedolomitization. — *J. Sed. Petrol.*, **37,** 1216—1220.

DERIN, B.—REISS, Z. 1966: *Jurassic Microfacies of Israel.* — The Israel Inst. Petrol., Spec. Publ. — Tel-Aviv, 43 p.

DUNHAM, R. J. 1965: Vadose pisolite in the Capitan Reef. (Abstr.) — *AAPG Bull.*, **49,** 338.

ELLENBERG, J. 1964: Beziehungen zwischen Ooid-Deformation in den ordovizischen Eisenerzen und der Tektonik an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels (Thüringen). — *Geologie,* **13,** 2, 168—197. Berlin.

ELMORE, R. D. 1983: Precambrian non-marine stromatolites in alluvial fan deposits, the Copper Harbor Conglomerate, upper Michigan. — *Sedimentology,* **30,** 829—842.

EVAMY, B. D.—SHEARMAN, D. J. 1965: Early stages in development of overgrowth from echinoderm fragments in limestones. — *Sedimentology,* **12,** 317—322.

FARKAS P. 1971: A karbonátos üledékes kőzetek faciológiai vizsgálatának kőzettani alapjai. — *In: A Magyarh. Földt. Társ. Alföldi Szakoszt. és az Ifj. Bizottság által rendezett tanfolyam előadásai.* — Budapest, 177—196. — Kézirat.

FLÜGEL, E. 1972: Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias. — Methoden und Probleme. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **21,** 9—64, Innsbruck.

FLÜGEL, E.—FRANZ, H. E.—OTT, W. F. 1968: Review on electron microscope studies of limestones. — *In:* MÜLLER, G.—FRIEDMAN, G. M. (eds): *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe.* — Berlin–Heidelberg–New York: Springer, 85—97.

FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. — *AAPG Bull.*, **43,** 1—38.

FOLK, R. L. 1962: Spectral subdivision of limestone types. — *AAPG Mem.*, **1,** 62—84.

FOLK, R. L. 1965: Some aspects of recrystallization in ancient limestones. — *In:* PRAY, L. C.—MURRAY, R. C. (eds): Dolomitization and Limestone Diagenesis: A Symposium. — *SEPM Spec. Publ.*, **13,** 14—48, Tulsa.

FÜCHTBAUER, H.—GOLDSCHMIDT, H. 1965: Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. — *Geol. Rdschau,* **55,** 29—40.

FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970: *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Stuttgart: Schweizerbart, 726 p.

GAETANI, M.—FOIS, E.—JADOUL, F.—NICORA, A. 1981: Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildup in the Dolomites (Italy). — *Marine Geol.*, **44,** 1/2, 25—58.

GASIEWICZ, A. 1983: Upper Oxfordian oncolites of SE-Poland. — *Neues Jb. Geol. Pal.*, **1983,** 4, 205—212.

GEBELEIN, C. D. 1969: Distribution, morphology, and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. — *J. Sed. Petrol.*, **39,** 48—89.

GREY, K. 1984: Stromatolites and other organic remains in the Bangemall Basin. — *Geol. Surv. Western Australia, Bull.*, **128,** 221—241.

GUTSTADT, A. M. 1968: Petrology and depositional environments of the Beck Spring Dolomite (Precambrian), Kingstone Range, California. — *J. Sed. Petrol.*, **38,** 1280—1289.

HAGAN, G. M.—LOGAN, B. W. 1975: Prograding tidal-flat sequences, Hutchinson Embayment, Shark Bay, Western Australia. — *In:* GINSBURG, R. N. (ed.): *Tidal Deposits.* — New York: Springer, 215—222.

HALL, J. 1847: Paleontology of New York. — *Natural History of New York*, **1,** 37—46.

HARRIS, P. M. 1977: Depositional environments of Julter Cays area. — *In:* MULTER, H. G. (ed.): *Field Guide to Some Carbonate Rock Environments, Florida Keys and W. Bahamas.* — Dobugue, Iowa: Kendall & Hunt, 157—161.

HARRIS, P. M. 1979: Facies anatomy and diagenesis of a Bahamian ooid shoal. — *Sedimenta*, **7.** — Miami, Florida, 163 p.

HARRIS, P. M. 1985: *Carbonate Cements. — SEPM Spec. Publ.*, **36,** 1—379.

HENRICH, R. 1984: Facies, dolomitization and karstification of lagoonal carbonates. Triassic of the Northern Alps. — *Facies*, **11,** 104—156.

HUMBERT, L. 1976: *Éléments de pétrologie dynamique des systèmes calcaires.* **1—2.** — Paris: Technip.

ILLING, L. V. 1954: Bahaman calcareous sands. — *AAPG Bull.*, **38,** 1—95.

JAMES, N. P.—GINSBURG, R. N. 1979: *The Seaward Margin of Belize Barrier and Atoll Reefs.* — Spec. Publ. IAS. — Oxford–London etc.: Blackwell, 183 p.

JAMES, N. P.—MACINTYRE, I. G. 1985: *Carbonate Depositional Environments, Modern and Ancient.* — **Part 1:** Reefs, Zonation, Depositional Facies, Dispersion. — *Colorado School of Mines*, **80,** 3, 1—70.

KALKOWSKY, E. 1908: Oolith und Stromatolith in norddeutschem Buntsandstein. — *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, **60,** 68—125.

KENDALL, C. G. C.—SKIPWITH, P. A. E. 1969: Holocene shallow water carbonate and evaporite sediments of Khor al Bazam, Abu Dhabi, Southwest Persian Gulf. — *AAPG Bull.*, **53,** 841—849.

KERKMAN, K. 1966: Über „Oolithe" und „Stromatolithe" und die Beteiligung von Algen an der Kalksteinbildung. — *Wissensch. Zeitschr. Hochschule f. Architektur u. Bauwesen, Weimar*, **13,** 3, 293—302.

KNEWSTON, S. L.—HUBERT, J. F. 1969: Dispersal patterns and diagenesis of oölitic calcarenites in the Genevieve Limestone (Mississippian), Missouri. — *J. Sed. Petrol.*, **39,** 954—968.

KÓKAI A.—RÁLISCH L.-NÉ 1981: Újabb adatok a mecseki anizuszi képződmények ismeretéhez. — *MÁFI Évi Jel.*, **1979,** 201—209.

KRAJEWSKI, K. P. 1981: Pelagiczne stromatolity z wapienu albu wierchowego Tatr. — *Kwartalnik Geol. (Warszawa)*, **25,** 4, 731—751.

LEIGHTON, M. W.—PENDEXTER, C. 1962: Carbonate rock types. — *In:* HAM (ed.): *Classification of Carbonate Rocks: A Symposium.* — *AAPG Mem.*, **1,** 33—61.

LOGAN, B. W. 1961: Cryptozoon and associated stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia. — *J. Geol.*, **69,** 517—533.

LOGAN, B. W.—REZAK, R.—GINSBURG, R. N. 1964: Classification and environmental significance of algal stromatolites. — *J. Geol.*, **72,** 68—83.

LONGMAN, M. W. 1981: A process approach to recognizing facies of reef complexes. — *In:* TOOMEY, P. F. (ed.): *European Fossil Reef Models.* — *SEPM Spec. Publ.*, **30,** 9—40.

LOWENSTAM, H. A. 1955: Aragonite needles secreted by algae and some sedimentary implications. — *J. Sed. Petrol.*, **25,** 270—272.

MILLIMAN, J. D. 1967: Carbonate Sedimentation on Hogsty Reef, a Bahamian Atoll. — *J. Sed. Petrol.*, **37,** 658—676.

MILLIMAN, J. D. 1974: *Marine Carbonates.* — New York: Springer, 375 p.

MIŠÍK, M. 1982: Recent oncolites (algal nodules) from brooks in the Malé Karpaty Mts. — *Západn. Karpáty, Ser. Pal.*, **8,** — Bratislava, 135—144.

MOJSISOVICS, E. v. 1879: *Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien.* — Wien: Hölder, 552 p.

MOOKHERJEE, A.—NAO, C. N. 1981: Pyritized ooids and reticulate tubular structures from within the black shale at Amjhar, Bihar, India. — *Sedimentary Geol.*, **28,** 1, 63—74.

MULTER, H. G. 1977: *Field Guide to Some Carbonate Rock Environments, Florida Keys and Western Bahamas.* — Dobugue, Iowa: Kendall & Hunt.

MÜLLER-JUNGBLUT, W.-U.—TOSCHEK, P. H. 1969: Karbonat-sedimentologische Arbeitsgrundlagen (Begriffe, Erläuterungen, Hinweisen). — *Veröffentl. Univ. Innsbruck* **8.** — *Alpenländl. Studien*, **4,** 7—32.

NEWELL, N. D.—RIGBY, J. K.—WHITEMAN, A. J.—HICKOX, J. E.—BRADLEY, J. S. 1953: *The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains Region, Texas and New Mexico.* — San Francisco: Freeman, 236 p.

NEWELL, N. D.—PURDY, E. G.—IMBRIE, J. 1960: Bahamian oolitic sand. — *J. Geol.*, **68,** 481—497.

PAYTON, CH. E. 1966: Petrology of the Carbonate Members of the Swope and Dennis Formations (Pennsylvanian), Missouri and Iowa. — *J. Sed. Petrol.*, **36,** 576—601.

PERYT, T. M. 1981: Stromatolites in the Zechstein Limestone of the Fore-Sudetic Monocline (Western Poland). — *Kwartalnik Geol. (Warszawa)*, **25,** 4, 616—617.

PERYT, T. M.—WAGNER, R. 1981: Microstructures of stromatolites and oncoids from the Zechstein limestone of North-Western Poland. — *Kwartalnik Geol. (Warszawa)*, **25,** 4, 629—650.

PERKINS, R. D.—ENOS, P. 1968: Hurricane Betsy in the Florida–Bahama area: Geologic effects and comparison with Hurricane Donna. — *J. Geol.*, **76,** 710—717.

PIATKOWSKI, T. S. 1977: Radial ooids from the Zechstein Limestone of the peri-Baltic syneclise (Northern Poland). — *Kwartalnik Geol. (Warszawa)*, **21,** 4, p.765.

PILKEY, O. H.—SCHNITKER, D.—PEVEAR, D. R. 1966: Oölites on the Georgia Continental Ahelf Edge. — *J. Sed. Petrol.*, **36,** 462—467.

PLAYFORD, P. C.—COCKBEIN, A. E. 1969: Algal stromatolites: Deep-water forms in the Devonian of Western Australia. — *Science*, **165,** 1008—1010.

PRATT, B. R.—JAMES, W. P. 1982: Cryptalgal–metazoan bioherms of early Ordovician age in the St. George Group, western Newfoundland. — *Sedimentology*, **29,** 4, 543—569.

PURDY, E. G. 1963: Recent calcium carbonate facies ot the Great Bahama Bank. — 2. Sedimentary facies. — *J. Geol.*, **71,** 472—497.

PURDY, E. G.—IMBRIE, J. 1964: Carbonate sediments, Great Bahama Bank. — *Ann. Meeting Geol. Soc. Am. — Guidebook Field Trip. No. 2*, 66 p.

PURSER, B. H. (ed.) 1973: *The Persian Gulf: Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea.* — Berlin: Springer, 471 p.

PURSER, B. H. 1980: *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents.* — Paris: Edition Technip, 361 p.

PURSER, B. H.—EVANS, G. 1973: Regional sedimentation along the Trucial Coast, SE Persian Gulf. — *In:* PURSER B. H. (ed.): *The Persian Gulf.* — Berlin: Springer, 211—231.

SARIN, D. D. 1962: Cyclic sedimentation of primary dolomite and limestone. — *J. Sed. Petrol.*, **32,** 451—471.

SCHLAGER, W.—GINSBURG, R. N. 1981: Bahama Carbonate Platforms — the Deep and the Past. — *Marine Geol.*, **44,** 1/2, 1—24.

SCHMEIDER, J. F. 1975: Recent tidal deposits, Abu Dhabi, KAE, Arabian Gulf. — *In:* GINSBURG, R. N. (ed.): *Tidal Deposits.* — Berlin: Springer, 209—214.

SCHOLLE, P. A. 1978: A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements, and porosities. — *AAPG Mem.*, **27.** — Tulsa, Okla., USA.

SCHOLLE, P. A.—BEBOUT, D. G.—MOORE, C. H. (eds) 1983: *Carbonate Depositional Environments.* — *AAPG Mem.*, **33,** 708 p.

SCHREIBER, B. CH. 1978: Birdseye limestone. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 71—72.

SCHROEDER, J. 1978: Algal-reef sedimentology. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 5—8.

SHEARMAN, D. J.—TWYMAN, J.—ZAND KARIMI, M. 1970: The genesis and diagenesis of oolites. — *Proc. Geol. Assoc.*, **81,** 561—575.

SHINN, E. A. 1968: Selective dolomitization of Recent sedimentary structures. — *J. Sed. Petrol.*, **38,** 612—616.

SHINN, E. A. 1983: Tidal flat environment. — *In:* SCHOLLE, P. A.—BEBOUT, D. B.—MOORE, C. H. (eds): *Carbonate Depositional Environments. — AAPG Mem.*, **33,** 171—210.

SHINN, E. A.—LLOYD, R. M.—GINSBURG, R. N. 1969: Anatomy of a modern carbonate tidal-flat, Andros Island, Bahamas. — *J. Sed. Petrol.*, **39,** 1202—1228.

SPRY, A. 1969: *Metamorphic Textures.* — Oxford: Pergamon, 350 p.

STAUFFER, K. W. 1962: Quantitative petrographic study of Paleozoic carbonate rocks, Caballo-Mountains, New Mexico. — *J. Sed. Petrol.*, **32,** 357—396.

STOCKMAN, K. W.—GINSBURG, R. N.—SHINN, E. A. 1967: The production of lime mud by algae in South Florida. — *J. Sed. Petrol.*, **37,** 633—648.

SWETT, K. 1965: Dolomitization, Silification and Calcitization Patterns in Cambro-Ordovician Oolites from Northwest Scotland. — *J. Sed. Petrol.*, **38,** 928—938.

TIŠLJAR, J. 1978: Oncolithes and Stromatolithes in Lower Cretaceous Carbonate Sediments of Istria (Croatia, Yugoslavia). — *Geol. Vjesnik*, **30,** 2, 363—382, Zagreb.

TÓTH Á.—T. GECSE É. 1981: Dedolomitosodott telérszerű kőzettestek a Nagyegyházai-medence felső-triász dolomitaljzatában. — *MÁFI Évi Jel.*, **1979,** 181—199.

USDOWSKI, H.-E. 1968: The formation of dolomite in sediments. — *In:* MÜLLER, G.—FRIEDMAN, G. M. (eds): *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe.* — Berlin: Springer, 21—32.

VÉGH S.-NÉ 1981: *Karbonát-kőzetek vizsgálata, fácies-, mikrofácies-típusai és osztályozása.* — ELTE Alkalm. és Műszaki Földtani Tanszék. — Kézirat, 29 p.

WALTER, M. R. 1972: A hot spring analog for the depositional environment of Precambrian iron formations of the Lake Superior region. — *Econ. Geol.*, **67,** 965—980.

WANLESS, H. R.—BURTON, E. A.—DRAVIS, J. 1981: Hydrodynamics of carbonate fecal pellets. — *J. Sed. Petrol.*, **51,** 1, 27—36.

WELLS, A. J.—ILLING, L. V. 1963: Present-day precipitation of calcium carbonate in the Persian Gulf. — *In:* VAN STRATEN, L. M. J. U. (ed.): *Deltaic and Shallow Marine Deposits. — Development in Sedimentology*, **1.** — Amsterdam: Elsevier, 429—435.

WILSON, J. L. 1975: *Carbonate Facies in Geologic History.* — Berlin–Heidelberg, etc.: Springer, 471 p.

WOLF, K. H. 1965: Petrogenesis and paleoenvironment of Devonian algal limestones of New South Wales. — *Sedimentology*, **4,** 113—178.

WOLF, K. H. 1978: Stromatolites. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 771—774.

WOODS, P. I.—BROWN, R. G. 1975: Carbonate sedimentation in an arid zone tidal flat, Nilemah Embayment, Shark Bay, W. Australia. — *In:* GINSBURG, R. H. (ed.): *Tidal Deposits.* — Berlin–New York: Springer, 223—232.

TÁRGYMUTATÓ

abláció 65, 229, 237, 238, 240
adhézió 40, 237
adszorpció 29, 39, 311
advekció 182, 183
aklé 207, 208, 214, 219
aktív óceáni hátság 306, 307, 359
aktualizmus 19—21
alapanyag 500, 504
albedó 252
alferrites mállás 40, 41
algaszőnyeg 341—343, 508, 518, 525, 526, 531, 537
alginit 273
allitos mállás 40, 41
allokémikus 502, 503, 509, 518
allomikrit 501, 504
alluviális gerinc 146
amfidromikus pont 295
anadiagenezis 379, 388, 422, 424, 441
andoszol 58
Andros-sziget 339, 347, 348, 505, 512, 513, 516
anhedrális 505
anoxia 263, 269, 270, 312, 336, 363, 410
anticiklon 195, 196
antidüne 102, 157
arkóza 417
aszó 131, 132
Atlanti-óceán 300, 306, 307, 313, 360, 361, 363, 364, 506
atoll 308, 348—350, 359, 506
ATTERBERG 458
attríció 132
autigén breccsa 243, 517
automikrit 501, 504
autoszuszpenzió 120, 123, 124
avulzió 135, 172, 177
azonális talaj 58, 59
állóhullám 278, 285—287
áramlás
  érdes 79
  fluidális 104
  ingadozó 67
  sima 79
  stacionárius 66
  sűrűségi 120
  szabad 73
áramlási félhold 212
áramvonal 66, 67, 86
árapálydelta 335, 336
ártér 146, 159
áfíja 267

Balize-delta 168
banner 208
base surge 128
bauxit 41
bárányszikla 235
beachrock 339, 423, 515
beágyazási közelség 491
beágyazási sűrűség 490
belső hullám 278, 285, 287, 288
belső üledék 373, 401, 434, 506
BENJAMIN-képlet 122, 123
bentonit 411, 413
bentosz 318, 326, 354, 357
bikaszem 519, 537
BINGHAM-test 72, 118
bioherma 352, 505—507, 530
bioklaszt 348, 504, 509, 529, 531
biosztázia 59
biosztróma 362, 505, 506
bioturbáció 31, 186, 326, 335, 336, 342, 345, 347, 348, 358, 360, 410, 434
Boden-tó 246, 250, 264
borjadzás 233, 241
BOUMA 125, 127
bórsav 319, 320

CAILLEUX 487
caliche 56, 222
CHÉZY-képlet 75, 123, 154
ciklon 195, 196
cirkuszvölgy 232
CO_2 46—48, 311, 312, 314, 316, 317, 393, 397, 410, 425, 504
CORIOLIS-erő 150, 182, 183, 195, 196, 259, 287, 293—298, 353
csernozjom 55
csillámok 34, 35, 38, 54, 60, 64, 404, 409
„csirkebél"-szerkezet 342, 363, 440, 443

Danikil-süllyedék 363
DARCY-egyenlet 386
DARCY—WEISBACH 74, 80, 85, 116, 124, 143, 151, 152, 154, 157
dedolomitizáció 423, 443, 522
dekarbonizáció 418
dekarboxiláció 411, 418, 419

deltasíkság 166, 249
denudáció 133
deszilifikáció 41
deszkvamáció 29
diszmikrit 505
diszperziós nyomás 109, 111
disszipáció 124
disszociáció 27, 45, 46
disztróf 262
dolomikrit 505
Dorag-modell 439
drumlin 238
duzzadási nyomás 29
duzzadóképesség 37

edafikus sivatag 198
egyensúlyi szint 314
EKMAN-hatás 209, 297, 299
elutráció 115, 116
eluviáció 52
emelkedő fodrok 218, 240
eogenetikus 377, 378, 387—390, 410
eolianit 202, 339
epidiagenezis 379, 388, 401, 422, 442
epifauna 321, 322, 345, 355
epigenetikus 376—378, 521
epilimnion 251, 254, 255, 258, 269
erózióbázis 133, 136
eszker 240
eurihalin 322
euriterm 261, 321
eusztatikus 181, 350, 351, 354
eutróf 250, 251, 266, 267
evaporit 45, 247, 271, 363, 438
éleskavics 200, 216, 490
érintkezési szám 402

fagyási mállás 30
fagyék (jégék) 243
falójárat 326
FARADAY-szám 43
fehéredés 316, 504
Fekete-tenger 246, 249, 310, 311, 313, 361—364
feláramlás 299, 314
felszíni hullám 277, 280, 282, 283, 286
felületi erő (energia) 29, 68
fenesztra 341, 343, 519
fenékhordalék 97, 98, 100, 101, 139, 143, 266
fermentáció 411, 413
ferrallit 40, 41
Fertő tó 246, 260, 264, 269, 270, 441
feszültség 69, 93, 94
fillomorf fázis 377, 378, 380, 409
firn, firnjég 228
flandriai transzgresszió 181, 309, 336, 506
flis 19, 20, 119, 308
Florida 338, 340, 343—346, 351, 425, 429, 446, 517
fluidális küszöb 96
fluidítás 71
fluxoturbidit 119
FOLK 474, 475, 481, 501—504, 509, 512, 520
FOLK—WARD képlet 469—472, 474
foltzátony 342, 345, 346, 348, 505
folyási határ 105
folyóterasz 136, 137
foszfoklaszt 508
fordított gradáció 160, 164, 176, 333
fotikus öv 321
földi ciklus 23, 24
Földközi-tenger 362, 363, 506
földpiramis 131, 132
förna 267
futóhomok 202, 203, 414
fúrószervezetek 49, 374

garmada 210
GAUSS-függvény 463, 472
geopetális 353, 434, 435, 506, 519, 531, 537
GILBERT-delta 109, 110, 166, 168, 173, 175, 240, 266
gipszdűne 212, 222
gipszkalap 45, 393
gleccserkapu 230, 234
Golf-áram 298, 300
görgetett hordalék 97, 139, 141, 265
grainstone 343, 519, 520
grapestone 347, 348, 514, 515, 519, 520
grauvakke 308, 408, 409
Green River Formáció 272
gumós szerkezet 434
guyot 306, 359
gyakorisági poligon 460, 462
gyepvasérc 59
gyűjtőkristályosodás 520
gyttja 267, 318, 326

HAGEN—POISEUILLE 74
haladó hullám 278, 283, 286
halmirolízis 60, 375, 377
haloklin 252
hamada 199, 200, 216
haranggörbe 460—462
határréteg 73, 74, 77, 78, 80, 84, 88
hemipelágikus 354, 360, 364
hidratáció 30, 31, 442
hidraulikus sugár 75, 143, 230
hidrocsillám 34, 36, 38
hidrofilitás 40
hidrogénion-koncentráció 27
hidrolízis 28, 32, 34, 409
hidrosztatikus nyomás 68
hidroxónium 27, 35, 45
hipolimnion 254, 255, 258, 262, 269
hipopiknális 173, 174
hipszográfikus görbe 305, 306
homokpiramis 211, 223
homokzátony 356
homokpiknális 173—175, 356
HOPKINS-skála 457
hordalékkúp 133, 161, 162, 241
hőfluxus 381
humusz 52, 53, 57

illeszkedési hányados 402
illit 34—40, 51, 52, 54, 55, 59—61, 360, 362, 375, 379, 406, 408, 410—416, 513
illuviáció 52, 53
impulzus 68, 77
infauna 321, 322
INMAN-f. képletek 469—471
intertidális öv 186, 328, 333, 339
intraklaszt 341, 430, 512, 517, 518, 536, 537
intrazonális talaj 58

ionaktivitás 27, 61
iszapár 117—119, 161, 249
izohiéta 197
izosztatikus 309
izzófelhő 120
ív mögötti medence 24

jardang 199, 201, 202, 216
jégkarc 235, 236

kalcilutit 504, 519
kalcisziltit 504
kalkarenit 343, 346, 425
kanditok 34, 36, 38, 40, 52, 60
kaolinit 35—38, 41, 51, 52, 54, 55, 58—61, 355, 360, 362, 408, 409, 412—416, 513
kaptúra 133
karboxil-vesztés 411
karszt 47, 48
katagenezis 376, 380, 500
kárfülke 232
KÁRMÁN—PRANDTL-f. egyenlet 79, 98
Keleti-tenger 364
KELLEY-f. egyenlet 469
kemény felszín 323, 346
kevert szerkezetek 37, 39, 61
klorit 35—38, 52, 55, 58, 61, 62, 320, 355, 360, 362, 394, 395, 409, 412, 416
kohézió 40, 89, 95, 104, 105
kollízió 308
kompenzációs szint 315
kondukció 253, 382
konkréció 405, 410, 413, 423, 433, 434
kontinentális lejtő 306, 328, 357
kontinuitási egyenlet 66, 80
konturit 300, 358
konvekció 382
koprolit 512
korrázió 132, 133, 154, 199, 202, 236
korrózió 132
kovaiszap 360
kovaréteg 415
kovárvány 55, 56
kőagyag 413
krioturbáció 222, 243
krotovina 55
KRYGLOWSKI 489
kúpszerkezet 433
KÜBLER-index 379
kvarcit 417

lakójárat 326
LAMB-f. képlet 84
laterit 57
latoszol 57, 58
lebegtetett hordalék 97, 98, 139, 141, 142, 144, 145, 167, 265
lefolyási tényező 138
lejtőtörmelék 105, 108
likvefakció 111—113
liotróp sor 39
litifikáció 373, 377, 387
litogenezis 380
litoklaszt 517, 518, 536
litosztatikus nyomás 29
lizoklin 314—316
Lofer-ciklus 343, 347, 352, 508, 518, 519
logaritmikus öv 79
lokomorf fázis 377, 378, 380, 409
lösz 203
lumasella 269

„madárláb"-delta 167, 176
„madárszem" 340—342, 519
makroszedimentológia 20, 21
makrotidális 184—186, 294, 329, 335, 336, 354, 355
mangrove 173, 179, 182, 337, 340, 345, 505
MANNING 75
maradványüledék 23, 354
margallit 58
marsh 179, 184, 337, 339, 340, 397
mágneses gömböcskék 371
mállási potenciál 33
mátrix 428, 518
MCCAMMON-f. képlet 469—471
mederzátony 135, 156
medián 466, 467, 471—473
Medve-tó 255, 256
megaszedimentológia 20
meroplankton 321
metagenezis 378, 380
metalimnion 254, 256, 258, 261, 266
mezogenezis 378, 387, 388, 390, 410
mezotidális 184, 185, 294, 329, 331, 334—336, 354
mezotróf 263
mélytengeri árok 306, 307, 358
mélytengeri síkság 306, 359
mésziszap 359, 360, 504, 515
„mésztufa" 46
Mg-kalcit 269, 318, 320, 338, 339, 344, 347, 348, 410, 423, 425, 427, 437, 441, 445, 500—503, 506, 508, 511, 512
mikroszedimentológia 20
mikrotidális 184, 294, 329, 331, 334, 335, 337, 338, 342, 354
mixolimnion 251, 255
modusz 466, 467, 471—473
molassz 308
molekuláris szivattyú 405
monolimnion 251, 255
montmorillonit 29, 34, 36, 38, 39, 54, 55, 58—61, 318, 360, 382, 406, 408, 409, 411, 413, 415, 418
moréna 230, 231, 237, 248
morotva 135
mozaikpát 426
múmia-szerkezet 516

Nagy Bahama Pad 347, 348, 504, 505, 512, 513, 516
NAVIER—STOKES 80, 86
nekroplankton 321
nekton 318, 321, 359
neomorfózis 402, 423, 428, 503
neotektonikus medence 308
neptuni telér 434, 435
négyzetes középeltérés 469
Nílus 165, 167—169, 177
növekvő vető 178
nyírófeszültség 96, 98, 99, 153
nyírósebesség 96, 99

oldalzátony 135, 136, 157
oldhatósági szorzat 316
oligotróf 250, 255, 263, 264
olisztolit 105, 119
olisztonappa 105

olisztosztróma 105, 119
oomikrit 505
organoszediment-szerkezet 507
ortopátit 501, 502
oszlopdiagram 459—461
osztályozott rétegezés 117
öntésiszap 146
örvények 86, 87
összeggörbe 460—462
övzátony 134, 135, 152, 153

Pannóniai beltenger 249, 251, 272, 273
PASSEGA 475, 478
PASTEUR-szint 194
pályavonal 66
pedalfer 52
pedocal 52, 222
pelágikus 321, 359, 364
peritidális öv 328, 519
perkoláció 111
Perzsa—Arab-öböl 344, 348, 354, 507
phi-skála 457, 458, 465, 468
pingó 222, 223
pirit 370, 402, 410, 411, 522
plankton 318, 320—322, 325, 354, 357, 359, 360, 363, 510, 511, 527, 528, 533
planoszol 56
plaszt 517
plasztiklaszt 517
playa 199, 216, 220, 270
podzolosodás 41, 53—55
pórusnyomás 381
pórustér(fogat) 384, 403, 404, 418, 419
préritalaj 55
prodelta 166, 179
protodolomit 269, 318, 426, 437, 440, 441
pszeudomikrit 427, 501, 505, 520
pszeudomorfóza 374, 503
pszeudooid 513
pufferhatás 311
puha felszín 323

RAYLEIGH-f. szám 89
redoxomorf 377, 378, 380, 409
redoxpotenciál 43—45
redoxrendszer 42
regeláció 231
regolit 25, 243
rendzina 55
reptáció 198
reszilifikáció 41
REYNOLDS-feszültség 77, 83, 86
réti mészkő 59, 268
rézsűszög 89, 109, 110, 133, 135, 204, 489
rhexisztázia 59
RICHARDSON—ZAKI 93, 115, 117
riftesedés 308
ritmicitás 124—126
ROLLER-függvény 464
ROSIN-függvény 463

SAHU-f. egyenletek 482, 483
sandr (szander) 223, 241
sánczátony 348, 349
sea-mount 306, 359
seiche 257, 258
SHARP—FAN-f. képlet 470
sivatagi fénymáz 56, 216, 271
sivatagi rózsa 56
sík meder 157
SNEED—FOLK 484, 485
sodorvonal 134, 147, 148, 150
sodrási régió 79
sóék, sólencse 173, 175, 181—183
sógleccser 45
sókarszt 45
sós mocsár 181, 184, 337
sótükör 45
spreading 23, 308
standard deviáció 466, 469
szabadenergia 33, 43, 317
szabad nyíróréteg 88
szakaszjelleg 132—134, 136
szaltáció 199
szapropél(it) 267, 313, 318, 319, 326, 362—364
SZÁDECZKY-módszer 488, 489
szebkha 221, 341—343, 415, 440, 521
szegélyzátony 308, 348, 349
szeif-dűne 208—210
szeptária 430
szerir 199, 200, 214, 216, 222
szerkezetes (tundra-) talaj 53, 54, 242
szesszilis 324
szélbarázda 199—201
szélzászló 213
szénültségi fok 407
sziallitok 40, 41, 53
szigetív 306, 307
szikesek 55—57
szilifikáció 41
szindiagenezis 348, 378, 379, 388, 401, 422, 437
szinerézis 112, 373
szinuózitás 136, 148, 150, 153, 154
szmektit 37—41, 51, 58, 60, 362, 375, 411—413, 415, 416
szoliflukció 108, 242, 243
szology 57
szoloncsák 56, 57
szolonyec 56, 57
szolvát-burok 39
szökőár 292
szöveti függetlenség 389
szöveti kiválogatódás 389
sztenohalin 261, 322
sztromataktisz 434, 435, 519
szubdelta 173
szubhedrális 505
szubszolúció 434, 436, 534
szubtidális öv 186, 328, 333, 334, 337
szubrózió 45
szulfátredukció 49, 50, 411
szupratidális öv 328, 339, 340

takir 56
TANNER-f. képlet 470
tavikréta 268, 363
TAYLOR—GÖRTLER 86, 89, 202
tárolóképesség 410
telogenezis 377, 387, 389, 390, 410
termoklin 254, 288, 298, 313, 364
terra fusca 55
terra rossa 55, 339
tépőáram 289—291, 332

till(it) 227, 236—239, 240
torkolati zátony 177, 249
torrens 131, 140
TORRICELLI-tétel 70
tortuózitás 148
tömöttségi mutatók 490
tönkfelület 133
TRASK 468, 469
troposzféra 191—193, 195, 196
turbidit 125—127, 249, 358, 362, 363

UDDEN-skála 457, 458, 469
UREY-szint 193, 194
uszálydűne 209, 212—214
ütközési küszöb 96
ütközési rozetta 490, 497

vakár 292
varv(it) 240, 267, 363
vándorkő 235
viszkozitás 72, 73, 77, 80, 81, 84
viszkózus alréteg 79, 81—83, 94
vitrinitreflexió 375, 378, 407
vízhozam-értékek 137
vörös agyag (mélytengeri) 314, 360
Vörös-tenger 363
vulkáni üveg 406
watt 179, 336—338
WENTWORTH 457, 458, 487

zavaros vízréteg 301
zátonylagúna 350
zátonytörmelék 505

SZEDIMENTOLÓGIA

SZERKESZTETTE

I. KÖTET

BALOGH KÁLMÁN

A szedimentológia a földtannak az üledékes kőzetekkel keletkezési környezetük és képződési folyamataik megállapítása céljából foglalkozó, s a mai technikai lehetőségek közt dinamikusan fejlődő ága. Az üledékes kőzetek jelentősége igen nagy. Bázisai a mező- és erdőgazdaságnak, az állattenyésztésnek, a vízgazdálkodásnak, a magas- és mélyépítésnek. Összleteik az energiahordozók, a víz és számos értékes ásványi nyersanyag telepeit tartalmazzák. Rétegzettségük és ősmaradvány-tartalmuk folytán minden más kőzetnél alkalmasabbak a viszonylagos földtani kor és az őskörnyezeti viszonyok, valamint a hegységszerkezeti formák kialakulási rendjének megállapítására.

Ez a gazdagon illusztrált, fejezetenként irodalomjegyzékkel ellátott, első magyar nyelvű szedimentológia-könyv az üledéktan hazai színvonalának a nemzetközi szinthez való felzárkózását óhajtja elősegíteni azáltal, hogy a geológusképzés és továbbképzés, továbbá a földtan elméleti és gyakorlati kutatói számára korszerű tárgyi és szemléleti alapul szolgáljon. Megbízható genetikai tájékoztatást nyújt azonban a geográfusok, bányamérnökök, középiskolai tanárok és az ásványi nyersanyagokkal foglalkozó más szakemberek számára is.

A mű *első kötete* rövid tudománytörténeti összefoglalás után az üledékek képződési módját tekinti át a mállás, szállítás, lerakódás és kőzettéválás folyamatsorában. Részletesen foglalkozik az áramló fluidumok és az üledékszemcsék kölcsönhatásával, a gravitációs tömegmozgásokkal, a vízfolyások, a szél, a jég, s az állóvizek üledéktani szerepével, a diagenezisnek a kőzetek porozitását is módosító folyamataival, végül a törmelékes, illetve a karbonátos üledékek szövetének ismertetésével zárul.

A *második* és *harmadik kötet*ben az üledékes kőzetek szerkezetének ismertetését azok osztályozása és kőzetcsaládonkénti jellemzése, s a szénhidrogén-képződés folyamatának tárgyalása követi. A harmadik kötet az üledékképződés ritmicitásával és a fácieselemzéssel kapcsolatos ismeretek összefoglalásával ér véget.

Bibliotheca Academiae Scientiarum Hungaricae
MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

A kiadásért felelős az Akadémiai Kiadó és Nyomda Vállalat igazgatója

A nyomdai munkálatokat az Akadémiai Kiadó és Nyomda Vállalat végezte
Felelős vezető: Zöld Ferenc
Budapest, 1991
Nyomdai táskaszám: 19078

Felelős szerkesztő: Polyánszky Piroska
Műszaki szerkesztő: Nyárádi Tamásné
A fedéltervet készítette: Székely Edith
Megjelent 70 (A/5) ív terjedelemben


Ára: 1180,– Ft

SZERKESZTETTE

BALOGH KÁLMÁN

SZEDIMENTOLÓGIA I.

507856