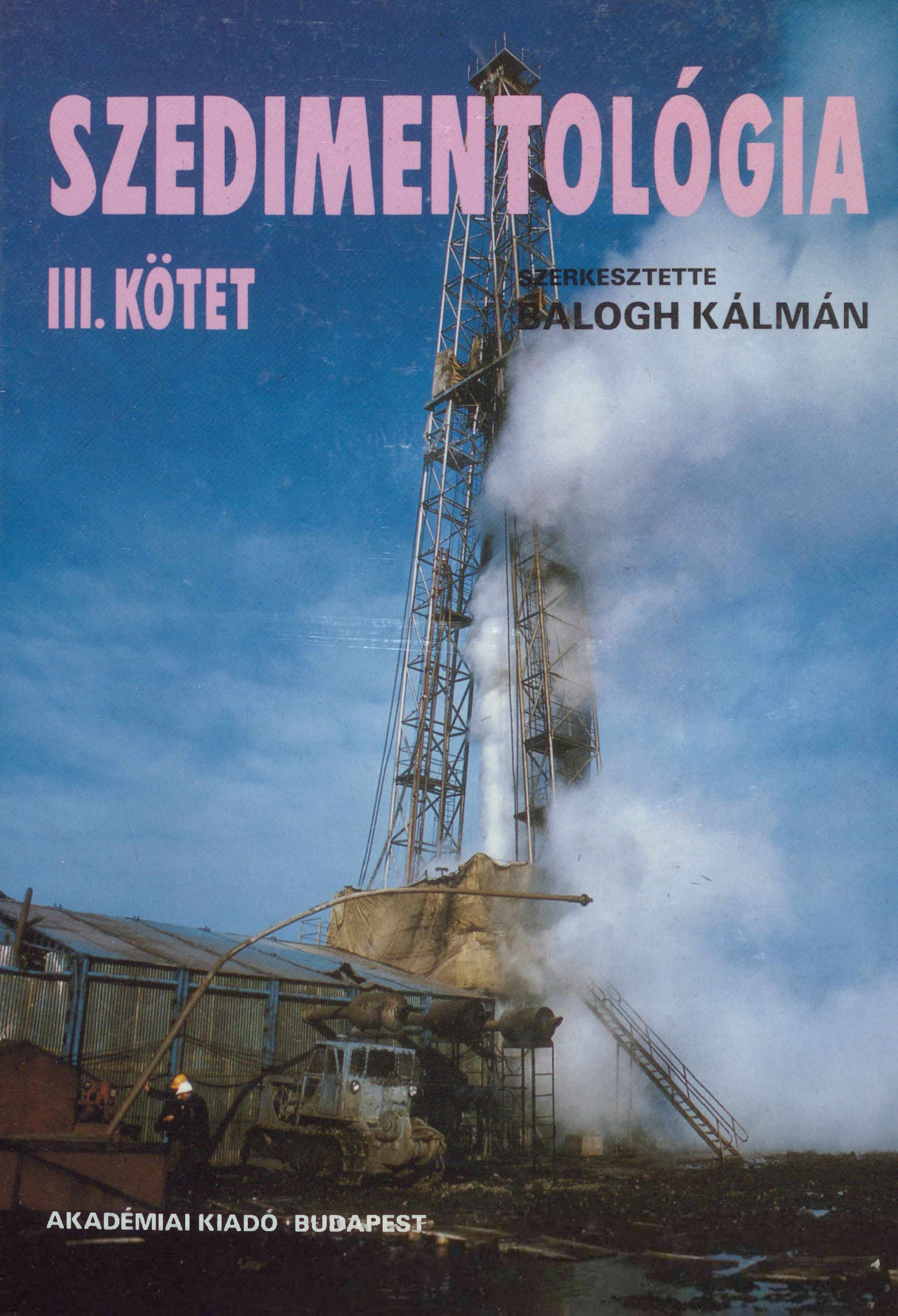
SZEDIMENTOLÓGIA

III. KÖTET

SZERKESZTETTE
BALOGH KÁLMÁN



AKADÉMIAI KIADÓ · BUDAPEST

SZEDIMENTOLÓGIA

III. KÖTET

Az I. kötet fejezetei: A szedimentológia múltja, jelene, jövője

Az üledékképződés folyamata

A mállás

A mállási törmelék szállítása

A gravitációs tömegmozgások

A vízfolyások szállító és lerakó tevékenysége

A szél szállító és lerakó tevékenysége

A jég szállító és lerakó tevékenysége

A kontinentális állóvizek üledéktani szerepe

A tengeri üledékszállítás mechanizmusa

A tengeri üledékképződés

A vízben oldott mállási termékek. Endo- és kozmogén üledékek

A diagenezis

A törmelékes üledékek diagenezise

A karbonátok diagenezise

A törmelékes üledékes kőzetek szövete

A karbonátos kőzetek szövete

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 megjelenését a Magyar Olaj- és Gázipari Rt. biztosította

26

SZEDIMENTOLÓGIA

III. KÖTET

SZERKESZTETTE
BALOGH KÁLMÁN

TÁRSSZERZŐK:
BALOGH KÁLMÁN
BELLÁNÉ PELSŐCZI MÁRTA
BÉRCZI ISTVÁN
HAAS JÁNOS
JÁMBOR ÁRON
MINDSZENTY ANDREA
MORVAI GUSZTÁV
POGÁCSÁS GYÖRGY
SOMFAI ATTILA
SZABÓ ZOLTÁN
VÖLGYI LÁSZLÓ

AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST 1992

507856

Lektorok:

BÁRDOSSY GYÖRGY • HÁMOR GÉZA • JÁMBOR ÁRON
SZÉKYNÉ FUX VILMA • VETŐ ISTVÁN

A könyv fedelén: A Fábiánsebestyén-4. sz. kőolajkutató mélyfúrás. — Foto: DANKA ISTVÁN. — BALLA KÁLMÁN ajándéka

A hátoldalon: Bauxit külfejtés a Bakonyban. — Iharkút, 5. sz. lencse. Halimbai Bauxit Formáció (alsószenon) és fedőrétegei. — Foto: LÉNÁRD TAMÁS, 1983

A Szedimentológia III. kötetének lezárásakor újból köszönetet mondok a könyv társszerzőinek, lektorainak, rajzolóinak, fényképészeinek és mindazoknak, akik észrevételeikkel és ábraanyaggal járultak hozzá a szöveg színvonalának emeléséhez. Külön köszönet illeti a szponzorokat: Magyar Állami Földtani Intézet, ill. Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt, Központi Földtani Hivatal, Magyar Alumínium Tröszt, Nagyalföldi Kőolaj és Földgáz Vállalat. A II. kötet megjelenését az MTA Föld- és Bányászati Tudományok Osztálya, a III. kötetét a Magyar Olaj- és Gázipari Rt. biztosította.

Balogh Kálmán

MAGYAR
TUDOMÁNYOS AKADÉMIA
KÖNYVTÁRA

ISBN 963 05 5677 4 (I—III. kötet)

ISBN 963 05 6100 X (III. kötet)

Kiadja az Akadémiai Kiadó, Budapest

© Balogh Kálmán 1992

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

M. TUD. AKADÉMIA KÖNYVTÁRA
3580/19 92

TARTALOMJEGYZÉK

26. Kovaüledékek (BALOGH KÁLMÁN) 11

26.1 Fogalom és jelentőség 11
26.2 A kovaüledékek ásványai 11
26.3 A kovaüledékek kémiai összetétele 13
26.4 A kovaüledékek anyagának eredete 14
26.5 Az opálkiválasztó szervezetek 16
26.6 A SiO_2 vizes oldatokból való kicsapódása 19
26.7 Az *A*-opál diagenezise 22
26.8 Az üledékes kvarcfázis közvetlen kicsapódása 24
26.9 A kovaüledékek fajtái 25
26.91 A kontinentális kovakőzetek 27
26.911 Gejzirit, limnoopalit, limnokalcedonit 27
26.912 A karbonátos limnoopalit 28
26.913 Az édesvízi diatomaiszap 28
26.914 Az édes- és csökkentsósvízi diatomaföld 29
26.915 Az édes- és csökkentsósvízi diatomit 30
26.916 Édes- és csökkentsósvízi kovaszivacsos üledékek 31
26.917 A tripoli 31
26.918 A kovakéreg 32
26.919 A mészkéreg alatti rétegzetlen opál 33
26.92 A tengeri kovakőzetek 33
26.921 A negyedkori tengerek kovaiszapja 33
26.9211 A diatomás iszap 34
26.9212 A radioláriás iszap 35
26.9213 A szivacstűs iszap 35
26.922 A negyedkor előtti tengerek kovaüledékei 35
26.9221 A tengeri diatomaföld 35
26.9222 A radolariaföld 35
26.9223 A szpikulit 35
26.9224 A tűzkő fogalma és fajtái 36
26.92241 A réteges tűzkő biogén formái 38
26.92242 A réteges tűzkő és radiolarit képződési környezete 41
26.92243 A gumós tűzkő 44
26.9225 Néhány középhegységi tűzkő- és radiolarit-előfordulás jellemzése 46
26.9226 Átmeneti kovakőzetek 47
26.92261 A porcelanit 47
26.92262 A kovapala 48
26.92263 A vasban dús kovakőzetek 49
Irodalom 49

27. Üledékes vaskőzetek (MORVAI GUSZTÁV és BALOGH KÁLMÁN) 53

27.1 Fogalom és jelentőség 53
27.2 A vas geokémiai tulajdonságai 54
27.3 Az üledékek és üledékes kőzetek vastartalmának eredete 56
27.4 Az üledékes kőzetek fontosabb vasásványai 58
27.41 A magmatitok és metamorfitok torlatokká áthalmozott kőzetalkotói 58
27.42 A szinszedimentációs, diagenetikus és metamorf vasásványok . . 59
27.421 Oxidok és oxi-hidroxidok 59
27.422 Karbonátok, foszfátok 59
27.423 Vasszilikátok 60
27.424 Vasszulfidok 60
27.43 Az epigenetikus vasásványok 61
27.5 Az üledékes vasércek néhány jellemző tulajdonsága 62
27.51 A vasérc színe 62
27.52 A vasérc szövete és szerkezete 62
27.53 A ritmicitás 64
27.54 Egyéb tulajdonságok 65
27.6 Az üledékes vaskőzetek genetikai osztályozása 65
27.61 A kontinentális vasdúsulások 66
27.611 A mállási és talajképződési eredetű vasfelhalmozódások 66
27.6111 A vaskéreg 66
27.6112 Vaslateritek 66
27.612 A folyóvízi vasércek 68
27.613 Az állóvízi vasércek 70
27.6131 Oxikus eredetű, limonitos ércek 70
27.6132 Az anoxikus eredetű, sziderites ércek 71
27.614 Az infiltrációs vasércek 73
27.62 A sekélytengeri vasércek 73
27.621 Sekélytengeri vasércbreccsák, -konglomerátumok és torlatok . . 73
27.622 Az ooidos vasércek 74
27.6221 Minette-típusú, limonitos vasoolitok 75
27.6222 Clinton-típusú, hematitos vasoolitok 76
27.6223 Berthierines vasoolitok 76
27.6224 Pirites vasoolitok 76
27.6225 Prekambriumi vasoolitok 77
27.623 Sziderites érctelepek 77
27.624 Szulfidos vasérctelepek 77
27.63 A kovaszalagos vasércformációk 77
27.64 A mélytengeri vasérctelepek 83
27.641 A jelenkori mélytengeri vaskövek 83
27.642 A vulkáni–üledékes vasérctelepek 83
27.6421 A Lahn–Dill típusú fanerozóos vasércek 83
27.6422 Az algomai típusú prekambriumi vasércek 84
27.7 A Föld üledékes vasérckészlete 85
27.8 A hazai üledékes vasérc-előfordulások 88
Irodalom 91

28. Mangános üledékek és üledékes mangánércek
(MINDSZENTY ANDREA és SZABÓ ZOLTÁN) 94

28.1 Fogalom és jelentőség 94
28.2 A mangán geokémiai sajátságai 95
28.3 Az üledékek mangántartalmának eredete 96

28.31 A mangán szerepe a felszíni mállási folyamatokban 97
28.32 A felszíni mállásból származó mangán szállítódása 99
28.33 A mélytenger Mn-tartalmának eredete 101
28.34 A mangán kicsapódása 102
28.4 Az üledékes mangánásványok 103
28.5 Az üledékes mangándúsulások osztályozása 105
28.6 A kontinensek Mn-dús üledékei 105
28.61 A hipergén mangándúsulások 105
28.611 Karbonátos jellegű hipergén mangándúsulás 106
28.612 Oxidos jellegű hipergén mangándúsulások 106
28.6121 A mangánlateritek 106
28.6122 Az áthalmozott mangánérc telepek 107
28.6123 Az oxidos Mn-lamellitek 109
28.62 Az édesvízi mangándúsulások 110
28.621 Oxidos összetételű édesvízi mangándúsulások 110
28.622 Karbonátos összetételű édesvízi mangándúsulások 113
28.63 A szárazföldi hőforrások Mn-dúsulásai 113
28.7 A tengeri mangánüledékek 113
28.71 A vulkanogén és hidrotermális Mn-üledékek 113
28.711 A rift övek fémgazdag üledékei 114
28.712 A szigetívek fémgazdag üledékei 115
28.72 A tektonikusan inaktív medencék Mn-dús üledékei 115
28.721 Mélytengeri vas–mangángumók és -kérgek 115
28.722 A sekélytengerek Mn-dús üledékei 120
28.7221 A sekélytengerek oxidos és oxi-hidroxidos Mn-dúsulásai 121
28.7222 A konkréciós rodokrolit 122
28.7223 A réteges rodokrolit 122
28.8 A mangándús üledékek, mint a geodinamikai események indikátorai 124
28.9 A hazai Mn-előfordulások 128
28.91 Az úrkúti és eplényi mangánércek 128
28.92 Júra időszaki mangángumók és -bekérgezések 130
28.93 Más hazai üledékes Mn-előfordulások 133
Irodalom 134

29. Foszforitok (Balogh Kálmán) 138

29.1 A foszforit fogalma és fajtái 138
29.2 A szárazföldi foszforitok 140
29.3 A tengeri foszforitok 141
29.31 Földrajzi elterjedés 141
29.32 Időbeli megoszlás 142
29.33 Általános jellemzés 143
29.34 A tengeri foszforitok foszfátásványai 149
29.35 A tengeri foszforitok nyomelemei 150
29.36 A tengeri foszforitok egyéb anyagai 152
29.37 A kísérő kőzetek 152
29.4 A tengeri foszforitok keletkezése 154
29.41 Környezeti feltételek 155
29.42 Az abiogén foszforitképződés kérdése 155
29.43 Az élővilág szerepe a foszfor üledékes dúsulásában 157
29.44 A tengeri apatitkiválás lefolyása 158
29.5 A tengeri foszforitképződés ciklusossága 161
29.51 A lemezesség okai 161

29.52 A foszforitos és tűzkőtartalmú mezociklusok keletkezése 161
29.53 A tengeri foszforitképződés intenzitás-változásának okai 162
29.6 A tengeri foszforitok mállása 162
29.61 Vízalatti mállás 162
29.62 Felszíni mállás 162
29.7 A tavi foszforitok 163
Irodalom 163

30. Allitok (Balogh Kálmán) 166

30.1 A bauxit fogalma 167
30.2 A bauxitképződés folyamata 168
30.3 A bauxitok genetikai főtípusai 170
30.4 A bauxit kőzettani jellemvonásai 171
30.41 A szín 171
30.42 A törés 172
30.43 A keménység 172
30.44 A porozitás és permeabilitás 172
30.45 A szövet 172
30.46 Kőzetszerkezeti formák 174
30.5 A bauxittelepek ásványai 175
30.6 A laterit- és karsztbauxitok fő- és nyomelemei 176
30.7 A laterit- és bauxitképződés kémiája 177
30.8 A bauxit dia- és epigenezise 181
30.9 A lateritesedés feltételei 182
30.10 A karsztbauxitképződés körülményei 189
30.101 A karsztbauxittelepek tagolódása 191
30.102 A karsztbauxittelepek fő típusai 192
30.11 A bauxitok tér- és időbeli elterjedése 193
30.12 A magyarországi bauxitok 197
Irodalom 208

31. Szerves kőzetek (Balogh Kálmán) 211

A szerves kőzet fogalma 211
A szerves anyag származása. Fotoszintézis, asszimiláció, disszimiláció . . . 211
Az élőlények legfontosabb szerves anyagai 212
A szerves anyag fennmaradásának feltételei 216
Az üledékes szerves anyag képződésének fő fázisai 216
A karbónium körforgása és kéregbeli dúsulásának jelentősége 218

31.1 Szénkőzetek (Belláné Pelsőczi Márta) 219

31.11 A szénkőzet fogalma 219
31.12 A kőszénfajták általános jellemzése 221
31.13 A kőszén vegyi alkata 225
31.131 Víz- és gáztartalom 227
31.132 A kőszénhamu 227
31.133 A kőszén és a kőszéntelep ásványi anyagai 227
31.134 A nyomelemek 229
31.14 Szénkőzettani összetétel 230
31.141 Macerálok és macerálcsoportok 230
31.142 Mikrolitotípusok 235
31.143 Litotípusok 240
31.15 A kőszénképződés feltételei 241
31.151 A kőszénlápok keletkezése és fajtái 241

31.1511 A lápképződés helye . . . 244
31.1512 A lápképződés éghajlati és vízföldtani feltételei . . . 247
31.1513 A vegetációtörténeti háttér . . . 247
31.152 A kőszén fáciese . . . 248
31.1521 A növényi anyag felhalmozódásának módja . . . 249
31.1522 Tőzeg- és telepvastagság . . . 250
31.1523 A tőzeg bakteriális aktivitása . . . 251
31.1524 A tőzeg hőmérséklete . . . 252
31.1525 A tőzeg redoxviszonyai . . . 252
31.16 A szénülés . . . 252
31.161 A tőzegesedés . . . 252
31.162 A geokémiai fázis . . . 254
31.1621 A geokémiai átalakulás hatótényezői . . . 254
31.1622 A geokémiai átalakulás lefolyása . . . 255
31.1623 A kőszenek bitumenesedése . . . 259
31.17 A kőszénmedencék és a belső erők . . . 259
31.171 A kőszénmedencék tektonikai osztályozása . . . 260
31.172 A kőszéntelepek ciklicitása . . . 261
31.173 A szénkőzetek utólagos elváltozásai . . . 262
31.18 A kőszéntelep őskörnyezeti helyzetének rekonstrukciója . . . 262
Irodalom . . . 264

31.2 Szénhidrogének (Somfai Attila, Völgyi László, Jámbor Áron, Bérczi István és Balogh Kálmán) . . . 268

31.21 A természetes szénhidrogének fontosabb fizikai és vegyi tulajdonságai 268
31.211 A földgáz . . . 268
31.2111 Éghető földgázok . . . 268
31.2112 Éghetetlen földgázok . . . 269
31.212 A kőolaj . . . 269
31.213 Az olajpala, a kátrányhomok és a természetes aszfalt szerves anyagai 272
31.22 A szénhidrogének képződése . . . 272
31.221 Szervetlen keletkezési elméletek . . . 273
31.222 A szénhidrogének biogén keletkezése . . . 273
31.2221 A biogén elmélet bizonyítékai . . . 273
31.2222 A szénhidrogének alapanyagainak felhalmozódása . . . 274
31.2223 A kőolaj keletkezése . . . 277
31.22231 A kerogén . . . 277
31.22232 A hintett szerves anyag mélységi átalakulása . . . 279
31.22233 A nyomás, a hőmérséklet és az idő szerepe . . . 283
31.22234 Hőmérséklet–idő modellek . . . 285
31.2224 A földgázok keletkezése . . . 291
31.22241 Szénhidrogén-gázok . . . 291
31.22242 Egyéb földgázok . . . 294
31.23 A kőolajok anyakőzete . . . 296
31.231 A C_{org} és a szénhidrogénképző szerves anyag mennyisége . . . 296
31.232 A szerves anyag genetikai típusa és érettsége . . . 297
31.2321 A szerves kőzettani vizsgálat . . . 297
31.2322 A kerogén geokémiai vizsgálata . . . 298
31.23221 Az elemi összetétel . . . 298
31.23222 A szén stabilis izotópjai . . . 298
31.23223 A pirolízis . . . 300
31.2323 Az extraktumok geokémiai vizsgálata . . . 300
31.23231 A könnyű szénhidrogének részaránya . . . 300
31.23232 Az EOM mennyisége . . . 302

31.23233 A CPI érték 303
31.23234 Az izoprenoidok és *n*-alkánok hányadosa 303
31.23235 Szteránok és triterpánok 303
31.2324 A szerves anyag fiziko-kémiai vizsgálata 303
31.23241 Az infravörös spektrumok 303
31.23242 Az NMR és PMR módszerek 303
31.23243 Az ESR módszer 303
31.23244 A termális gravimetria (TG) és a differenciális termikus analízis (DTA) 303
31.233 A szénhidrogének és a kőzet szerves anyaga közötti korreláció . . 303
31.24 Az olajpala 304
31.25 A szénhidrogének vándorlása 310
31.251 Az elsődleges vándorlás 310
31.252 A másodlagos vándorlás 313
31.26 Kőolaj- és földgáztelepek kialakulása 315
31.261 A kőolaj és a földgáz felhalmozódásának általános feltételei . . . 316
31.2611 A tárolókőzet porozitása és átbocsátóképessége 317
31.2612 A tömörödés hatása a tárolókőzetre és a csapdaképződésre . . . 318
31.2613 A fluidumok tárolón belüli elhelyezkedése 319
31.2614 A tároló fluidumnyomása 321
31.27 A harmadlagos vándorlás 323
31.271 Felszíni aktív szénhidrogén-előfordulások 324
31.272 Felszíni és felszínközeli fosszilis szénhidrogén-előfordulások (kátrányhomokok) 324
31.28 A Föld kőolaj- és földgázkészlete 329
31.29 Magyarország kőolaj- és földgáztelepei 331
Irodalom 339

32. Az üledékképződési rendszerek rekonstrukciójának alapelvei
(Balogh Kálmán, Haas János és Pogácsás György) 346

32.1 A szedimentológiai modell fogalma 346
32.2 Az üledékes kőzet fáciese 346
32.3 A fácieselemzés és -értelmezés eszközei 348
32.31 Terepi és laboratóriumi tennivalók 348
32.32 Rétegazonosítás földtani és lyukgeofizikai módszerek segítségével 349
32.33 A szeizmikus sztratigráfia 352
32.34 A süllyedési és leülepedési sebesség meghatározása 359
32.35 Az üledékek ciklicitása 361
32.351 Definíciók 361
32.352 Osztályozás 362
32.353 A ciklusos üledékképződés okai 364
32.36 Az ősáramlások 368
32.4 A lerakódási körülmények és ősföldrajzi összefüggések megállapítása 369
32.5 A fácieselemzés nehézségei 370
32.6 A medenceanalízis 372
32.7 Az üledékgyűjtők tektonikai osztályozása 374
32.8 A magyarországi üledékgyűjtők alapvonásai 376
Irodalom 387

Tárgymutató 391

26. KOVAÜLEDÉKEK

BALOGH KÁLMÁN

26.1 FOGALOM ÉS JELENTŐSÉG

Azokat az üledékeket és üledékes kőzeteket nevezzük kovaüledékeknek, amelyekben a biológiai és kémiai eredetű SiO_2 (opál, kalcedon, kvarc) mennyisége 30—50% fölött van. Jelenkori biogén kovás üledékek esetén azonban ezt a határt sokszor 20% opáltartalomig leszállítják.

A kovaüledékek túlnyomó része sekély- vagy mélytengeri, kisebb része kontinentális (tavi—mocsári) és hévforráslerakódás, vagy különleges talajképződési termék. Létrejöttük a kovavázú élőlények (diatomák, flagelláták, radioláriák, kovaszivacsok) nagyarányú elszaporodásával, vagy a vízben oldott kovasav abiogén kicsapódásával függ össze. Mindkét folyamatot a víz kovasavtartalmának megemelkedését okozó tényezők segíthetik, és ezek között a vulkáni, utóvulkáni és mállási folyamatok is jelentékeny szerepet játszhatnak. A biogén és abiogén kovaiszapok diagenetikus átkristályosodása a kialakuló kovakőzet szöveti képében az időtényezőtől és a befogadó üledékek minőségétől is függő, jelentékeny változásokat eredményez. Ezek a kovavázak eltüntetése, valamint a SiO_2 kristályossági fokának emelése révén a biogén és abiogén fajták eredeti különbségeit sokszor jelentékenyen csökkentik.

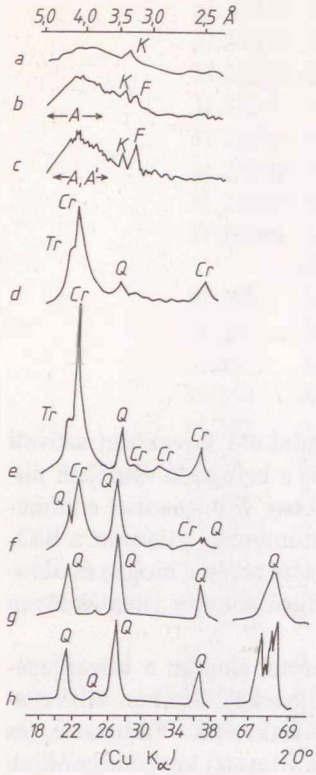
Területi elterjedésük méretei alapján a kovaüledékek és -kőzetek a kémiai üledékek sorában közvetlenül a karbonátok után következnek. Változatos (és ennek következtében sokat vitatott) képződésmódjuk és környezetjelző szerepük révén mind ősföldrajzi, mind fejlődéstörténeti jelentőségük igen nagy. Bizonyos fajtáik adszorbeáló és szűrőképességük vagy tűzállóságuk folytán a kémiai, a kerámiai és az acélipar, a cement- és üveggyártás nélkülözhetetlen segédanyagai (Iler 1979).

26.2 A KOVAÜLEDÉKEK ÁSVÁNYAI

Az *A-opál* [$SiO_2 . nH_2O$; Greenwood (1973) szerint talán inkább $SiO_2 . nSi(OH)_4$] igen apró — 20—50 nm átmérőjű — kovagömböcskék egy-egy központi részecskét szorosan körülvevő csomóinak többnyire szabályos elrendeződésű halmaza. 1—20%-nyi vagy még több, hevítéssel könnyen kiűzhető vizet tartalmazó, amorf kovagél. Színe igen különböző; optikailag izotróp; törésmutatója, keménysége és sűrűsége a kvarcénál kisebb. Kovás oldatokból a hőmérséklet és nyomás vagy a pH csökkenésével, ill. kovavázú élőlények (diatomák, radioláriák, kovavázú flagelláták, kovaszivacsok és egyes szárazföldi növények — pl. zsúrlók) enzimjeinek hatására válik ki. Opálos tűzkövek, gejziritek, kovakérgek fontos alkotórésze. Vulkáni tufák üvegje a betemetődés kezdetén, a zeolit I. zónában, szintén *A*-opállá alakul át (Iijima 1980).

A kaliforniai miocén nagy vastagságú *Monterey Formáció*ja tűzköveinek beható vizsgálata szerint a felszínen még amorf *A*-opál egyetlen széles és lapos, halomszerű csúccsal jellemzett röntgen-diffraktogramja — amelynek legmagasabb pontja 4,1 Å-höz esik — a betemetődési mélység növekedésével egyre tagoltabbá válik (Jones—Segnit 1971; Murata—Larsen 1975). Rajta 4,11—4,04 Å között az α-krisztobalitra és α-tridimitre jellemző csúcsok jelennek meg *(26.1 ábra)*. Később az utóbbiakat az α-kvarc csúcsai kezdik felváltani; majd az α-krisztobalit csúcsok eltűnnek, a kvarcéi viszont egyre erősödnek, ami az anyag szerkezetének rendezetté válását tanúsítja (l. Isaacs *et al.* 1983; Willams *et al.* 1985). Az *A*-opál és a mikrokristályos kvarc közötti átmeneti tagok rendre az *A'-opál*, a *CT-opál*, ill. *C-opál* nevet kapták, a kriptokristályos kvarcot pedig a fénymikroszkóppal is felismerhető *kalcedon*nal azonosították.

A *CT-opál* gyengén rendezett SiO_2-fázis: röntgendiffrakciós görbéje 1—3 α-krisztobalit csúcs mellett



26.1 ábra. Az üledékes kovaásványok diagenetikus sorának röntgen-pordiffraktogramjai MURATA—LARSEN (1975) és WILLIAMS *et al.* (1985) nyomán

K: törmelékes kvarc *Cr:* krisztobalit
F: törmelékes földpát *Tr:* tridimit
Q: diagenetikus kvarc
a—b: A-opál *f: C*-opál
c: A- + A'-opál *g:* kalcedon
d—e: CT-opál *h:* kvarc.

csak egyetlen (101) α-tridimit csúcsot tartalmaz. 10^{-6} —10^{-4} mm hosszú és 10—100 nm vastagságú lemezkéi 1—10 μm átmérőjű, sugaras felépítésű, gömbszerű halmazokat *(lepiszférákat)* alkotnak. Föltehető azonban, hogy már az *A'opál* is — legalább részben — igen kicsiny *CT-opál* krisztallitokból tevődik össze (OEHLER 1975; WILLIAMS—CRERAR 1985). Az átmenet fokozatosságát tanúsítja, hogy a „tiszta" ásványtípusok (*A*-opál, *CT*-opál, kvarc) mélység szerinti zónáit a megfelelő ásványfázisok keveredési övei választják el, s ezeken át a *CT*-opál, ill. a kvarc kristályosságának növekedése állapítható meg *(26.15 ábra)*. TADA—IIJIMA (1983) szerint a *CT*-opál a porcelanitok és az opálos tűzkövek *CT*-opál zónájának fő alkotórésze.

Az alacsony hőmérsékletű, tetragonális *α-krisztobalit* igen kicsiny kettőstörésű, optikailag pozitív szálacskák összetapadt tömege. Törésmutatója (1,44—1,48), valamint 25 °C-on mutatott 27 ppm-nyi „tényleges" oldhatósága az opálé és a kvarcé között van. Az agyagban, aleuritban és a biogén kovás iszapban képződött tűzkövek, kovás agyagkövek, s a mállott, savanyú, üveges vulkáni tufák csaknem mindig tartalmaznak ilyen krisztobalitot. *CT*-opállal együttes előfordulásai többnyire diatomás tufitokhoz kapcsolódnak, amelyekben a *CT*-opál a kovavázak opáljából, a krisztobalit a vulkáni üvegből származik. A nannofosszíliás krétakőzetekből viszont hiányzik, mert a meszes alapanyagban levő opál közvetlenül kvarccá kristályosodik.

Az *alacsony hőmérsékletű,* rombos (RÖSLER 1980 szerint monoklin) *tridimit*tel az opálos tűzkövek, porcelanitok és savanyú vulkáni tufák *másodlagos* pórus- és érkitöltéseiben találkozunk. A tridimit nem tiszta SiO_2; összetétele BUERGER (1954) szerint a (K, Na) $CaAl_3Si_{15}O_{36}$ képlettel közelíthető meg. A Si^{4+} ionok helyére lépő Al^{3+} ionok töltéshiányát ui. alkáli és mészalkáli ionok egyenlítik ki. A *CT*-opál szerkezeti rendezetlensége ezen 1—2%-nyi idegen ionoknak az α-krisztobalit rácsába történt közberétegzésével magyarázható (FLÖRKE 1955). Kovás üledékekben a *CT*-opál és tridimit keveredésének felismerése csak röntgen-pordiffrakcióval lehetséges. A két ásványnak a kőzetüregek falát bevonó és sugaras belső szerkezetű, apró gömböcskéket (lepiszférákat) alkotó kriptokristályai ui. morfológiailag még elektrondiffrakció útján sem különböztethetők meg egymástól (TADA—IIJIMA 1983).

A *kalcedon* a kvarc kisebb sűrűségű és törésmutatójú, selymes fényű, fehéres vagy barnás színű, optikailag általában negatív változata. Rendezetlen, párhuzamos, divergáló, ill. sugaras szferolitokat és szabálytalan halmazokat alkotó szálacskákból áll. Az ezek közötti, 0,1 μm átmérőjű kriptopórusokat FOLK és WEAVER (1952) szerint sósvíz tölti ki. Másik típusát 30 μm-nyi, izometrikus szemcsék alkotják. Az izotróp kriptokalcedont az opáltól és a krisztobalittól kissé nagyobb (1,533—1,500) törésmutatója segít megkülönböztetni. Tűzköveken, karbonátos kőzetek anhidrit utáni kovageodáin kívül kovásodott ősmaradványoknak (pl. fatörzseknek) is fontos alkotórésze; ezek szerkezetét éppen krisztallitjainak finomsága révén őrzi meg. Szálacskái megnyúlásának az (optikai) *c*-tengelyhez, ill. a ránövési felülethez való viszonya szerint három változatát különítik el (CHOWNS—ELKINS 1974):

a) *kalcedonit:* szálai merőlegesek a *c*-tengelyre, párhuzamosak a ránövési felülettel;

b) *kvarcin:* szálai párhuzamosak a *c*-tengellyel, merőlegesek a ránövési felületre;

c) *lutecit:* szálainak megnyúlása kb. 30°-nyira tér el a *c*-tengelytől.

A *mikrokristályos kvarc* többé-kevésbé egyforma (10—50, legfeljebb 200 μm) átmérőjű, görbe határú kvarckristályok mozaikja. Helyettesítő és cementanyag formájában, üregkitöltésként, esetleg továbbnövekedési szegélyként jelenik meg. Kristályai a *c*-tengellyel párhuzamosak, vagy izometrikusak. Kvarc ugyan harmadidőszaki kovaüledékekben is előfordul, a júra előtti tűzkövek azonban a betemetődéssel fokozódó diagenezis hatására kizárólag kvarcból állanak. A lágy, biogén kovaiszap *A*-opálja kvarccá érésének ennek alapján föltételezett folyamatosságát az bonyolítja, hogy *a közbülső CT-opálban gazdag porcelanitok*

túlnyomórészt agyagos üledékekhez, a kvarcos tűzkövek pedig jelentős mértékben karbonátos üledékekhez kötődnek (26.9225., 26.92261. fejezetrészek). Az *A*-opál kvarccá alakulása nem mindig megy minden fokozaton keresztül. Különösen akkor gyors ez a folyamat, ha az amorf kovagél szilikátok felszíni vagy hidrotermális lebontásából származik.

A kevésbé tiszta tűzkövekben a fentieken kívül *karbonátásványok (kalcit, dolomit, sziderit), vasásványok* (hematit, pirit, vas-szilikátok), *agyagásványok, földpátok és néha törmelékes kvarcszemcsék* is előfordulnak.

26.3 A KOVAÜLEDÉKEK KÉMIAI ÖSSZETÉTELE

A tisztább kovaüledékek kémiai elemzéssel kimutatott SiO_2-tartalma 70,8—99,8% között van; a vasban gazdag tűzköveké azonban csak 43% *(26.1 táblázat)*. Az agyagtartalmat az Al_2O_3, a vasét az Fe_2O_3 mennyisége jelzi. Ezek és a TiO_2 mellett az összes többi alkotó csak járulékos mennyiségben van jelen.

Az óceáni kéregre települt és mélytengeri vulkáni működés közben ülepedett, rétegzett tűzkövek gyakran viszonylag gazdagok *nyomelemek*ben: B, Ba, Be, Co, Cr, Cu, La, Mn, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, V, Y, Zn, Zr. Ezek jelenléte és részaránya a tűzkő-képződési viszonyok meghatározása szempontjából sem közömbös. HEIN *et al.* (1983) pl. a Costa Rica-i kréta–paleogén tűzkőformáción belül a K–Ba–V_{10x} tartalom háromszögdiagramos ábrázolásával jellemezte annak *a)* vulkáni (V), ill. *b)* vulkanoklasztos–kontinentális törmelékbeáramlás (K), és *c)* hidrotermák hatása alatt (Ba) ülepedett részeit.

26.1. táblázat. Különböző korú réteges és gumós tűzkövek vegyi összetétele (%)

Alkotók	*1*	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*	*10*
SiO_2	91,58	93,42	93,54	96,74	99,47	82,69	84,14	91,99	70,78	43,43
TiO_2	0,13	0,07					0,22	ny	0,03	
Al_2O_3	2,50	1,89	2,26	0,18	0,17	1,76	5,79	2,42	0,45	11,25*
Fe_2O_3	0,78	0,63	0,48		0,12	1,00	1,21	0,62	0,02	0,18
FeO		0,17		0,88		0,31		0,06	0,30	21,00
MnO	0,06	0,04	0,79			0,01		ny	0,02	
MgO	0,15	0,17	0,23		0,05	1,08	0,41	1,20	1,88	1,39
CaO	0,41	0,46	0,66		0,09	2,93	0,13	0,28	12,90	0,70
Na_2O	0,16	0,04	0,37	0,18	0,15	0,50	0,99		0,05	1,21
K_2O	0,42	0,31	0,51	0,31	0,07	2,61	0,50		0,06	3,99
H_2O+	2,10	1,98	0,72				}		0,32	}
H_2O-	1,77	0,96	0,21		0,12⁺	4,75⁺	} 5,56		0,48	} 0,50
P_2O_5	0,05	0,01				0,21			0,16	
CO_2	ny	0,06				2,28			12,04	15,76
SO_3									ny	
Cl						0,15				
C		0,04		2,28			1,21		0,33	0,08
S		0,04								
Össz.	100,11	100,29	99,77	100,57	100,24	100,28	100,16	96,57	99,82	99,45

⁺ Izzítási veszteség. * P_2O_5-tel együtt.

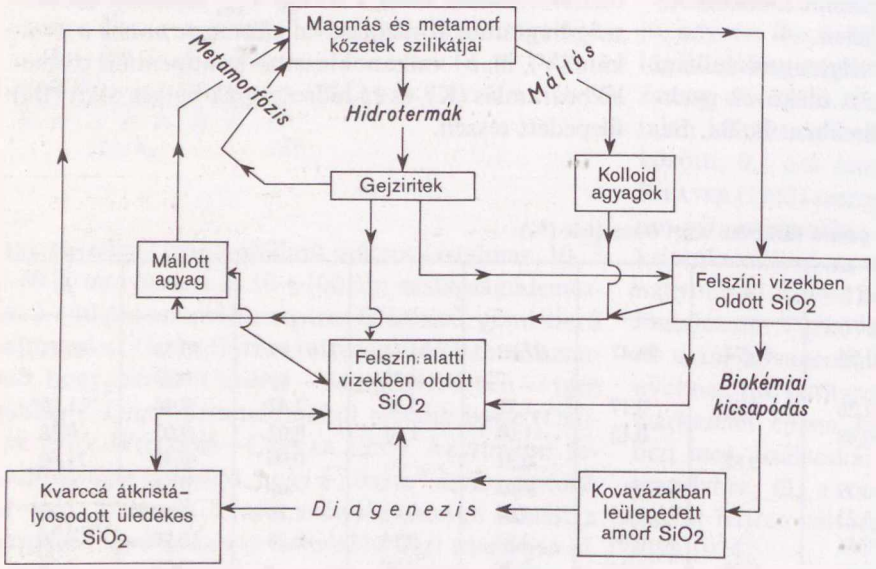
1. Fehér radiolarit. — Úrkút-162. sz. fúrás, a 367,4—421,0 m-es mélységköz átlagmintája. — Bath–kallovi em. (Elemezte: GUZY K.-NÉ)
2. Rózsaszínű, finomsávos radiolarit. — Lókúti domb. — Kallovi em. (Elemezte: TOLNAY V.)
3. Jura tűzkő. — Franciscan Form., Bagley Canyon, Mount Diablo, Kalifornia. — (PETTIJOHN 1975)
4. Lidit. — Triebenreuth, Fichtel-hegység, NSZK. — Karbon. — (VENDL 1951)
5. Novakulit. — Rockport, Arkansas. — Devon. — (PETTIJOHN 1975)
6. 10 tűzköves kőzet átlaga. — Monterey Form. — Miocén. — Kalifornia. — ((PETTIJOHN 1975)
7. Kovapala. — Mowry Form. — Kréta. — Black Hills, Dél-Dakota. — (PETTIJOHN 1975)
8. Fehér, mállott tűzkőgumó szürke, lemezes bajóci mészkőben. — Úrkút-175. sz. fúrás, 263,5 m. (Elemezte: SOHA I.-NÉ—KIS E.-NÉ)
9. Meszes tűzkőgumó a Delaware mészkőből. — Devon. — Ohio, USA. — (PETTIJOHN 1975)
10. Sziderites porcelanit. — Prekambrium. — Iron County, Michigan, USA. — (PETTIJOHN 1975)

MATSUMUTO—IIJIMA (1983) Észak-Japán perm–júra–tercier tűzkőrétegei Fe-, Mn-, Ni- és Cu-tartalmának az Al-hoz való arányát a közbeiktatódó agyagpala-csíkokénál határozottan nagyobbnak, s az utóbbiakét a mai parttávoli iszapokéval megegyezőnek találták. Ezt a tényt a parttávoli iszapok besodródásának és a kovavázak felhalmozódásának ritmikus ismétlődésével magyarázták, s a Chichibu geoszinklinális rétegzett tűzkövének ülepedési sebességét a MnO/Al_2O_3 arány alapján 7,5 mm/1000 évre, a palacsíkokét pedig 41 mm/1000 évre becsülték.

26.4 A KOVAÜLEDÉKEK ANYAGÁNAK EREDETE

A kémiai kicsapódású kovaanyag a felszíni vagy vízalatti mállás, a felszíni és vízalatti vulkáni (utóvulkáni) működés terméke. A gél vagy oldat formájában való SiO_2-szállítás folyókban, tavakban, tengerekben, ill. a kőzet- és üledék-pórusokon át megy végbe *(26.2 ábra)*.

Régebben azt hitték, hogy a tűzkőkonkréciók olyan SiO_2-gélekből keletkeztek, amelyek az üledék/víz határon váltak ki a tenger vizéből (TARR 1917, 1926). Ennek valószínűsége azonban a hidroszféra vizeinek a SiO_2-re nézve erős telítetlensége miatt igen csekély. A különböző földrészek folyóinak oldott kovatartal-



26.2 ábra. A kova üledékes körforgásának vázlata

26.2. táblázat. Az egyes földrészek folyóinak oldott kovatartalma*

Földrészek	Oldott SiO_2 (ppm)
Ausztrália	3,9
Európa	7,5
Észak-Amerika	9,0
Ázsia	11,7
Dél-Amerika	11,9
Afrika	23,2
A folyóvízek SiO_2-tartalmának világátlaga	13,1

* LIVINGSTONE (1963) szerint

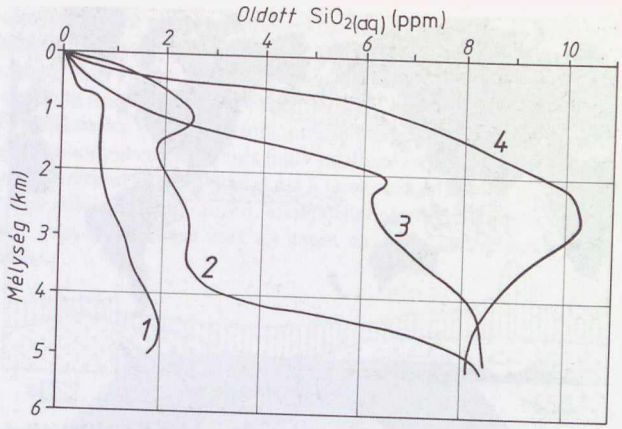
ma némileg különböző ugyan *(26.2 táblázat)*, mégis mindegyiküké mélyen alatta marad annak a mennyiségnek, amelynek feloldódása az üledékes környezeteket jellemző pH és p/t értékek mellett lehetséges volna. A különböző SiO_2-fázisok oldhatóságát szemléltető *26.3 táblázat* alapján világos, hogy a folyóvizek többsége még a kvarcból kioldhatónál is kevesebb SiO_2-t tartalmaz.

Bár az oldott SiO_2 mennyisége nemcsak tengermedencénként, hanem e medencék függőleges szelvényében is változik *(26.3 ábra)*, az óceánvíz SiO_2-tartalmának 6,4 ppm-nyi átlaga (WEDEPOHL 1966) mintegy fele az édesvizekének. A kontinensek felől érkező utánpótlás ellenére is különösen kicsiny — 25 °C-on 4 ppm körüli — a felszíni tengervíz kovatartalma, mert az itt (főleg a mélyvíz-feláramlások helyein) el-

26. 3. táblázat. A SiO_2-polimorfok oldhatósága <9 pH-jú vízben a hőmérséklet függvényében (ppm)*

Hőmérséklet °C	Amorf kova	α-krisztobalit	Kvarc
0	60—80		
25	100—140	~20—30	~6—10
90	300—380		
100	360—420		
200	<900		

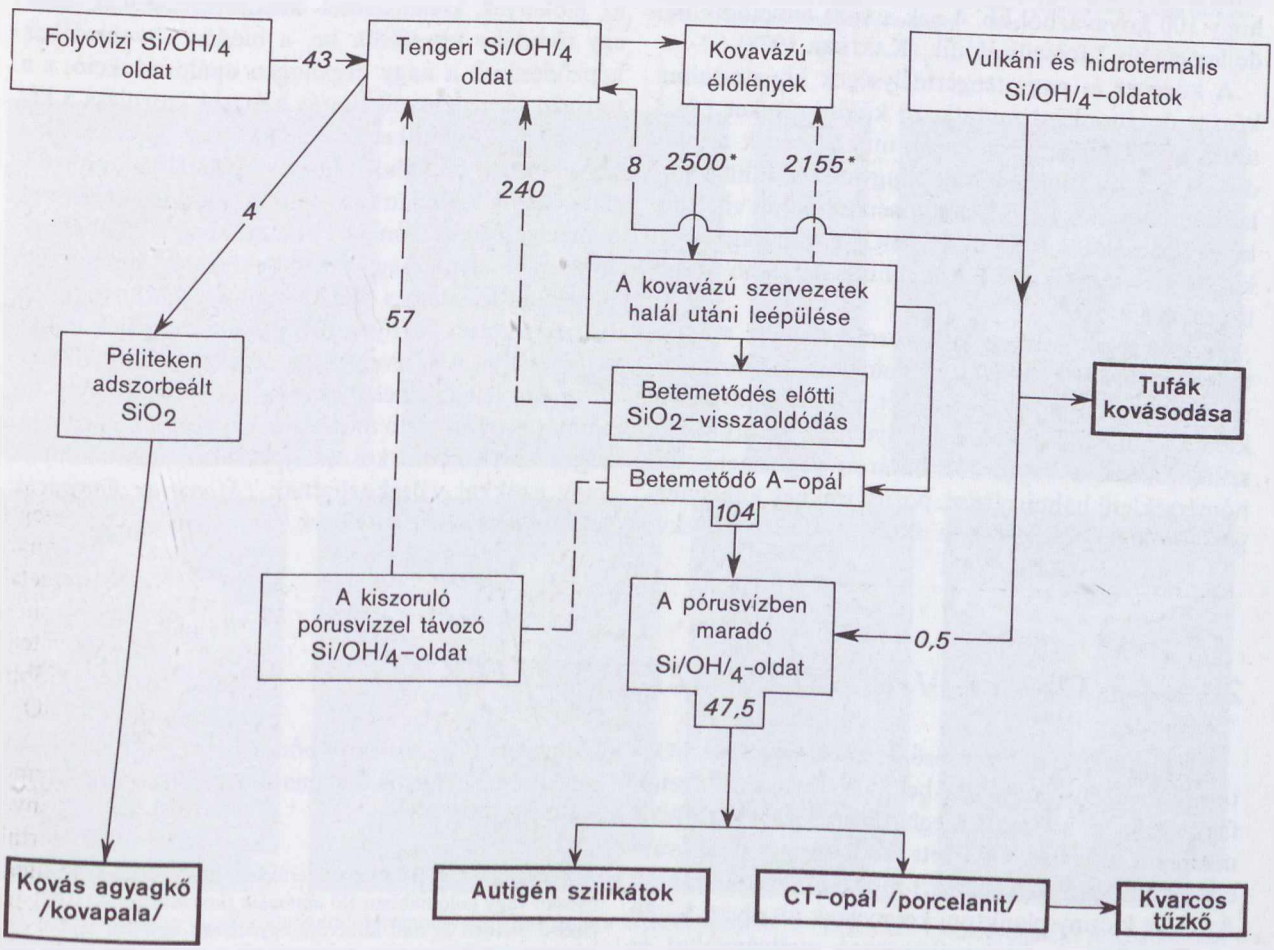
* KRAUSKOPF (1956) szerint.



26.3 ábra. Az oldott SiO_2-tartalom átlagának mélység szerinti változása az Atlanti- és a Csendes-óceán É-i és D-i medencéiben, HEATH (1974) szerint

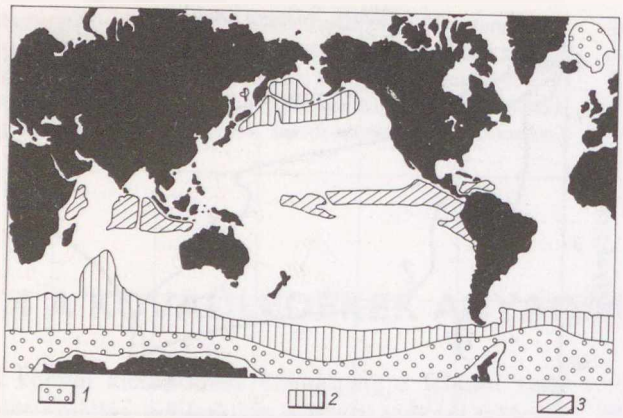
1. Észak-Atlantikum *2.* Dél-Atlantikum *3.* Dél-Pacifikum *4.* Észak-Pacifikum.

burjánzó planktonszervezetek kivonják belőle a vázuk felépítéséhez szükséges kovamennyiséget. A mélység felé a víz kovatartalma a szervezet elpusztulása után lesüllyedő vázak újraoldódása következtében némileg megnő, hiszen a finomabb vázrészek csak ürülékcsomókba zártan érik el a tengerfeneket. Ezért a kovavázaknak csupán kb. 30 tömeg%-a temetődik be. De ennek is kb. csak a fele marad az üledékben, a másik fele a pórusvizekben feloldódva, a kompakció során a tengervízbe diffundál (HEATH 1974; RIECH—RAD 1979). Az üledékből diffúzió és eláramlás révén távozó



26.4 ábra. A kova óceáni körforgalmának vázlata, HEATH (1974) és RIECH—RAD (1979) nyomán

* A számok az évente termelődő, ill. visszaoldódó kova és szerves anyag mennyiségének 10^3 t-ban kifejezett értékei.



26.5 ábra. A glaciális *(1)*, diatomás *(2)* és radioláriás *(3)* üledékek elterjedése a jelenkori óceánokban (DAVIES—GORSLINE 1976 és SEIBOLD 1974 nyomán)

1. Glaciális törmelék. — *2.* Diatomás iszap. — *3.* Radioláriás iszap.

kova mennyiségét CALVERT (1974) is a kontinensekről oldva érkező kovamennyiséggel egyenrangúnak ítéli. Nem egészen 14 tömeg%-nyi tehát az a kovamennyiség, amelyből betemetődés után tűzkő vagy autigén szilikátok keletkezhetnek *(26.4 ábra)*. Ez azt jelenti, hogy 100 kovavázból kb. 4-nek a váza temetődik be, de legfeljebb 2 fosszilizálódik (KASTNER 1978).

A közepes és nagy tengermélységek kovatartalma között óceánonként mutatkozó különbségeket *(26.3 ábra)* a mélytengeri áramlások működésének megindulása közötti időkülönbség magyarázza. Ennek tulajdonítható, hogy az idősebb Csendes-óceán viszonylagos (de csak 8—10 ppm-nyi) SiO_2-gazdagsága jóval kisebb mélységben jelentkezik, mint a fiatalabb Atlanti-óceáné.

A lehetséges számos SiO_2-forrás ellenére tehát a tengervíz sem éri el a SiO_2 vizes oldatainak laboratóriumban megállapított telítettségét, sőt még a kvarcból kioldható mennyiséget sem. Folyóvizek betorkollása, szilikátoknak a víz/üledék határon végbemenő, kis hőmérsékletű halmirolízise, pórusvizeknek a mélytengeri üledékekből való s a betemetődéssel növekvő mértékű kiszorulása, a biogén vázak újraoldódása, s a tengeralatti vulkáni és hidrotermális tevékenység is legföljebb helyileg képes a tengervizet a SiO_2-telítettséghez közelebb vinni. *Kovaüledékek kizárólag szervetlen keletkezésére* tehát — legalábbis a fanerozóikum kezdete óta — *csak kovában dús hőforrások lehűlése, lúgos kémhatású állóvizek bepárolgása és pH-csökkenése, továbbá különleges talajfejlődési viszonyok esetén kerül sor.* Az előbbi a gejziritek, az utóbbi a tavi opál, ill. a kovakérgek kialakulását eredményezi.

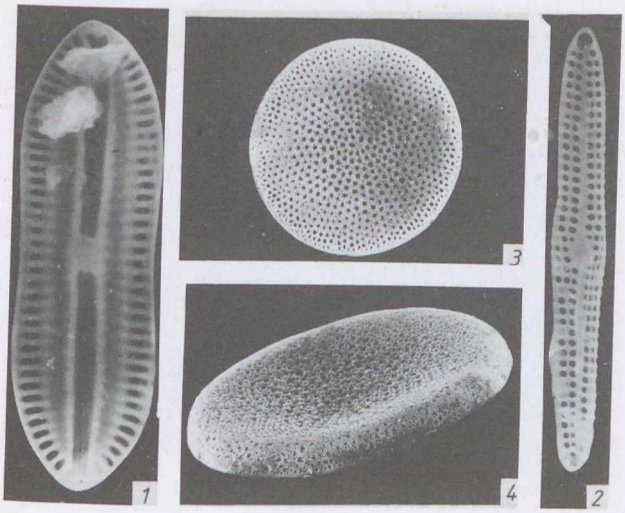
Abiogén kovadúsulásra ezenkívül még a folyóvizekkel érkező SiO_2-mennyiségnek a lebegő iszaprészecskéken való adszorpciója nyújt lehetőséget. Ezt a mezozóikum előtti üledékek kovapalában való gazdagsága valószínűsíti.

A kovavázú élőlények megjelenése után — amelyek még az erősen telítetlen kovaoldatokból is képesek kivonni vázuk *A*-opál anyagát, egyre inkább a biogén kovaüledékek kerültek előtérbe. Elszaporodásuk ui. — SIEVER (1957) szerint — oly mértékben csökkentette a tengervíz kovatartalmát, hogy az adszorpciós kovadúsulás lehetősége ma már csak egyes helyekre (pl. a Mississippi torkolatvidékére) szorítkozik. Mivel az élőlények kiválasztotta kovamennyiségnek csak egy töredéke temetődik be, a biogén kovaüledékek képződésének a nagy organogén opálprodukció, s a terrigén törmelékszolgáltatás háttérbe szorulása a két alapfeltétele. Mindkettőt leginkább az óceánok ama helyei biztosítják, ahol a nagy vízáramlások szétágaznak, vagy a kovában és tápanyagban dús hideg vizek a meleg fotikus zónába feláramlanak *(26.5 ábra)*. Ezenkívül olyan nagyobb tavakban és lagúnákban ülepedhet le tetemes mennyiségű biogén kova, amelyek fertilitását környezetük vulkáni üvegének mállása biztosítja. A szervesanyag- és a biogén kovafelhalmozódás feltételeinek hasonlósága folytán egyes folyamatosan süllyedő medencék kovaüledékei szénhidrogén anyakőzetekkel (olajpalákkal) társulhatnak, vagy azokkal váltakozhatnak *(Monterey Formáció; hazai olajpala-előfordulások)*.

26.5 AZ OPÁLKIVÁLASZTÓ SZERVEZETEK

Ezek üledéktani jelentőségét elsősorban a SiO_2-tartalom feldúsítására s a belőlük származó kőzetek fáciesének és korának meghatározására való alkalmasságuk adja meg. Emellett azonban az *A*-opál kvarcos tűzkővé alakulásában is fontos szerepet játszanak. Az eleve kicsiny planktoni kovavázak ui. olyan 5—50 nm hosszúságú, felületsokszorozó nyúlványokat és díszítéseket viselnek, amelyek — kolloid méreteiknél fogva — nemcsak betemetődés előtti oldódásukat könnyítik meg, hanem a pórusvízben való oldódásuk révén a SiO_2-fázisok diagenetikus fejlődésének irányát is meghatározzák.

A legkülönbözőbb éghajlatú területek sós- és édesvizeiben magányosan vagy kolóniákban élő *diatomák* (kovamoszatok) 0,02—0,2 (szélső esetben 2) mm átmérőjű egyedeinek egyetlen sejtből álló testét olyan opálváz védi, amelynek két része úgy illeszkedik egymáshoz, mint a dobozhoz annak fedele. Az alsó-jurától kezdve ismeretes kör vagy sokszög alakú alakjaik *(Centrales)* — amelyek



26.6 ábra. Pennales *(1, 2)* és Centrales *(3, 4)* típusú diatomapáncélok. — HAJÓS MÁRTA gyűjtése és határozása

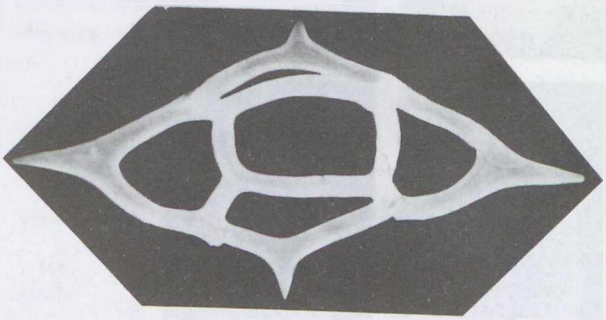
1. Dimerogramma lóczyi PANTOCSEK. — Mátraverebély-122. sz. fúrás: 20,2—22,2 m. — Szilágyi Agyagmárga Formáció, felső-bádeni alemelet. — 900 ×.

2. Diploneis constricta (GRUNOW) CLEVE. — Mátraverebély-122. sz. fúrás: Szilágyi Agyagmárga Formáció, felső-bádeni alemelet. — 1080 ×.

3. Coscinodiscus sp. felülnézetben. — Szokolya-3. sz. fúrás: 11,4—13,0 m. — Nógrádszakáli Márga Formáció, alsó-bádeni alemelet. — 600 ×.

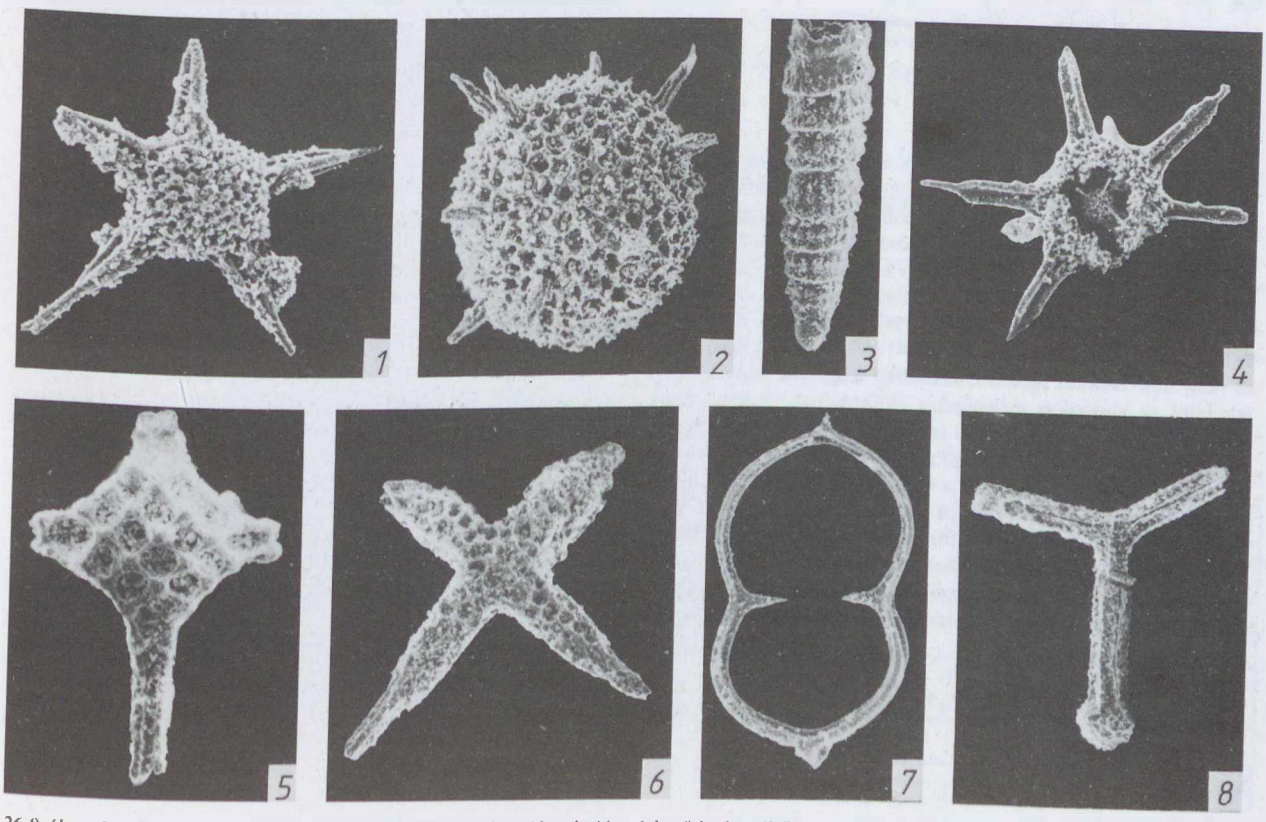
4. Ugyanaz, ugyanonnan, kissé megdöntött helyzetben. — 900 ×.

túlnyomó része a tengeri fitoplankton tagja — finom, sugárirányú díszítést viselnek. Később fellépő, kétoldalasan részarányos, pálca, csónak vagy ék alakú formáik *(Pennales)* díszítése viszont a hossztengelyre merőleges. Ez utóbbiak többsége édesvízi; a mélytengerek és csökkentsós vizek planktoni, pszeudoplanktoni vagy bentonikus életközösségeiben csak kevés fajuk található. A kovamoszatok középső-krétával kezdődő virágkora a tercierben teljesedett ki. Ennek megfelelően a főként tengeri, alárendeltebben tavi diatomás üledékek nagyobb tömegei csak az eocén eleje óta ismeretesek *(26.6 ábra)*.



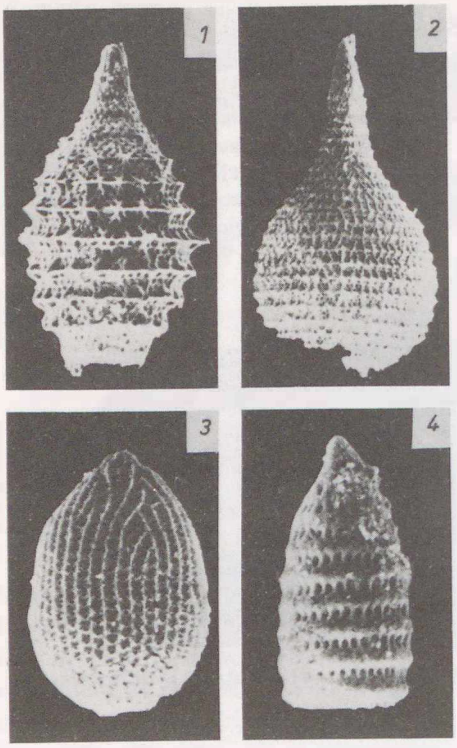
26.7 ábra. Szilikoflagelláta-váz. — HAJÓS MÁRTA gyűjtése és meghatározása

Distephanus crux (EHR.) HAECK. f. *parva* BACHMANN. — Hosszúhetény-12. sz. f.: 24,0—24,5 m. — Korpádi Formáció, alsó-szarmata. — 1345 ×.



26.8 ábra. Radiolária-vázak a Dunántúli-középhegység triász és jura képződményeiből. — DOSZTÁLY LAJOS gyűjtése és meghatározása

1. Pentaspongodiscus sp. — 133 ×. — *2. Heliosoma* sp. — 116 ×. — *3. Triassocampe* sp. — 116 ×. — *4. Triassospongosphaera* sp. — 89 ×. — *(1—4.* Dörgicse, Buchensteini Formáció, Alsó-ladin) — *5. Emiluvia sedeimporata elegans* (WISNIOWSKI) oldalnézetben. — Pilisszentlélek, Öreg Szirt (Velka Skala). — Felső-oxfordi—alsó-kimmeridge-i. — 330 ×. — *6. Pseudocrucella sanfilippoa* (PESSAGNO). — Pilisszentlélek, Öreg Szirt. — Felső-oxfordi—alsó-kimmeridge-i. — 116 ×. — *7. Acanthocircus trizonalis* (RÜST). — Lókút. — Kimmeridge-i. — 89 ×. *8. Angulobrachia* sp. — Pilisszentlélek, Öreg Szirt. — Felső-oxfordi—alsó-kimmeridge-i. — 89 ×.

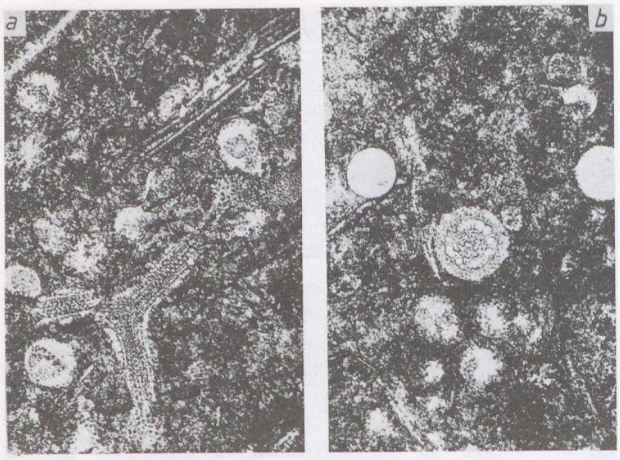


26.9 ábra. Radioláriák DNy-Japán dogger–malm rétegeiből. — YAO (1983) SEM felvételeiből

1. Parvicingula sp. *F.* (142×). — *2. Microfusus guadalupensis* PENAGNO (70×). — *3. Stichocopa* sp. *C* (300×). — *4. Dictyonitra* sp. *C* (180×).

Az auto- és mixotróf táplálkozásra egyaránt képes, önállóan mozgó ostoros moszatok közé tartozó, *kovavázú flagelláták* (Chrysomonadina, Peridinia, Ebriida, Silicoflagellata) maradványai a malmtól, ill. a krétától ismeretesek. Kőzetalkotóan azonban sohasem halmozódtak fel; csupán fácies- és korjelzők *(26.7 ábra)*.

A *radioláriák* (sugárállatok) az állati egysejtűek uralkodóan opál-, kivételesen cölesztin-($SrSO_4$) anyagú, sugarasan vagy kétoldalasan részarányos, 0,1—0,5 (olykor 4) mm nagyságú, igen díszes és bonyolult vázakat fejlesztő, kizárólag tengervízi képviselői. A felszíntől az abisszikus mélységekig előfordulnak, legtöbb fajuk mégis a trópusi tengerek 0—100 m mélységében lebegő planktonszervezet *(26.5 ábra)*. Jóllehet már a kambriumban és az alsó-ordovíciumban feltűntek, virágkoruk a kréta és a harmadidőszak. Foszszilisan korong vagy gömb alakú *(Spumellaria-)*, ill. sapka vagy sisak alakú (*Nassellaria*-típusú) formáik a leggyakoribbak. A szétható vázrészeikből képződő radioláriás iszap a mai pelágikus üledékeknek kb. 12%-át teszi ki. Radioláriás üledékek nagyobb tömegei az ordovícium, szilur, devon időszak, majd a dogger–malm és a felső-kréta trópusi–szubtrópusi tengereiből ismeretesek *(26.8—10 ábra)*.



26.10 ábra. Radioláriák a Lókút-2. sz. fúrás 113,9—115,2 m *(a)*, ill. 129,3—130,2 m *(b)* mélységének kallóvi radiolaritjából. — 1 N, 70,7×. — Foto: KONDA JÓZSEF

A jó megtartású alakok anyaga még *CT*-opál. — A csak körvonalaikban megőrzötteké „opál-kalcedon" vagy „kalcedon-kvarc" anyagú. — A mátrix nagyobb része *CT*-opál vagy krisztobalit, 10—20%-nyi $CaCO_3$-mal és 3—10%-nyi agyagásvánnyal.

A *kovaszivacsok* (Silicispongia) a helyhez kötött, álszövetes Porifera törzs ama tagjai, amelyek váza eredetileg *A*-opál anyagú (a diagenezis során azonban már kalcedonná alakult), egy-, három-, négy- vagy soktengelyű tűkből (szpikulumokból) áll. A tűk közepén csatorna fut, de végeik zártak. A 0,01—0,1 mm hosszúságú, változatos alakú tűk neve *mikro-*, a 0,1—1,5 mm hosszú és 0,003—0,3 mm átmérőjű tűké pedig *makroszkléra*. A szivacsot a vízfenékhez rögzítő, gyökérszerű képletek vázát többnyire hosszabb és vastagabb tűk alkotják. A szivacstestben lazán elhelyezkedő tűk az egyed elhalása után a tengelyek számára való tekintet nélkül szétesnek. A végeiken megvastagodó, három- és négytengelyű tűk egymáshoz csatlakozása és/vagy járulékos kovaanyag rárakódása révén kialakuló, szabályos vagy szabálytalan, néha soktengelyű tűk rácsozatából álló belső támasztóváz azonban fennmaradhat. A belső vázat fejlesztő kovaszivacsoknál tehát csak a magános mega- és mikroszklérákból álló, laza kéregváz esik szét *(26.34 ábra)*.

Tengervizet megszűrő, epibentonikus életmódjuk következtében — a parti sziklákba, mészhéjakba mélyülő, egytengelyű marószivacsok *(Cliona)* kivételével — *a kovaszivacsok a heves vízmozgástól mentes, lassú üledékképződésű tengerrészeket kedvelik*. Fosszilis képviselőik *túlnyomóan sekélyvízi* jellegével szemben a mai *Hyalospongiák* a hideg mélytengerek lakói. Ezek SEIBOLD (1974) szerint az antarktikus jégtáblák alatt 100 m-nél kisebb mélységben találhatók, másutt viszont 1000, sőt 8860 m-ig lehatolnak. Három- és egytengelyű tűk alkotta kovaszivacs vázakat a kambriumtól, négytengelyűeket a szilurtól kezdve ismerünk. Virágkoruk a felső-jura–felső-kréta.

26.6 A SiO_2 VIZES OLDATOKBÓL VALÓ KICSAPÓDÁSA

A kova kiválása a p/t viszonyokon kívül a pH függvénye. Az amorf kova szobahőmérsékleten 10 alatti pH-jú oldatokban monomer kovasav [H_4SiO_4, ill. $Si(OH)_4$] alakban oldódik:

$$SiO_{2(sz)} + 2H_2O_{(f)} = H_4SiO_{4(aq)} . \quad (26.1)$$

10-es pH fölött azonban a $Si(OH)_4$ $SiO(OH)_3^-$, majd $SiO_2(OH)_2^{2-}$ ionokra disszociál, s eközben ppm-ekben kifejezett oldhatósága gyorsan növekszik *(26.11 ábra)*:

$$Si(OH)_{4(aq)} = SiO(OH)_3^- + H^+ \quad (26.2)$$

$$Si(OH)_{4(aq)} = SiO_2(OH)_2^{2-} + 2H^+ . \quad (26.3)$$

Bonyolítja ezt az egyszerű képet, hogy a különböző kovamódosulatok oldódásakor (pH = 9-nél) a monomer H_4SiO_4 és $H_3SiO_3^-$ mellett — komplexképződés, polimerizáció vagy hidrolízis révén — a SiO_2-nek oligo- és polimerjei is létrejöhetnek. Disszociáció és polimerizáció esetén pl.:

$$H_4SiO_{4(aq)} = H_3SiO_4^- + H^+ \quad (26.4)$$

és

$$4H_4SiO_{4(aq)} = Si_4O_6(OH)_6^{2-} + 4H_2O + 2H^+ \quad (26.5)$$

ionok, Mg^{2+} ionok jelenlétében pedig

$$Mg^{2+} + H_4SiO_{4(aq)} = MgH_3SiO_4^+ + H^+ \quad (26.6)$$

komplexek képződnek.

A SiO_2 oldhatósága, vagyis a teljes oldott SiO_2-koncentrációja ($\Sigma SiO_{2(aq)}$) természetesen nagyobb, mint a monomer kovasav koncentrációja:

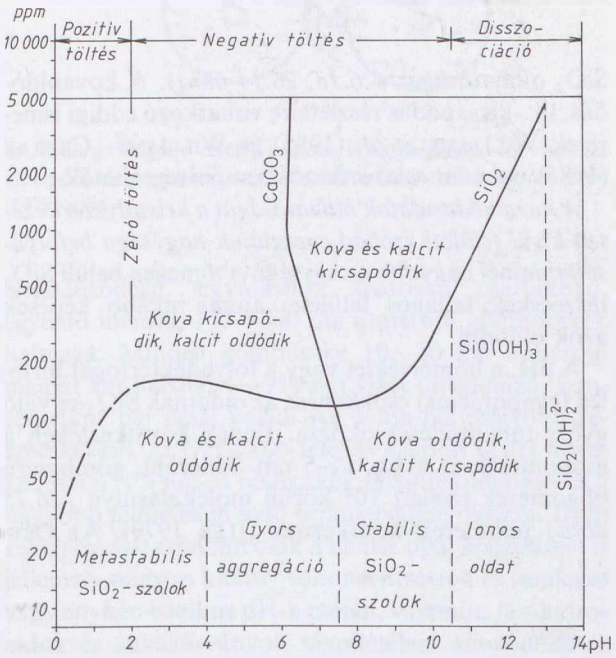
$$\Sigma SiO_{2(aq)} = H_4SiO_{4(aq)} + H_3SiO_{4(aq)}^- + 4Si_4O_6(OH)_6^{2-} . \quad (26.7)$$

E reakciók oldhatósági szorzatának *(K)* nagysága az oldódó SiO_2 módosulat fajtája szerint változik. A különböző SiO_2 polimorfok oldhatósága tehát különböző *(26.3 táblázat)*. Azt pedig, hogy a rendszerben oldódás vagy kicsapódás következik-e be, a túltelítettség foka (Ω), vagyis az ionaktivitási szorzatnak *(IAP)* és az oldhatósági szorzatnak *(K)* a hányadosa határozza meg. Egyensúly esetén ennek értéke a disszociálatlan H_4SiO_4 aktivitásával (koncentrációjával) egyenlő:

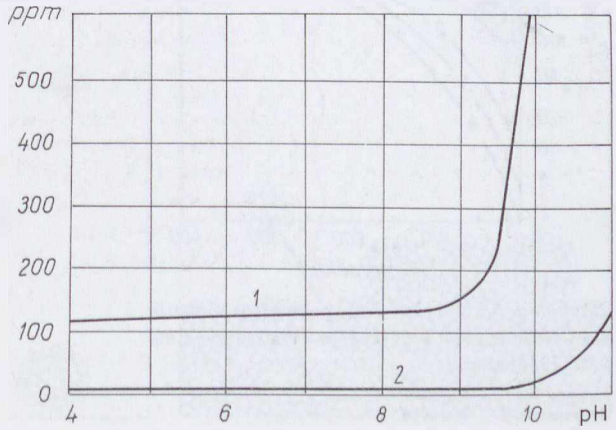
$$\Omega = \frac{IAP}{K} = a_{H_4SiO_4} . \quad (26.8)$$

Így, ha $\Omega > 1{,}0$, kicsapódásnak, ha $\Omega < 1{,}0$, oldódásnak kell végbemennie. A (26.8) képlet szerint a túltelítettséget nem az összes oldott kova mennyisége, hanem a disszociálatlan kovasav aktivitása határozza meg. Ennek nagysága pedig — az összes oldott kova koncentrációján kívül — a pH-nak és az oldat egyéb összetevőinek a függvénye (WILLIAMS *et al.* 1985).

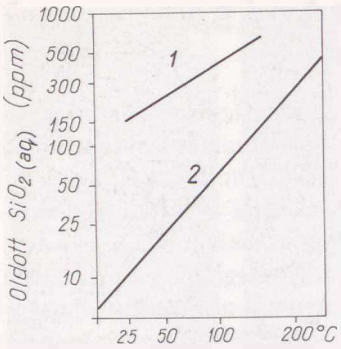
Az oldat pH-jának növekedése természetesen valamennyi SiO_2-módosulat oldhatóságát emeli, bár ezen emelkedés mértéke a kristályossági fok növekedésével csökken *(26.12 ábra)*. A nyomás növekedése elhanyagolható mértékben, a hőmérsékleté viszont exponenciálisan, de ásványfajtánként különbözően növeli a



26.11 ábra. Az amorf kova és a kalcit oldhatósága a pH függvényében KRAUSKOPF (1956), (1950), BLATT *et al.* (1972), VOLOSOV *et al.* (1972) és ILER (1979) adatai alapján



26.12 ábra. Az amorf kova *(1)* és a kvarc *(2)* oldhatósága a pH függvényében, BLATT *et al.* (1972) nyomán



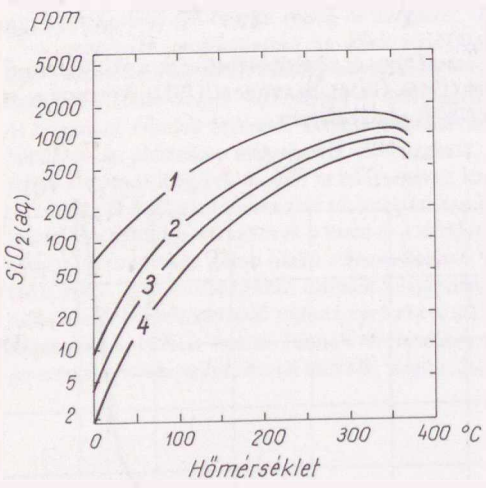
26.13 ábra. Az amorf SiO_2 *(1)* és a kvarc *(2)* oldhatóságának emelkedése a hőmérséklet függvényében, SIEVER (1962) szerint

SiO_2 oldhatóságát *(26.13, 26.14 ábra)*. A kovaoldódás, ill. -kicsapódás részleteire vonatkozó eddigi ismeretek WILLIAMS *et al.* (1985) és WILLIAMS—CRERAR (1985) nyomán a következőkben összegezhetők.

A kovamódosulatok oldhatóságát a kristályszerkezeten kívül felületi szabad energiájuk nagysága befolyásolja: minél nagyobb az egységnyi tömegen belüli SiO_2 részecskék fajlagos felülete, annál inkább képesek azok oldódni.

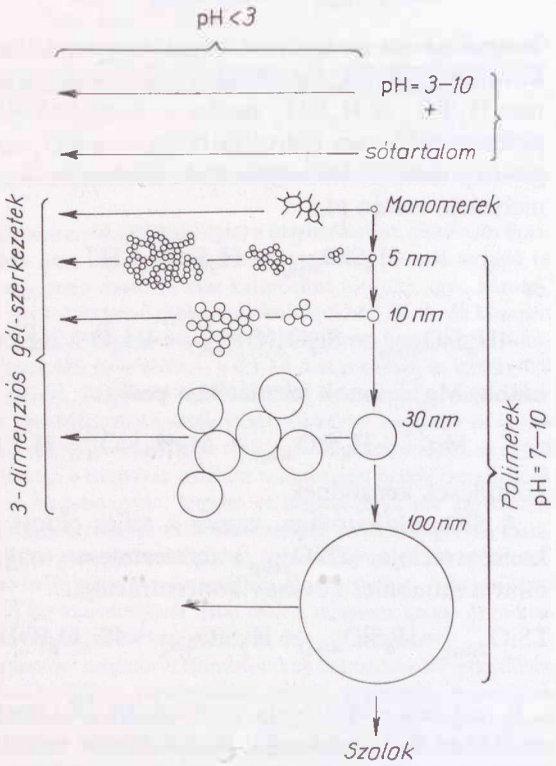
A pH, a hőmérséklet vagy a folyadéktérfogat hirtelen (evaporációs) csökkenése az oldatnak SiO_2-re való gyors túltelítődését okozza. Ennek következtében a monomerek és a kb. 1—5 nm átmérőjű, gömbszerű oligomerek mellett 10^4 körüli molekulasúlyú *(26.15 ábra)* polimerek keletkeznek (ILER 1979). Az OSTWALD-hatás (vagyis a nagyobb részecskéknek a kisebbek rovására történő növekedése) folytán 5 nm-nél nagyobb, kolloid részecskék jönnek létre. Ezek lúgos pH-n és kicsiny sótartalom esetén szol-állapotú szuszpenziókat alkotnak, savanyú pH-n és nagyobb sótartalom mellett azonban gélekké koagulálódnak (*26.11* és *26.15 ábra;* ILER 1973).

A SiO_2 enyhén túltelített oldatokban gyorsan polimerizálódik, és a kis molekulasúlyú SiO_2-polimerek a kis koncentrációjú, 130 °C alatti hőmérsékletű oldatokban, az amorf kova egyensúlyi oldhatósága alatt stabilisak is. Csak a nagyobb hőmérsékletű, a kvarcoldódás egyensúlyán levő kovaoldatok monomerikusak (FOURNIER 1983; WILLIAMS—CRERAR 1985).



26.14 ábra. A különböző SiO_2-polimorfok oldhatósága a hőmérséklet függvényében WILLIAMS—CRERAR (1985) szerint

1. Amorf SiO_2 *3.* Kalcedon
2. α-krisztobalit *4.* α-kvarc.



26.15 ábra. Kovapolimerek képződésének föltételei amorf SiO_2-re telített oldatokban, ILER (1979) nyomán

A 7—10 pH-jú és kis sótartalmú oldatok SiO_2-részecskéi növekednek ugyan, de szol-állapotban maradnak.

A SiO_2-részecskék 3—4 pH alatt (de sók jelenlétében 3—10 pH között is) gélekké koagulálódnak.

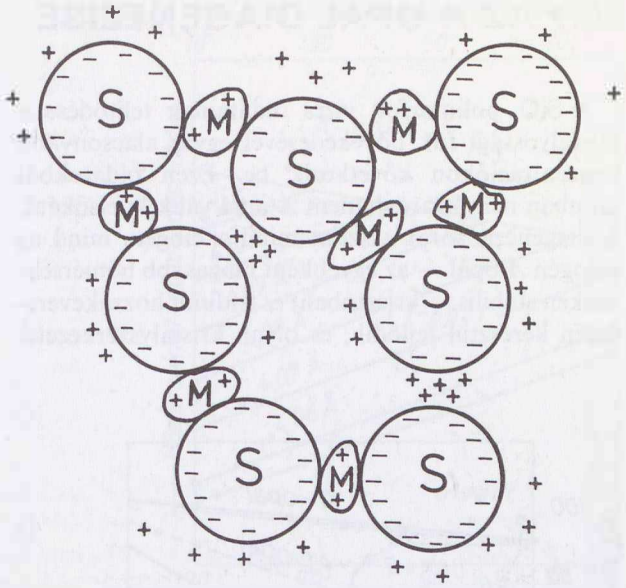
A polimerizáció folyamán az oligomerek gyűrűs szerkezeteinek szilanol (—Si—OH—) csoportjai a polimerek sziloxán (—Si—O—Si—) magjaivá kondenzálódnak. A SiO_2-polimerek felületének a külső szilanol-csoportok révén negatív töltését az oldat H^+ ionjai PARKS (1965) szerint csak $2 \pm 0{,}5$ pH-n semlegesítik

nulla töltéssé *(26.11 ábra)*; ILER (1979) szerint a kovakolloidok és -polimerek lerakódását e töltések semlegesítődése idézi elő:

a) Kationok jelenlétében a kolloid polimerek kicsapódnak. Az amorf kova oldhatósági szorzata tengervízben LEEDER (1982) szerint 2×10^{-3}; IAP-ja pedig $2 \times 10^{-4} - 2 \times 10^{-6}$ között van. Oldódása túlnyomórészt H_4SiO_4-et eredményez; ennek ionizációs foka ($K = 10^{-9,9}$) azonban — éppen a kationok jelenléte miatt — igen csekély. Ez is hozzájárul a tengervíz oldott kovában való szegénységéhez.

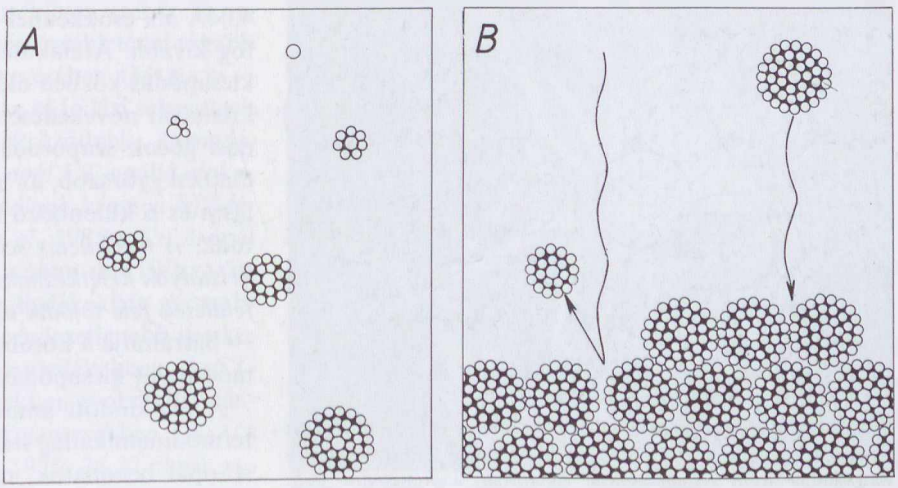
b) Mono- és oligomer SiO_2 telítetlen oldatokból történő, molekuláris kiválását a Zn, Al, Fe, Mn és Mn pozitív töltésű hidroxidjainak egyidejű kicsapódása nagymértékben elősegíti *(26.16 ábra)*. Ez az OH^- ionok katalizáló hatásának következménye. Ennek tulajdonítható, hogy a monomer kvarc és a kis molekulájú (*CT*-opál) oligomerek gyakran találhatók fémhidroxidok felületén. 7-es és ennél kissé nagyobb pH-n a kolloid kovarészecskéknek már elég erős negatív töltését *(26.16 ábra)* a nulla töltésüket csak pH = 12-n elérő $Mg(OH)_2$-kolloidok ekkor még hasonló nagyságú pozitív töltései kötik le. A kovapolimerek — negatív töltésük következtében — egyébként is sok idegen anyagot képesek adszorbeálni; ez megnehezíti oldódásukat, és megkönnyíti kicsapódásukat.

c) Az oldatba juttatott kovaszolok hatására a kis Si-számú oligomerek előbb monomerekké esnek szét; ezek azonban később nagyobb kolloid részecskékké növekednek.



26.16 ábra. Negatív felületi töltésű kovarészecskék *(S)* pelyhes kicsapódásának vázlata pozitív töltésű fémhidroxidokon *(M)*, ILER (1979) után

Az amorf SiO_2 abiogén kicsapódása tehát a lehűlés és/vagy nyomáscsökkenés révén reá nézve túltelítetté vált oldaton belüli polimerizáció eredménye. Ezt a folyamatot nemcsak a gejzírek, melegforrások és geotermikus energiarendszerek SiO_2-lerakódása, hanem a mélytengeri hidrotermális Mn-üledékek radiolóriáinak kitűnő megtartása is igazolja (CRERAR *et al.* 1982). A SiO_2-nek a nemes opál és az elsődleges Na-komplexekből képződő magadiites tűzkövek képződéséhez szükséges túltelítettségét viszont lassú evaporáció okozza. A nemes opál *(26.17 ábra)* DARRAGH *et al.* (1976) és ILER (1979) szerint négyzetes vagy hatszöges elrendeződésű, egymáshoz szorosan csatlakozó, egyenlő méretű, 170—380 nm átmérőjű gömböcskék halmaza. Minden gömböcske 10—50 nm átmérőjű magját két-három, 4—9%-nyi vizet tartalmazó, koncentrikus héj veszi körül. Az 5 nm-nél nagyobb részecskéknek az OSTWALD-féle elv szerinti gyors növekedését a < 2 nm-es részecskék lassú feloldódása és a nagyobb felületeken való újraülepedése okozza. Ilyen *szuszpenziók* azonban csak a nemes opál képződését is jellemző, nagyon kicsiny sókoncentrációk és semleges vagy enyhén bázikus pH-k esetén, valamint fémhidroxidok és agyagásványok távollétében képződnek és maradnak fenn *(26.15, 26.16 ábra)*.



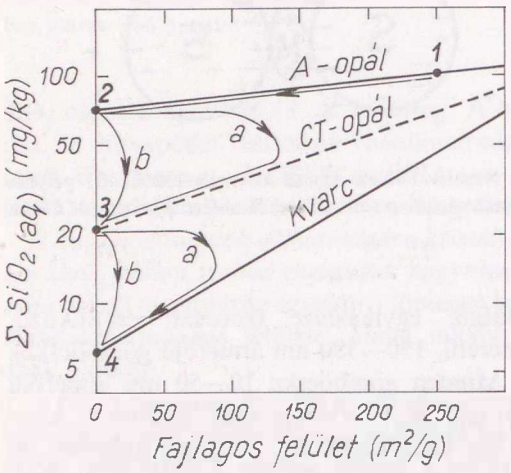
26.17 ábra. A nemes opál képződésének valószínű mechanizmusa ILER (1979) szerint

A: A tiszta, alkálikus kovaoldatból, annak evaporációja révén keletkező, 10—50 nm átmérőjű kovarészecskék 170—380 nm átmérőjű, többrétegű, gömbszerű halmazokká fejlődnek.

B: Az egyenlő méretű aggregátumok négy- vagy hatszögesen rendeződve ülepednek le, míg a kisebb aggregátumok visszalökődnek a szuszpenzióba.

26.7 AZ *A*-OPÁL DIAGENEZISE

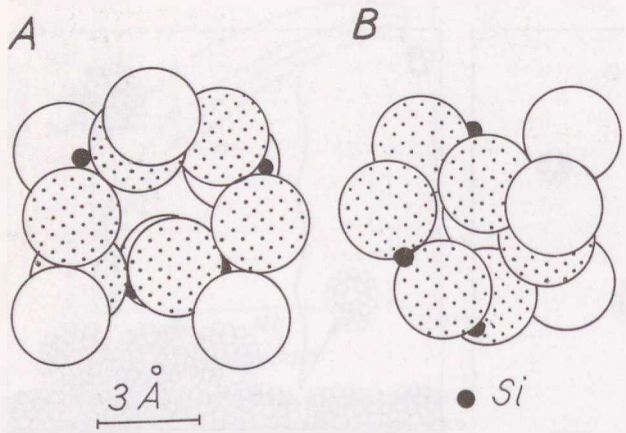
A SiO_2-polimorfok vizes oldatainak telítődése a kristályossági fok növekedésével egyre alacsonyabb koncentrációkon következik be. Ezen oldatokból azonban nem kvarc, hanem *A*-opál válik ki elsőként. A diagenezis során viszont mind a biogén, mind az abiogén *A*-opál — az egyébként magasabb hőmérsékleteken stabilis — krisztobalit és tridimit hozzákeveredésén keresztül fejlődik, és olyan kristályszerkezetet vesz föl, amit röntgen-diffrakcióval sem lehet a magmás és metamorf kvarcétól megkülönböztetni.



26.18 ábra. Egy kovavázú szervezet *(1) A*-opál anyagának *CT*-opállá, ill. kvarccá való diagenetikus átalakulása az oldhatóság ($\Sigma SiO_{2(aq)}$) és a fajlagos felület függvényében. WILLIAMS *et al.* (1985) szerint, vázlatosan

A kristályosodási gócok szaporodása esetén az átalakulás a hosszabb *a* görbét, a kristálynövekedési sebesség emelkedésekor pedig a rövidebb *b* görbét követi.

E jelenségnek az a fő oka, hogy a rendezettebb módosulatok Si—O kötéseinek létrejötte, ill. felbomlása az *A*-opálénál lényegesen nagyobb (a kvarc esetében 89 kcal/mol) aktivációs energiát igényel. A krisztobalit és tridimit stabilitási határainak mélyen a keletkezési hőmérsékletük alá süllyedését éppen a magasabb hőmérsékleten létrejött Si—O kötések felbontásához szükséges energia hiánya magyarázza. Ezzel szemben az *A*-opálnak *CT*-opállá, s az utóbbinak kvarccá való alakulása MIZUTANI (1977) szerint — kissé lúgos oldatban — csak 17,0, ill. 14,3 kcal/mol aktivációs energiát kíván. Mivel ez az energia a betemetődéssel arányosan növekszik, az *A*-opálnak idővel szükségképpen kvarcos tűzkővé kell „érnie". *Ez az érés* — a *CT*-opál lemezkék és lepiszférák, a póruskitöltések kovaanyaga, a kövesült fák és más ősmaradványok kovásodása szerint — *folytonos oldódás és újrakicsapódás, valamint szemcséről szemcsére haladó helyettesítés révén megy végbe.* Ennek során a feloldódott SiO_2 részecskék egyre rendezettebb (és egyre kevésbé oldható) módosulatokként csapódnak ki. A SiO_2-módosulatok oldódása az üledékben levő kovarészecskék m^2/g-okban kifejezett fajlagos felületétől, kicsapódása pedig csíraképződési és kristálynövekedési sebességüknek a többi módosulatéhoz viszonyított nagyságától függ *(26.18 ábra)*. Egy *A*-opálból álló, nagy fajlagos felületű biogén vázrész az anyagának megfelelő túltelítettségi görbe mentén addig fog oldódni, míg azt fajlagos felületének csökkenése meg nem állítja. Mivel az oldatban levő SiO_2 mennyisége e ponton még mind a *CT*-opálból, mind a kvarcból kioldható kova mennyiségét túlszárnyalja, az előbb *CT*-opálként, majd — amikor a rács *d*[101] értékei 4,04Å alá csökkennek és újraoldódnak — kvarcként fog kiválni. Átalakulásának menete attól függ, hogy kicsapódás közben oldatának viszonyai már meglévő kristályai növekedésének vagy inkább a kristályosodási gócok szaporodásának kedveznek-e. Az előbbi esetben gyorsabb, az utóbbi esetben lassúbb átalakulásra és a különböző fázisok keveredésére számíthatunk. *A nukleációs sebesség fölénye esetén ui. kisebb kristályok keletkeznek, s a rendszer a nagyobb fajlagos felületek felé tolódik el.* Ez pedig — bizonyos határig — hátráltatja a korábbi módosulat oldódását, s az új módosulat kicsapódását.



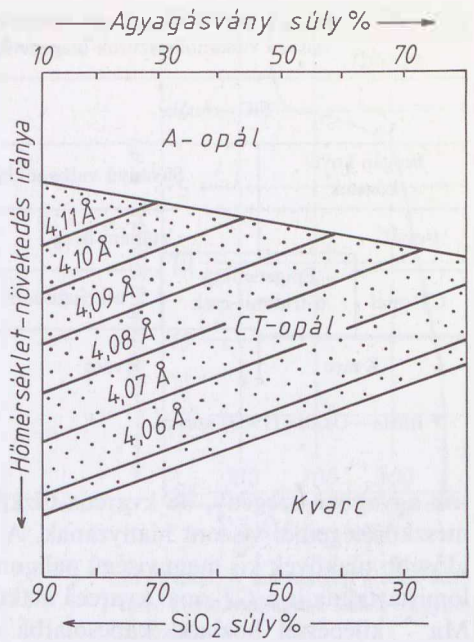
26.19 ábra. Az α-krisztobalit *(A)* és az α-kvarc *(B)* koordinációs tetraédereinek egy a kristálytengelyekhez ferdén álló síkra vetítve hattagúnak látszó „oxigén-gyűrűi" *(pontozva)*, a szomszédos „gyűrűk" közös O^{2-}-ionjainak *(üres körök)* a föltüntetésével, JONES—SEGNIT (1972) szerint

A feloldódott amorf kovavázak anyagának — a termodinamikailag stabilis kvarcfázis helyett — előbb *A'*-opál bevonatok, majd *CT*-opál (ill. krisztobalit) alakjában való kicsapódását a SiO_2-polimerek nagyobb lemezek kialakítására alkalmas, egyszerű „gyű-

rűs" szerkezete magyarázza. E „gyűrűk" ui. sokkal közelebb állanak a krisztobalit- (és a tridimit-) rács diagonális metszeteiben mutatkozó, csaknem síkban fekvő O^{2-}-„gyűrűk"-höz, mint az α-kvarc jóval szabálytalanabb O^{2-}-„gyűrűi"-hez *(26.19 ábra)*. (A krisztobalit és a tridimit α- és β-formái tudvalevőleg olyan lemezekből állanak, amelyek hattagú „gyűrű"-it a legközelebbi lemez „gyűrű"-jéhez kapcsoló, váltakozva föl- és lefelé irányuló, szomszédos O^{2-} ionok alakítják ki (DEER *et al.* 1963 *in* WILLIAMS—CRERAR 1985). Az α-kvarc szorosabb elrendeződésű O^{2-}-tetraédereinek tömörödése viszont se hexagonális, se szabályos rendszerbeli. Érthető tehát, hogy a kvarc-szerkezetnek az addigi Si—O kötésekből való létrehozása nagyobb energiát kíván. A krisztobalit képződése azért kerül előtérbe a tridimitéhez képest, mivel az utóbbi rácsa olyan diagonális síkokkal rendelkezik, amelyek csúcsszögei kevésbé szabályosan rendezettek. Szerkezetük hasonlósága alapján a tridimitrétegeknek a krisztobalittal való társulását FLÖRKE *et al.* (1976) egyszerű halmozódási hibának tartja. A szerkezetet stabilizáló kationoknak a kolloid kova negatív töltéseit semlegesítő hatása mindenesetre jelentékenyen hozzájárulhat annak krisztobalittá (de főleg tridimitté) alakításához.

CALVERT (1983) a *CT*-opál destabilizációját és tiszta SiO_2-dá (kvarccá) való átalakulását a kationoknak a *CT*-opál rácsából (szerinte *szilárd* állapotban történő) diffúziójával magyarázza. Az iondiffúzió e típusa azonban — 100 °C alatti lassúsága folytán — üledékben még földtani időtartamok alatt sem lehet eléggé hatékony. Ezért WILLIAMS *et al.* (1985) úgy véli, hogy a *CT*-opál röntgen-diffraktogramjának a betemetődési mélységgel javuló élesedését a SCHWARTZ (1983) szerint már az *A*'-opálban is jelenlevő *CT*-opál kristallitok fokozódó növekedése okozza; a tridimit kioldódását és a kvarc kialakulását pedig részint a víz, részint az OH^- ionok jelenléte katalizálja. Az utóbbinak 31—165 °C közötti hőmérsékleten (tehát az *A*-opál *CT*-opállá alakulásának hőmérsékleténél tágabb intervallumban) való bekövetkezésében (MURATA—LARSEN 1975; PISCIOTTO 1981) az oldódási sebességek és a befogadó üledék hatásai tükröződnek. *Agyagásványok jelenléte késlelteti az A-opál CT-opállá alakulását; elősegíti azonban a CT-opálnak kvarccá fejlődését* (ISAACS 1982; WILLIAMS *et al.* 1985). Az *A*-opál *CT*-opállá alakulása mind a kovában dús (WILLIAMS *et al.* 1985), mind a karbonátos üledékekben gyorsabban megy végbe, és kezdetben rendezetlenebb szerkezetet eredményez, mint agyagos üledékekben. A *CT*-opál viszont törmelékdús kőzetekben gyorsabban alakul át kvarccá, mint törmelékmentesekben (ISAACS 1980, 1982; MURATA—LARSEN 1975; *26.20 ábra*).

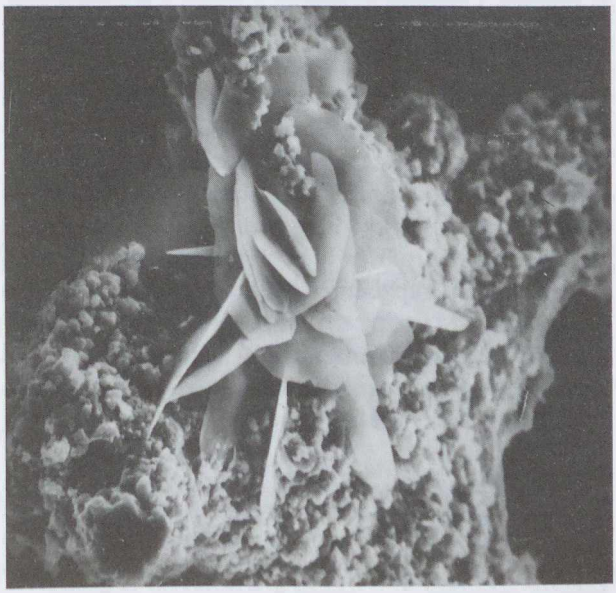
Karbonátoknak a SiO_2-kiválással való szoros kapcsolatát a mészkövek tűzkőgumóin kívül a *CT*-opál



26.20 ábra. Az agyagásványok és a jelenlevő SiO_2-fázis viszonylagos mennyisége, valamint a hőmérséklet közötti összefüggés vázlata ISAACS *et al.* (1983) szerint

Az ábra az üledékes kovaásványok diagenetikus zónái egymáshoz viszonyított, mélység szerinti elhelyezkedésének lépték nélküli vázlata.

lepiszférák *(26.21 ábra)* kristályosodási magvának $Mg(OH)_2$-tartalma is bizonyítja, bár azok — akár az angliai krétakőzeteket, akár Ciprus mezozóos korú, pelágikus karbonátjait tekintjük — inkább e sorozatok agyagban dúsabb rétegeihez kötődnek; e soroza-



26.21 ábra. Baumgartneria-töredékre ránőtt lepiszféra. — Pécsely. — Buchensteini Formáció, alsó-ladin. — 1000×

26.4. táblázat. Neogén korú tengeri biogén kovakőzetek és a velük változó vulkanoklasztitok diagenetikus zónái*

SiO_2-zónák			Zeolit-zónák
Biogén kovakőzetek	Savanyú vulkanoklasztitok		
A-opál	Vulkáni üveg		I
CT-opál	Epigenetikus α-tridimit-erek	α-krisztobalit	II
Kvarc	Kvarc		III IV

* Iijima—Utada (1983) szerint.

tok agyagban szegény, de kvarcos tűzkőben gazdag mészkőrétegeiből viszont hiányzanak. A fiatalabb és idősebb tűzkövek kis mennyiségű paligorszkit- és dolomittartalma is a *CT*-opál kvarccá alakulását kísérő Mg^{2+} kilépéssel hozható kapcsolatba (Robertson 1977; Leeder 1982). A jelenségben az is szerepet játszik, hogy bizonyos mennyiségű agyag, mint adszorbens, az oldott kova mennyiségének a *CT*-opál telítődési szintje alá süllyesztésével akadályozza annak nukleációját és növekedését. A *CT*-opál oldódásakor viszont a szilikátásványok reszorpciója tartja az oldatot a kvarcra telítettség szintje fölött, és serkenti a kvarc kiválását (Williams *et al.* 1985). Azt a tényt, hogy az *A*-opálnak *CT*-opállá való átalakulása Pisciotto (1981) szerint üledékes környezetben oly széles (18—52 °C közötti) intervallumban következik be, Williams *et al.* (1985) a feloldódó kovavázak alak- és méretkülönbségeivel magyarázza. Az alacsonyabb hőmérsékleten való átalakulás is hosszabb időtartamot igényel.

A biogén kovás üledékek és a velük váltakozó savanyú vulkanoklasztitok opálanyaga betemetődéses átkristályosodásának mélységi övei egymással, sőt a zeolitok átalakulási öveivel is jól párhuzamosíthatók *(26.4 táblázat)*, jóllelet a kova diagenetikus átalakulása az utóbbiakénál kissé alacsonyabb hőmérsékleten indul meg. Felszínre emelkedése után a tűzkő ásványi összetételét a talajvízből kicsapódó α-tridimit és α-kvarc érhálózat is gazdagíthatja.

26.8 AZ ÜLEDÉKES KVARCFÁZIS KÖZVETLEN KICSAPÓDÁSA

Ez a jelenség a *CT*-opál fokozat kiküszöbölődésének következménye. Fő feltétele, hogy valamely, a kovasav aktivitását ($a_{H_4SiO_4}$) csökkentő folyamat — a kvarcra való telítettség megőrzése mellett — az oldatot mind az *A*-, mind a *CT*-opálra nézve telítetlenné tegye. Az ilyen oldatokban nem képződnek gyűrűs polimerek, s belőlük monomer kovasav fog kicsapódni.

Disszociáció, polimerizáció vagy a SiO_2 és a multivalens fémionok közötti komplexképződés esetén a H_4SiO_4 aktivitása annak ellenére csökken, hogy az összes oldott kova koncentrációja nem változik. Ilyenkor ui. a H_4SiO_4 aktivitása egyszerűen más SiO_2-fajtákra helyeződik át. Ez azonban nem mozdítja elő a közvetlen kvarckiválást. Ezért a SiO_2 szulfátos komplexeinek a pH és a hőmérséklet emelkedésével jelentőssé váló képződése sem hat ebben az irányban (Fournier—Marshall 1983).

A *CT*-fázis kiküszöbölődését leginkább az összes oldott kova koncentrációjának a következő folyamatok okozta csökkenése idézi elő:

a) SiO_2-nek nagy fajlagos felületű, szilárd testeken (főleg agyagásványokon, gibbsiten, goethiten) való *adszorpciója* annak az oldatból való kivonása révén szállítja alá a túltelítettség fokát. E testeknek a diagenezis menetét befolyásoló hatása a tömegük és a fajlagos felületük meghatározta adszorpciós kapacitásuk függvénye. Az agyagásványok viselkedését egyébként általában az oldat kovatartalma szabályozza. Siever—Woodford (1973) szerint ui. a kaolin, a montmorillonit és az illit kis kovatartalmú vizekbe SiO_2-t ad le; kovában dús vizekből viszont — főleg adszorpció révén — kovát von ki.

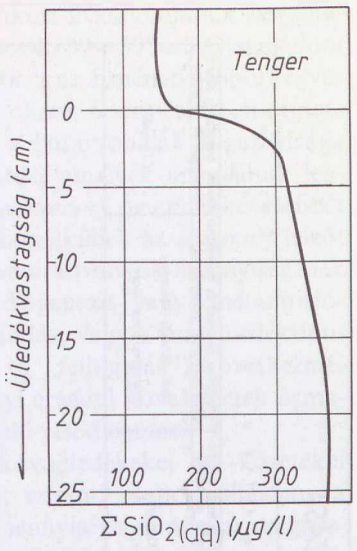
Lehetetlenné teszi az autigén kovaképződést a kovavázakból kioldódó kova szmektitekbe való beépülése. Ez a kovavázakban szegény üledékeket jellemző, korai diagenetikus folyamat végül is a kovavázak agyagásványokkal való teljes helyettesítődését eredményezheti (Hein *et al.* 1979). Agyagásványoknak, zeolitoknak és más szilikátoknak főionjaik megfelelő koncentrációja esetén való képződése ui. nemcsak a SiO_2-fázisok nukleációs és növekedési sebességét csökkenti, hanem az oldat összkoncentrációját is a kvarc telítettsége alá süllyeszti. Ilyenkor minden kovamódosulat feloldódik, s az üledékben levő *A*-opál közvetlenül szilikátokká alakul át. Mérsékeltebb mérvű szilikátképződés viszont csak késlelteti a SiO_2-módosulatok átalakulását.

b) Az agyagoknak a *CT*-nukleációt késleltető hatásával szemben a *karbonátok* a kristálycsírák képződési sebességének növelése útján siettetik az *A*-opál kvarccá való átalakulását. Greenwood (1973), Lancelot (1973) és Kastner *et al.* (1977) kísérletei szerint Mg-dús, alkálikus környezetben — a szilanol (—Si—OH—) csoportok magához vonzása révén — egy Mg-hidroxid szolgál a SiO_2 kristályosodási magjául. Lancelot (1973), Hein *et al.* (1979) és Oehler (1976) szerint ez bizonyos meszes iszapokban az *A*-opál közvetlenül kvarccá, ill. kalcedonná alakulását idézheti elő. Ez irányban hathat a Ca-zeolitok képződése is.

c) Elvileg *a kova diffúziója* is csökkenti a pórusoldat összkovakoncentrációját. Bár az üledékből a vízoszlopba irányuló SiO_2-diffúziót Hurd (1973), Aston (1983) és Spencer (1983) vizsgálatai is megerősítették *(26.22 ábra)*, az üledék kicsiny permeabilitása következtében a diffúziónak *a CT-fázis kimaradására* való hatása Williams *et al.* (1985) szerint évmilliók alatt sem tűnik jelentősnek.

Az autigén kvarc kisfokú rendezettsége az idő múlásával — a kristályainak növekedése következtében — emelkedik. Ezt a miocén *Monterey Formáció* kovaüledékei kvarcának jellegzetesen kicsiny kristályossági fokával szemben a júra–krétabeli *Franciscan Csoport* tűzköveinek nagy (bár a legnagyobb — 10-es — fokozatot csak a metamorfizált részleteken megközelítő) kristályossági foka tanúsítja. A kövesült fatörzsek kvarcának az [101] rácssíkok távolságán mérhető kristályossága is csak 200—300 millió év után emelkedik a mérsékelt fölé.

Összegezve: a SiO_2-diagenezis lefolyása és eredménye attól függ, hogy a SiO_2 oldódását és újrakicsapódását, ill. a H_4SiO_4 aktivitását és az összes oldott kova koncentrációját befolyásoló, sokféle tényező közül melyik kerül leginkább előtérbe. A SiO_2-polimorfok oldódását mégis alapvetően fajlagos felületük és felületi szabad energiájuk határozza meg, s a hőmérséklet emelkedése csupán a reakciósebesség növelésével támogatja azt.

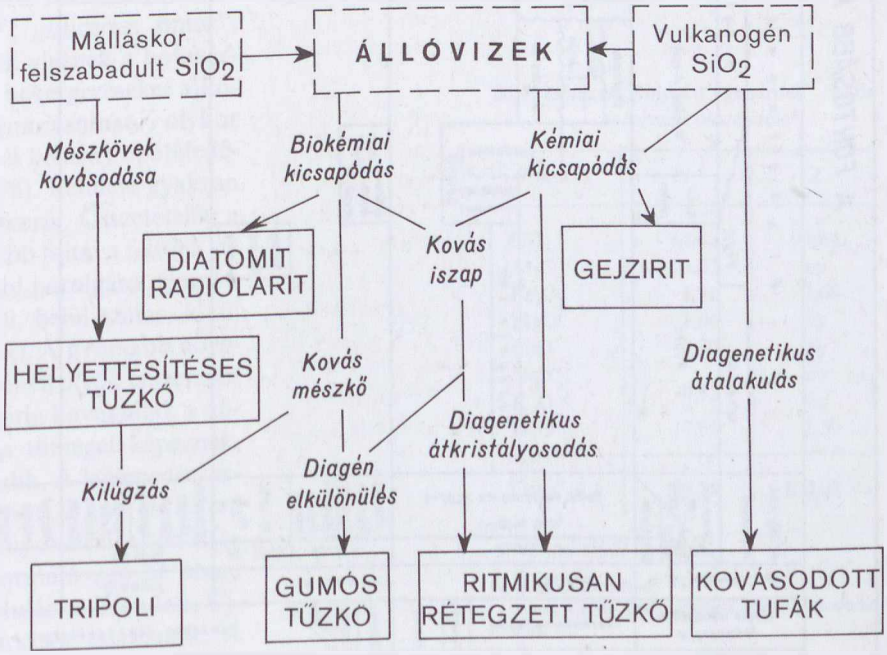


26.22 ábra. A mélytengeri üledék felső része kovatartalmának fölfelé irányuló diffúziója

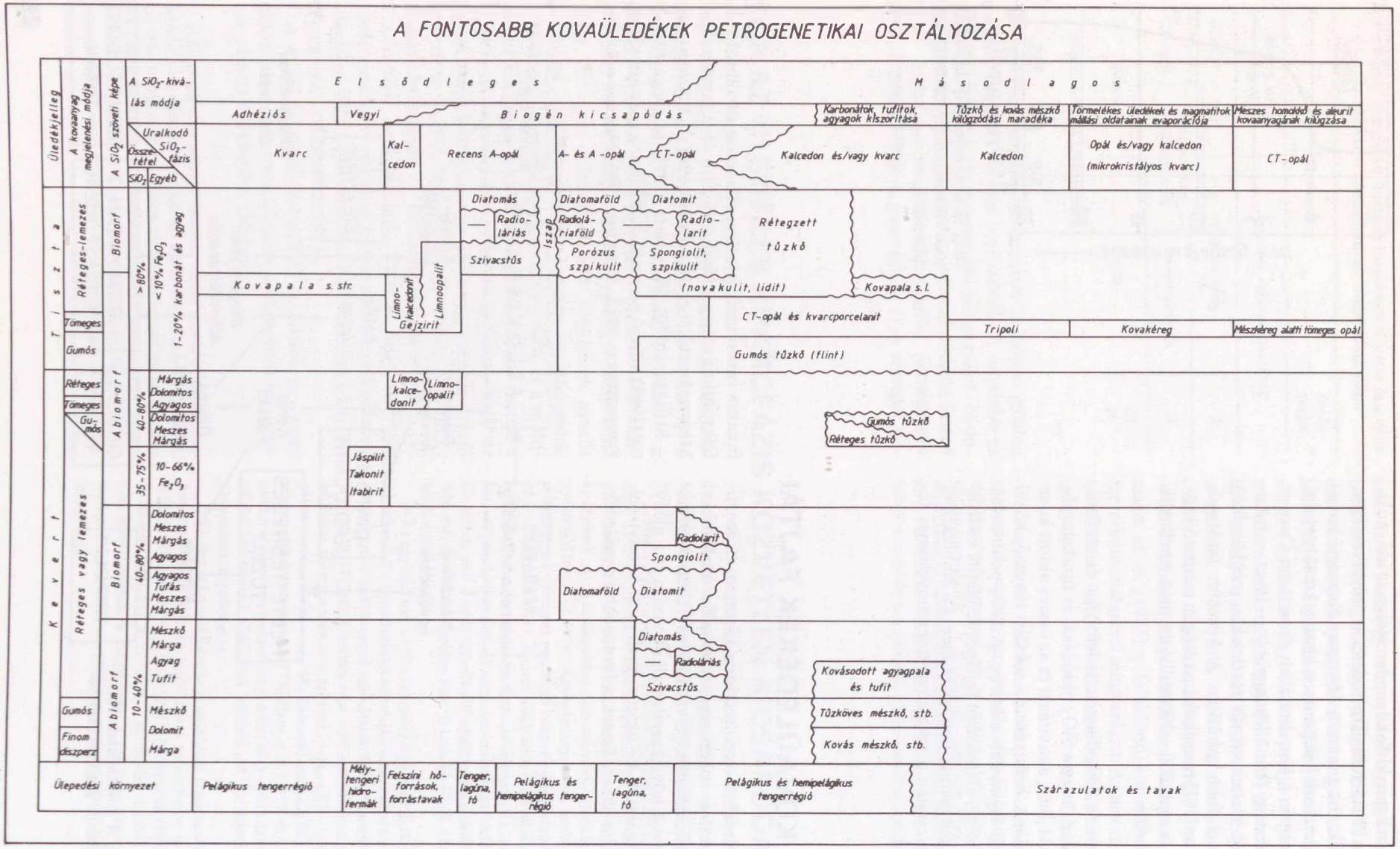
0 cm: üledék/víz határ.

26.9 A KOVAÜLEDÉKEK FAJTÁI

A kovaüledékek osztályozása a kőzettani és genetikai szempontok sokfélesége, a másféle üledékekkel való keveredés lehetősége, számos helyi típus fogalmának és nevének következetlen alkalmazása és a mennyiségi vizsgálatok kis száma miatt nem könnyű feladat *(26.23/a ábra)*. Ennek a fontosabb kovaüledékfajtákra ismereteink jelenlegi állapotán alkalmazható, félkvantitatív megoldását a *26.23/b ábra* tartalmazza. Megszerkesztéséhez BÁRDOSSY (1961a), FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970), PETTIJOHN (1975) és IIJIMA—UTADA (1983) átfogó beosztásain kívül sok más szerző (pl. SUMMERFIELD 1983, YOSHIDA 1983, FRANKS—SWINE-



26.23/a ábra. A kovaüledékek PETTIJOHN (1975) szerinti genetikai osztályozása



26.23/b ábra. A fontosabb kovaüledékek petrogenetikai osztályozása

FORD 1959, WELLS 1983) adatait is felhasználtuk. Ebben a kőzet megjelenési módjára, agyaggal és más üledékkel való kevertségére, az uralkodó kovaásványokra (és ezen keresztül a diagenezis fokára) történt utaláson kívül a kovakiválásnak az ülepedéssel egyidejű *(elsődleges)* vagy ülepedés utáni *(másodlagos)* módját és valószínű helyét is igyekeztünk feltüntetni.

Az elsődlegesség megítélése természetesen olykor nézőpont kérdése, mert attól függ, hogy: *(1)* a kovaanyag mai (diagenezisen, esetleg metamorfózison is átesett) állapotát, avagy koncentrálódásának kezdeti módját részesítjük-e nagyobb figyelemben (különösen egyes ősmaradvány-tartalmú kovaüledékeknél); *(2)* a talajvízzel időszakos tavakba szivárgó kovaoldatok mállási eredetét többre értékeljük-e, mint az ezekből való, de szigorúan véve mégis már állóvízi kicsapódás tényét (pl. a Coorong típusú kovaüledékeknél: 26.912. fejezetrész).

A tiszta és kevert kőzettípusok közötti, s az utóbbiakon belüli SiO_2-határértékeket — a vasban dús kovakőzeteké kivételével — részint BÁRDOSSY (1961a) szerint, részint a nemzetközi irodalomban a kovaüledékek alsó határául közölt 30—50% SiO_2-tartalom felénél vettük fel. A tiszta és az átmeneti csoport egyes kőzettípusai közti határoknak a természetben mutatkozó elmosódottságát a határvonalak fogazottsága fejezi ki. Azok a kőzetek, amelyek anyagának legalább 40%-a kovaváz, a *biomorf*, az ennél kevesebbet tartalmazók s a kovaváz nélküliek az *abiomorf* jelzőt kapták. A kovavázú ősmaradványok mennyiségének csökkenése általában a diagenezis (vagy a metamorfózis) okozta átkristályosodás, vagy a más üledéktípusokkal való keveredés (a „felhígulás") következménye. Csak a tisztán vegyi eredetű kovakőzetek ősmaradványhiánya tekinthető elsődlegesnek.

Az alábbiakban a kovaüledékeket és -kőzeteket képződési környezeteik szerinti csoportosításban, a kovatartalom eredete, mennyisége, minősége, megjelenési formája, diagenezisük foka, viszonylagos koruk és egyéb jellemző tulajdonságaik számbavételével törekszünk jellemezni.

26.91 A KONTINENTÁLIS KOVAKŐZETEK

A felszíni hőforrások, a tavak és lagúnák kovaüledékei elsődlegesek, mert anyaguk — akár szerves közreműködéssel, akár vegyi vagy fizikokémiai úton, de — a légkörrel közvetlen érintkezésben levő kovaoldatokból válik ki. A tripoli, a kovakérgek, a mészkéreg alatti tömeges opál viszont más kőzetek szórt biogén vagy abiogén kovatartalmának különböző feltételek közti, felszíni vagy felszínközeli koncentrálódásával, utólagosan jönnek létre.

26.911 Gejzirit, limnoopalit, limnokalcedonit. *A gejzirit* („kovazsugorék", „siliceous sinter", „fiorit") (utó-)vulkáni hőforrások vizének a hófehértől világosbarnáig változó színű bekérgezéseket alkotó, üreges, könnyű, puha és szétmorzsolható, olykor azonban porcelánszerűen tömör és kemény opálüledéke (VENDL 1951; SWINEFORD 1978). Felülete gyakran vesés–fürtös; máskor sztalaktitszerű. Összetételét a *26.5 táblázat* szemlélteti. Tömörebb fajtái a feltörő víz nyomás- és hővesztesége, valamint párolgása nyomán képződnek (a toscanai gejzirit pl. belül szálas, kívül gyöngyszerű bekérgezéseket alkot). A gyorsabb növekedésű, lazább féleségek létrejöttében *algák* is szerepet játszanak. A moszatok kiválasztotta kovaszálak a növények elhalása után kocsonyás tömeget képeznek, amely vízvesztéssel megkeményedik. A leülepedési sebesség az algák mennyisége szerint 25 μm és 10 cm között változik. A forrás körül kúpokat, a lejtőn lefolyó vízből kiválva teraszokat formáló *(26.24 ábra)* legszebb jelenkori gejzirit-előfordulások Izlandon, Új-Zélandon és a Yellowstone Parkban találhatók. A Tihanyi-félsziget gejzirittkúp-roncsai a felső-pannóniai bazaltvulkanizmus emlékei. Kisebb-nagyobb gejzirittlerakódások vannak azonban a Tokaji-hegységben is (Sárospatak: Kisbotkő; a Baskói-medence ÉNy-i pereme; Mogyoróska: Kunhegy stb.).

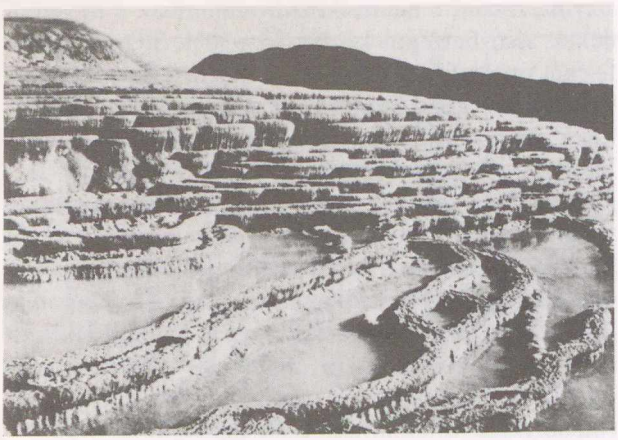
A *limnoopalit* a hévízfeltörésekhez kapcsolódó negyed- vagy újharmadidőszaki tavak üledéke; a *limnokalcedonit* ennek kissé diagenetizáltabb (korábban tévesen limnokvarcitnak nevezett) változata. Ezek a fehér, sárgás, szürke, vöröses, esetleg kékes színű, többnyire üreges vagy csöves szövetű, olykor törmelékes

26.5. táblázat. Holocén gejzíritek %-os kémiai összetétele*

Alkotók	*1*	*2*
SiO_2	84,43	95,84
Al_2O_3	3,07	ny
Fe_2O_3	1,91	2,68
MgO	1,06	ny
CaO	0,70	ny
Na_2O	0,92	ny
K_2O		ny
H_2O	7,88	1,50
Össz.	99,87	100,02

* VENDL (1951) szerint.

1. Nagy Gejzir, Izland.
2. Upper Geyser Basin, Firehole River, Yellowstone Park.



26.24 ábra. A Rotomahana (Új-Zéland) gejzirit teraszai. — *Ex:* FAIRBRIDGE—BOURGEOIS (eds) 1978, p. 763



26.25 ábra. Hydrobiák *(fehér)* a szurdokpüspöki limnoopalit-betelepülés *(sötét)* felső részében. — Foto: HAJÓS MÁRTA



26.26 ábra. Pelyhes dolomitos limnoopalit szöveti képe. — Szurdokpüspöki. — Fáziskontraszt-mikroszkópi felvétel. — Foto: HAJÓS MÁRTA. — 360 ×

kavicsot és homokot is tartalmazó (sőt homokkőbe vagy konglomerátumba átmenő) kőzetek nálunk főleg a Mátrában (Gyöngyössolymos; Asztagkő–Bányahegy) és a Tokaji-hegységben (Mád–Rátka; Abaújalpár; Fony, Füzérradvány: Koromhegy) elterjedtek.

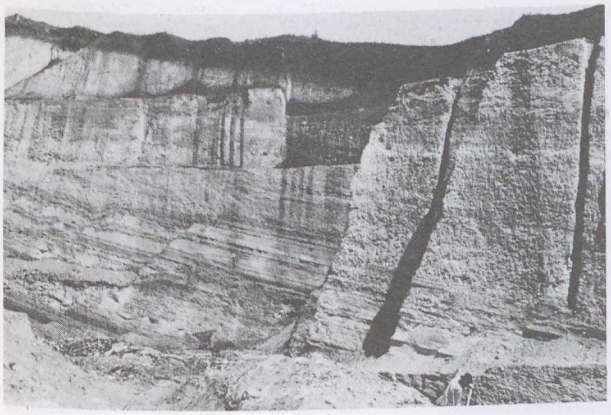
Limnoopalit válik ki olyan tavak fenekén is *(26.25, 26.26 ábra)*, amelyek zömében alkáliás víztömege a szervesanyag-bomlás következtében semlegessé vagy éppen savas kémhatásúvá lett fenékvízzel érintkezik. Opálkicsapódást eredményezhet azonban semleges pH-jú édes árvizeknek sós–alkáliás tóvizen való szétterülése is. Kiválásának közvetlen okát WELLS (1983) az így érintkező (de egymással nem keveredő) vízrétegek közötti lassú pH-kiegyenlítődésben látja.

Az evaporáció révén SiO_2-re túltelítetté vált tóvíz CO_2- és pH-koncentrációjának ingadozásával magyarázza WELLS (1983) az utahi paleocén–eocén változó vízállású *Flagstaff*-tavának meszes–dolomitos–gipszes üledéksorában előforduló ama gélszerű kovakiválásokat, amelyek száradási repedéseket töltenek ki, vagy ún. „szövet-nélküli tűzkőgumó"-kat alkotnak.

26.912 A karbonátos limnoopalit szingenetikus képződésének mechanizmusát a dél-ausztráliai *Coorong*-lagúnához kapcsolódó időszakos tavak korrodált kvarcszemcséket cementező, jelenkori opálkiválásai szemléltetik. PETERSON—BORCH (1965) szerint itt az esős évszakban megélénkülő fotoszintézis (a CO_2 kivonása révén) annyira megemeli a tóvíz és a vele érintkező talajvíz pH-ját, hogy a környezet üledékeiből kova oldódik ki. [STEPHENS (1971) szerint a szomszédos lateritterületek felől érkező talajoldatok is hozzájárulnak a tóvíz SiO_2-tartalmának emeléséhez.] Ilyenkor — a >10 pH-jú kémhatásnak megfelelően — a tóvízből csak dolomit, magnezit és Mg-kalcit ülepedik le. A SiO_2-re túltelített víznek a száraz évszakban bekövetkező evaporációja, s a biomassza elhalásával felszabaduló CO_2-nek a pH-értéket 8 körülire csökkentő hatása viszont már — részben karbonátokkal vegyes — *CT*-opál kiválást eredményez.

26.913 Az édesvízi diatomaiszap a lebegő törmelékben és karbonátokban szegény tavak planktoni vagy pszeudoplanktoni diatomatömegeinek lerakódásából származó, biogén opálüledék. A lebegő iszapban gazdag és kicsiny alpesi tavak finomszemű üledéke csak néhány, a Kaszpi-tóé már 0,9—12%-nyi diatoma-eredetű opált tartalmaz. A tiszta vízű Bajkál-tó fenekét viszont nagy területeken 75 cm vastag diatomaiszap borítja.

Természetesen a biológiai produktivitás is befolyásolja az opálkiválást. A pleisztocén óta fennálló, de legfeljebb csak 15 m mélységű wisconsini tavak tőzeg és diatomák keverékéből álló, 80—27%-nyi szerves anyagot tartalmazó üledékeinek opáltartalma pl. 20



26.27 ábra. A szurdokpüspöki édesvízi diatomaföld-feltárás

Alul: Finoman rétegzett, de agyagos, *följebb* fehér, jó minőségű diatomaföld. A kettő határán 20—30 cm vastagságú, sötétszürke hydrobiás limnoopalit (*26.25* és *26.26 ábra*). — *Legfelül:* Riolittufa. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ



26.28 ábra. Szurdokpüspöki. — *Alul* jó minőségű, fehér, vékonyréteges–lemezes, édes- és aligsósvízi diatomaföld, *fölötte* diatomás mésziszap, majd rosszul rétegzett és rétegzetlen riolittufa. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

—75% között van (FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970). A kiszárított diatomaiszap fehér színű, igen finomszemű, csiszolásra és dinamitkészítésre alkalmas por.

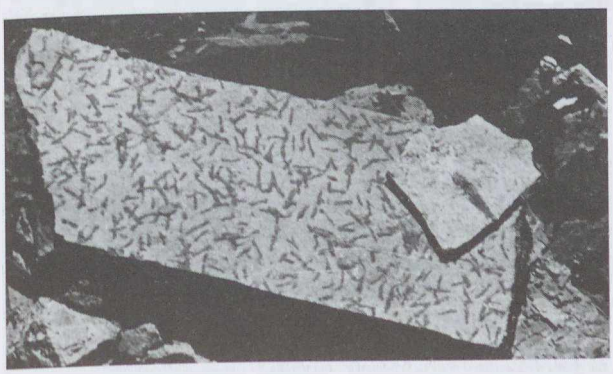
26.914 Az édes- és csökkentsósvízi diatomaföld („Kieselgur") negyedkori és annál idősebb tavak vékonyrétegű és lemezes, könnyen szétmorzsolható, igen kis (0,15—0,9 g/cm³) térfogatsúlyú, 70—90%-os porozitású, világos- vagy sárgásszürkétől fehérig változó színű kőzet. Nagy adszorbeáló képessége, csekély hang-, hő- és elektromos vezetőképessége, tűz- és savállósága folytán keresett ipari nyersanyag. 0,005 és 0,01 mm közötti átlagos szemcsenagyságát a diatomák mellett jelenlevő kőzetliszt-tartalom befolyásolja. Diatomákon kívül szilikoflagellátákat és szivacstűket is tartalmazhat. Eredeti opálanyaga diagenetikus átalakulását annak kalcedonná vagy kvarccá alakulása, kalcittal vagy foszfáttal való helyettesítődése, sőt tűzkőképződés jelzi.



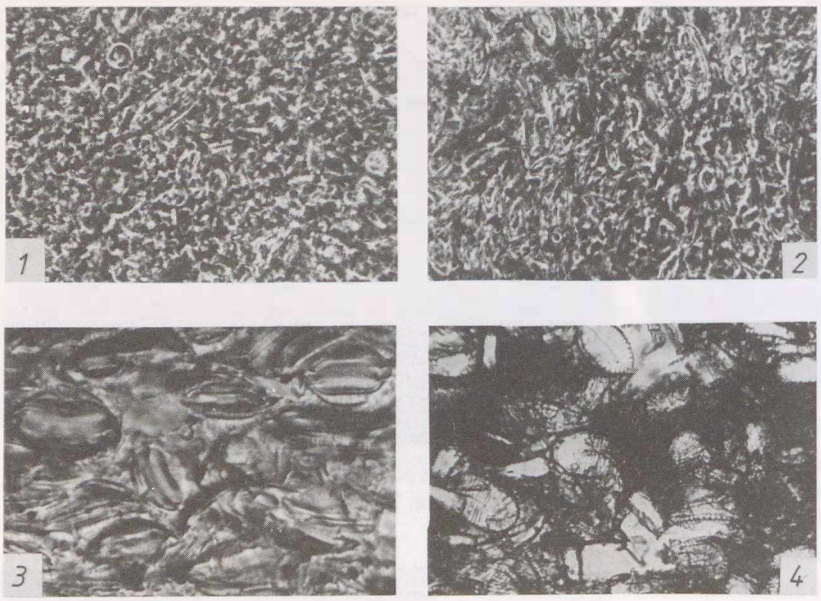
26.29 ábra. A szurdokpüspöki édesvízi agyagos diatomaföld finomrétegzettsége. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

Az európai interglaciális tavak kitermelésre érdemes diatomaföldjeinek sorából FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) az észak-német *Lüneburger Heide* összesen 10—15 m vastagságú, zöld, szürke és fehér színű, 3,6—16,2%-nyi szerves anyag mellett 71,2—89,2%-nyi SiO_2-t tartalmazó, 3—10 °C évi középhőmérsékletű vízben képződött, homokkal fedett, opál anyagú üledékeit emeli ki. Nagy tömegűek annak az *észak-szumátrai* tónak a diatomaföldje is, amely a 2500 km² összfelületű Toba-kalderát a pleisztocénben kitöltötte. A vulkáni környezet lehet a forrása *Kelet-Ausztrália* gyakran bazalttakarók között elhelyezkedő diatomaföldjei anyagának is.

A Kárpátokon belüli kisebb-nagyobb diatomaföld-előfordulások egy része (*Szokolya; Tállya–Abaújszántó, Erdőbénye; Hargita*) a vulkáni környezet egykori melegvízű tavaihoz kötődik, amelyek dús diatoma-tenyészetét részint a hőforrások, részint a szilikátok mállási oldatai tették lehetővé (VENDL 1951). Közülük a szurdokpüspöki (a Mátra DNy-i szélén) ma is bányászat tárgya. HAJÓS (1968) szerint ennek a bádeni piroxén-andezittufa és -agglomerátum egyenetlen felszínére települt, szerinte még középső-miocén korú összletnek 34 m vastagságú alsó része szürke–zöldesszürke, lemezes mészkő-, sőt andezittufa- és bentonitrétegekkel váltakozó, agyagos, édes- és aligsósvízi diatomaföld, 40—66%-nyi átlagos SiO_2-tartalommal (*26.27—26.31 ábra*). Ezt — 20—30 cm vastagságú hydro-



26.30 ábra. Féregnyomok az agyagos diatomaföld réteglapján. — Szurdokpüspöki. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ



26.31 ábra. A szurdokpüspöki diatomaföld szöveti képe. — Foto: HAJÓS MÁRTA

1. Szerves anyaggal festett, tiszta diatomaföld. — Fáziskontraszt-mikroszkópi felvétel. — 400×.

2. Agyagos diatomaföld. — Fáziskontraszt-mikroszkópi felvétel. — 400×.

3. Diatomavázakkal zsúfolt, tiszta diatomaföld. — 1000×.

4. Agyagos diatomaföld a *Surirella costata* NEUP. egyedeivel. — A sötét mezőben agyagásványok. — 1000×.

26.6. táblázat. A szurdokpüspöki diatomaföld és limnoopalit %-os kémiai összetétele*

Kőzetfajta	*1*	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*
SiO_2	81,70	68,6	53,3	62,94	49,7	82,18	42,50
TiO_2	0,21	0,28	0,35	0,14	0,18	0,13	0,00
Al_2O_3	1,85	5,96	6,10	1,41	5,93	1,28	1,39
Fe_2O_3	1,54	2,95	4,48	nm	1,17	0,86	0,05
FeO	0,11	0,47	0,30	nm	1,65	0,16	0,20
MnO	0,09	0,13	0,09	0,44	0,07	0,08	0,12
MgO	0,44	1,11	1,40	0,57	2,11	0,91	9,16
CaO	1,05	2,66	11,38	10,48	14,01	2,88	18,25
Na_2O	0,25	0,32	0,57	0,21	0,38	0,07	0,06
K_2O	0,29	0,52	0,94	0,17	0,43	0,10	0,10
CO_2	0,20	0,95	7,18	6,71	10,34	1,55	23,83
P_2O_5	0,07	0,08	0,21	0,05	0,03	0,01	0,03
S	0,00	0,70	1,71	0,24	3,47	nm	0,00
SO_3	nm	1,21	nm	2,28	nm	nm	0,00
C_{org}	0,12	1,05	nm	nm	1,97	0,42	0,40
$+H_2O$	5,59	7,50	7,83	8,19	8,46	3,20	1,94
$-H_2O$	6,80	8,35	5,88	5,47	4,74	6,88	1,87

* BÁRDOSSY—HAJÓS (1963).

1. Tiszta diatomaföld.
2. Agyagos diatomaföld.
3. Márgás diatomaföld.
4. Meszes diatomaföld.
5. Meszes–agyagos–tufitos, mikrorétegzett diatomaföld.
6. Limnoopalit.
7. Dolomitos limnoopalit.

biás limnoopalit után — 7 m vastagságú, szürkésfehér, lemezes, karbonátos diatomaföld követi, 80% körüli SiO_2-tartalommal. Fölötte — 1 m-nyi diatomás mésziszap után — kb. 25 m vastagságú riolittufa, majd újabb, de már tengeri fáciesű, márgás diatomaföld és diatomás márga települ, számos, vékonyabb-vastagabb, áthalmozott riolit- és andezittufa-réteggel, 25—52%-os SiO_2-átlaggal *(26.6—26.8 táblázat)*.

Az opálban gazdag *olajpala*-előfordulások (31.24. fejezet) kova- és szervesanyag-tartalmának egyidejű megemelkedése mindig az alga- (és ezen belül a diatoma-) tenyészet föllendülését előidéző okok valamelyikének fokozott érvényesülésével függ össze.

26.915 Az édes- és csökkentsósvízi diatomit a tavi és lagúnás diatomaföldek tömör, réteges vagy gumós, tűzkövesedett változata, amelyben az elsődleges üledék pórusait a diatomahéjak opálanyagának részbeni feloldódásából és újrakicsapódásából származó kalcedon és mikrokristályos kvarc tölti ki. Az ilyen *diatomás tűzkőgumók* a hazai miocén diatomaföldek agyagosabb fajtáiban is gyakoriak. A hazai telepek közül a mecseki középső-miocén bádeni eme-

26.7. táblázat. A szurdokpüspöki diatomaföldek ásványainak megoszlása (%)*

Kőzetfajta	*1*	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*
Opál	30,0	57,0	43,0	49,0	82,2	77,0	55,0	20,0
Krisztobalit	9,4	24,8	3,3	4,0	11,0	8,0	4,0	—
Kvarc	1,0	3,5						5,0
Klorit		0,6					2,1	—
Illit			16,5	8,3			7,8	6,7
Montmorillonit	7,7	8,2	3,6	21,4	4,0	12,3	24,0	32,1
Titán-gél		0,2	0,6	0,6	0,4	0,3	0,3	0,3
Kalcit	8,2	3,6	25,6	7,9			1,4	26,1
Dolomit	42,2							—
Limonit		0,7	5,5	7,0	1,1	1,7	1,8	4,5**
Szerves anyag	0,6	0,7	—	—	0,1	0,3	1,4	5,7***

* Bárdossy—Hajós (1963).
** Pirit.
*** Gipsz.

1. Dolomitos limnoopalit.
2. Barnásszürke limnoopalit.
3. Márgás diatomaföld (a felső rész átlaga).
4. Márgás diatomaföld (az alsó rész átlaga).
5. Hófehér (tiszta) diatomaföld.
6. Szerves festődésű (sárgás) tiszta diatomaföld.
7. Világosszürke, agyagos diatomaföld.
8. Mikrorétegzett, agyagos–meszes–tufitos diatomaföld.

letének édes- és csökkentsósvízi üledékeihez kapcsolódó hidasi és hird–pécsváradi előfordulások tartoznak ide.

Wells (1983) szerint a wisconsini *„Flagstaff-tó"* elsődleges, evaporációs kovaüledékének a pórusvizek pH-változatai okozta mobilizálódása és újrakiválása olyan — részint csaknem szinszedimentációs, részint későbbi (dolomitosodás utáni) — gumós megjelenésű kovagenerációt hozott létre, amit csak igen gondos megfigyelések alapján lehet az elsődleges kiválásoktól megkülönböztetni.

26.8. táblázat. Két hazai miocén korú diatomföld átlagos vegyi összetétele (%)

Alkotók	Szurdokpüspöki					Erdőbénye, Ligetmajor+
	1	*2*	*3*	*4*	*5*	
SiO_2	40	66	81	25	52	84,97
Al_2O_3	9	6	2	3	8	4,67
Fe_2O_3	2	3	2	2	5	
MgO	2	2		1	2	0,42
CaO	14	3	1	36	12	0,51
CO_2	11	2	1	28	7	
H_2O	19	16	12	5	12	8,04
S	3	1				
Egyéb		1	1		2	
Össz.	100	100	100	100	100	98,61

\+ 15 t anyag átlaga

1. Agyagos, meszes tufás diatomaföld (a legalsó 4 m átlaga). — *2.* Agyagos diatomaföld (a következő 30 m átlaga). — *3.* Diatomaföld (a következő 7 m átlaga). — *4.* Diatomás mésziszap (a következő 1 m átlaga). — *5.* Márgás diatomaföld (a felső — tengeri — összlet diatomitjainak átlaga).

Bárdossy—Hajós (1963), ill. a „Sátoraljaújhely" c. 200 000-es térképmagyarázó.

26.916 Édes- és csökkentsósvízi kovaszivacsos üledékek. Kovaszivacstűk ugyan számos csökkent- és aligsósvízi üledékben (pl. a hazai és erdélyi alsó-pannóniai homok- és agyagösszletekben is) előfordulnak, de sohasem kőzetalkotók. Kovaszivacstűk nagyobb tömegű édesvízi fölhalmozódásai csak a Bajkál-tóból ismeretesek (Votinsev 1948 *in* Füchtbauer—Müller 1970).

26.917 A tripoli olyan fehér, szürke, rózsaszínű, barnássárga, vörös vagy sárga színű, rétegzetlen, gyakran porszerű felszíni tömegekben megjelenő, finom szemű, nagyon porózus, érdes tapintású, könnyen szétmorzsolható kőzetek összefoglaló neve, amelyek tűzköves, kovás és agyagos mészkövek kémiai mállásával, másodlagosan képződnek. Keletkezésük az anyakőzet $CaCO_3$-tartalmának kilúgzódása után visszamaradt SiO_2-nek főként kalcedon alakjában való feldúsulásával magyarázható. Anyaguk tehát vagy közvetlenül az anyakőzet diszperz kovatartalmából, vagy közvetve, annak tűzkővé koncentrálódott részéből származik. Ezért *a valódi tripoliban semmi vagy csak igen kevés kovaváz található.* Éppen ez különbözteti meg a hozzá hasonló küllemű és vele gyakran összetévesztett *tripolit*tól, amely azonban vékonyrétegzettsége és dús diatomatartalma folytán csak a sekélytengeri, elsődleges diatomaföld kissé későbbi (tehát érvénytelen) szinonimájának tekinthető (Pettijohn 1975; Schreiber *in* Fairbridge—Bourgeois 1978).

26.918 A kovakéreg („silcrete") még nem vagy nem teljesen konszolidált alluviális és tavi üledékeknek vagy különféle más kőzetek mállástermékeinek felszíni–felszínközeli kovásodásával képződött kőzet, amely kemény lepelként vonja be fekvőjét (LANGFORD—SMITH 1978). Időszakosan száraz éghajlatú, viszonylag enyhe domborzatú területek mállási és talajképződési folyamataival kapcsolatban, tehát magmás, betemetődési és metamorf hatásoktól függetlenül keletkezik. Színe általában szürke—halványszürke, ritkábban sárgásbarna, barna vagy vörös. Keménysége 7 körüli; törése kagylós. Az Antarktisz kivételével minden kontinensen előfordul. 1—3, esetleg 5 m vastag, tömeges vagy alig rétegzett lepleinek védelme alatt számos harmad- és negyedidőszaki térszín plató- vagy mezaszerűen emelkedik ki környezetéből. Ezek lábánál felhalmozódó lepusztulási törmelékei breccsává cementálódnak. A kőzet friss felülete gyakran gömbös vagy bibircses, belseje azonban csak ritkán konkréciós (STEPHENS *in* FAIRBRIDGE—BOURGEOIS 1978; SUMMERFIELD 1983).

95%-ot is elérő SiO_2-tartalma uralkodóan opál, kalcedon vagy kriptokristályos kvarc; nagyobb kvarckristályok csak a kőzet üregeiben figyelhetők meg. Egyéb alkotói fekvőjének a kovás alapanyagba ágyazott maradványai. Egyes mélyen mállott magmás kőzetek kovakérgei viszonylag sok autigén anatázt (TiO_2) és Fe_2O_3-at tartalmaznak (CRESSMAN 1962). A kéregnek az anyakőzeténél mindig kisebb Mg-, Ca- és P-tartalma ezen elemek kilúgozódásáról tanúskodik.

A kovakérgek *szövetét* SUMMERFIELD (1983) a kovás alapanyag és a nagyobb (többnyire törmelékes) ásványszemcsék eloszlása alapján a következőképpen osztályozza:

a) *fluidális* (globuláris, kollomorf) a szövet, ha az alapanyag a benne „lebegő" szemcséket mintegy körülfolyja;

b) *szemcsevázú*, ha a törmelékszemcsék érintik egymást (ilyenkor a kőzet kvarchomokkőre emlékeztet);

c) *alapanyagvázú*, ha a törmelékszemcsék mennyisége < 5%;

d) *konglomerátumos*, ha a másodlagos kovaanyag kavicsszemcséket cementez.

SMALE (1973) az *ausztráliai és dél-afrikai* kovakérgeknek öt típusát különbözteti meg:

1. Leggyakoribb a kagylós törésű, földes, *terrazzo típus*, amelynek mintegy 60%-át igen különböző alakú és kerekítettségű kvarcszemcsék alkotják; a kimart felületű ásványszemcsékből származó, de maradványásványként 1,5—2,0%-nyi TiO_2-t is tartalmazó, halvány barnássárga színű, kalcedonos (ritkábban opálos) kötőanyag kollomorf szalagozottsága a szemcsék között mozgó kovás oldatok szivárgási útját jelzi.

2. A *konglomerátumos típust* konkréciós vagy felhős eloszlású, vasoxidtól téglavörös és barna színű, kovás kötőanyagba ágyazott, szabálytalan alakú kavicsszemek jellemzik.

3. Az először Afrika D-i pereméről leírt *albertiniai típus* — a törmelékes szemcsék teljes feloldódása és anyaguk ezt követő kémiai kicsapódása következtében a terrazzo-típus kötőanyagára emlékeztető módon — csaknem kizárólag kriptokristályos kvarcból áll.

4. A felszínen vagy annak közelében képződött dél-ausztráliai (opálos) és botswanai (kalcedonos, vagy kriptokristályos kvarcból álló) *homogén kovakérgek* semmi törmelékes alkotót nem tartalmaznak, és így tisztán kémiai eredetűeknek tekinthetők.

5. A törmelékes kvarcszemcsék autigén továbbnövekedése révén cementeződött, de vasoxidtól halvány barnássárgára vagy barnára színezett *kvarcitos típust* kőzettanilag csupán felszíni képződésmódja különbözteti meg az üledékes ortokvarcittól (II. kötet, 20.325. és I. kötet, 13.8. fejezet).

A kovakérgek képződési módja a mészkérgekére („caliche") emlékeztet, részleteinek változatossága miatt azonban általános érvényű modellbe nehezen foglalható. A szükséges SiO_2-anyagot ugyan elsősorban a szilikátok hidrolízise vagy a törmelékes kvarcszemcsék oldódása biztosítja, de kovafelhalmozó növények (diatomák, zsurlók, savanyú füvek) elhaló teste is hozzájárulhat annak gyarapításához. A kova kémiai mállással való felszabadulása elsősorban a káliföldpát kaolinná alakulása, a lateritképződés, a glaciális tillek kaolinosodása és a szerpentinesedés révén valósul meg.

A kovakiválás fő tényezői SMALE (1973) szerint: *a)* a pH-nak 9-nél kisebb értékre való csökkenése, *b)* Al_2O_3, Fe_2O_3 vagy MgO, továbbá NaCl vagy Na_2SO_4 jelenléte. Ez magyarázza, hogy az opál gyakran fordul elő alunittal, de nem társul montmorillonittal; a szél szárnyán érkező sópermetnek pedig tengerparti kovakérgek képződésében van jelentős szerepe.

Kovakérgek általában rossz vízelvezetésű, ingadozó vízszintű, száraz és nedves időszakokkal jellemzett területeken alakulnak ki. Keletkezésüket a talajvíz horizontális és vertikális irányú mozgásán kívül a pórusvizek összetétele és kémhatása, sőt a biológiai produktivitás is befolyásolja; végső soron pedig ezek mindegyike az éghajlat és a domborzat függvénye.

Jól szemlélteti az összefüggések bonyolultságát az ausztráliai *Coorongi* időszakos tavaknak a 26.912. és az I. kötet 14.29112. fejezetrészében is érintett példája. Az itteni kovakiválás ugyan — anyagának mállási származása ellenére — elsődleges limnoopalitként értékelhető, de a tóvíz kiszáradását követő, földfelszíni megjelenési módja szerint a kovakérgek közé is besorolható.

Kétségkívül másodlagos eredetűek azonban a Na-karbonátos, időszakos sóstavakhoz kötött, réteges–gumós tűzkőelőfordulások. Ezeknek kovás agyagkövek, zeolitos tufák vagy olajpalák kilúgzásából származó, és elsődlegesen Na-szilikátok (magadiit, kenyait) alakjában kicsapódó kovaanyaga ui. csak a kis pH-jú eső- és talajvíz hatására alakul át mikrokristályos kvarccá (II. kötet, 25.333. fejezetrész). EUGSTER—CHOU (1973) a kelet-afrikai pleisztocén tavi tűzkövein kívül a wyomingi Green River Formáció (eocén) tűzköveit és a prekambriumi tűzkövek egy részét is hajlandó ebbe a típusba sorolni.

A utahi paleocén–eocén korú *Flagstaff-tó* üledékeinek legfelső tagozatában levő vékony mészkőrétegek dolomitosodás előtti, de nagy arányú elkovásodása fekvőjük diffúz kovatartalmának evaporáció okozta fölfelé vándorlásával magyarázható (WELLS 1983).

A felszíni kialakulással szemben számos kutató a kovakérgeknek a talaj 2—25 m közti mélységeiben való képződését részesíti előnyben. Eszerint a felszín alatti kovakiválást a vadózus zónán át szivárgó kovás talajoldatoknak eltérő összetételű, koncentrációjú és kémhatású oldatokkal való találkozása idézi elő (SMALE 1973). Sós- és édesvíz keveredésekor az üledékben kova csapódhat ki, és kovakérgek képződhetnek a beszüremkedő savanyú vagy semleges pH-jú esővíznek alkálikus talajvízzel való találkozásán is (WELLS 1983).

Lateritszelvények különböző mélységeinek kovakiválásai azonban csak a mállás során kialakult viszonylagos kovadúsulások helyeit jelzik. A nagyobb kovakéreg- és laterit-előfordulások ui. általában egymástól elkülönült, bár szomszédos területeken fordulnak elő. Nyilván ez indította STEPHENSt (1971) arra, hogy az ausztráliai kovakérgek anyagát a szomszédságuk lateritesedésekor oldalasan távozó kovaoldatokból származtassa. A laterális oldatvándorlás lehetősége mellett szól, hogy kovakérgek folyóteraszokon és időszakos folyók árterein is létrejöhetnek, és képződésük során a kvarchomok-szemcsék nukleációs magvakul szolgálhatnak.

A bazaltárak alatti kovaleplek *vagy* hidrotermális eredetűek, *vagy* a lávaömlésnél idősebb kovaleplek maradványai, *vagy* a bazalttakaró alatti üregeknek a bazalt mállásából származó kovakitöltései (TAYLOR—SMITH 1975).

A kovakérgek típuslelőhelye a botswanai (becsuana-földi) Viktória-zuhatag szomszédsága, de ezen kívül Afrika és Ausztrália más száraz vidékein, sőt Dél-Angliában is nagy területeket borítanak (FRANKEL—KENT 1937; MILLOT *et al.* 1959; WILLIAMSON 1957; STEPHENS 1971). Mivel képződésük hosszú időt vesz igénybe, kialakulásuk a földtani, geomorfológiai, éghajlati és talajképződési viszonyok tartós állandóságát feltételezi (HUTTON *et al.* 1978).

26.919 A mészkéreg alatti rétegzetlen opál típusa a kansasi Ogallala Formáció meszes aleuritból és homokkőből álló Kimball Tagozatának felső részén foglal helyet. E tagozat lepusztulási felszínén a kőzet kovaanyagának kilúgzásával létrejött „pizoidos mészkő" alatt kb. 5,5 m-re található. 30—45 cm vastagságú tömegének a bezáró üledék rovására történt keletkezését a víztartalmától függően változó keménységű *CT*-opál anyagba zárt földpát- és kvarcszemcsék maradványai tanúsítják (FRANKS—SWINEFORD 1959).

* * *

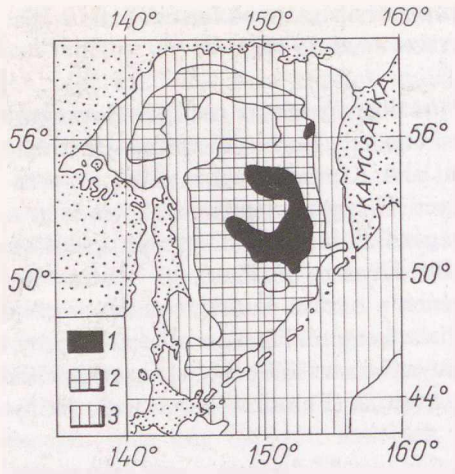
Bár nem vezet önálló kőzet képződésére, a magasabb rendű szárazföldi növények maradványait igen finom részletekig megőrző voltánál és ősföldrajzi jelentőségénél fogva mégis említésre érdemes az akár eredeti tenyészhelyükön felhalmozódott, akár idegen környezetben betemetődött *ág-* és *fatörzsmaradványok elkovásodása*. Ez a legkülönbözőbb (mocsári–lápi, tavi, tufaszórásos, delta- vagy tölcsértorkolati, sekélytengeri, sőt pelágikus) üledékekben bekövetkező, másodlagos folyamat — a 26.7. fejezetben ismertetett egyéb tényezők mellett — főként a lassan szivárgó, lúgosabb pórusvizek SiO_2-tartalmának a szervesanyag-bomlás savanyú pH-t teremtő környezetében történő kiválásával és az ilyen körülmények között feloldódó anyagok távozásával magyarázható. A lúgosság ingadozása okozhatja a karsztos fekvőjű barnakőszenek kovásodását is (31.1231. fejezetrész).

A szerves anyagot helyettesítő, kezdetben gélszerű kovakiválásnak *CT*-opállá, krisztobalittá, végül kvarccá alakulása BÁRDOSSY (1961b) szerint a földtani kor (tehát a betemetődési mélység és hőmérséklet) függvénye. A mecseki felső-perm teljesen kvarc-anyagú fatörzseivel szemben ui. a salgótarjáni, ipolytarnóci, vértessomlyói, sajószentpéteri, budafoki (eggenburgi–kárpáti), s a várpalotai, telkibányai, füzérkomlósi és bujáki (bádeni–szarmata) fatörzsekben a kvarc helyét még kalcedon, krisztobalit, ill. *CT*-opál foglalja el. A hazai kovásodott famaradványok legteljesebb áttekintése VADÁSZtól (1963) származik.

26.92 A TENGERI KOVAKŐZETEK

Tárgyalásukat a jelenkori óceánok kovaiszapjával célszerű kezdeni.

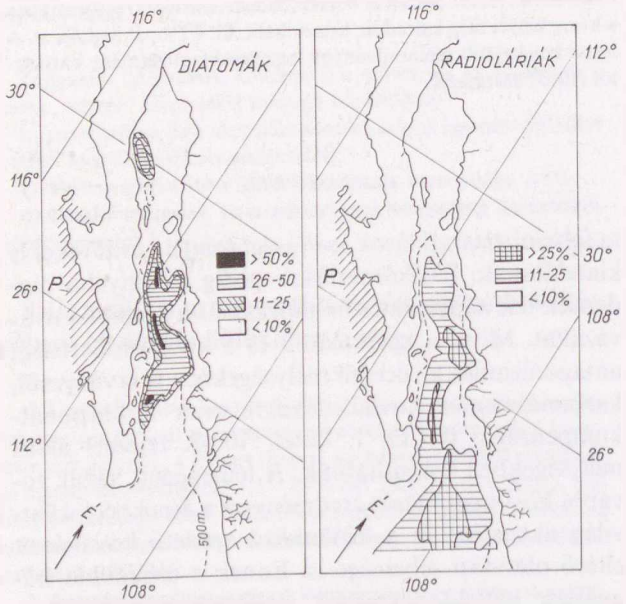
26.921 A negyedkori tengerek kovaiszapja >30% kovavázat és <30% karbonátot tartalmazó, pelágikus üledék, amit uralkodó vázrészei szerint nevezünk diatomás-, radioláriás- vagy kovaszivacsosnak. Az óceánokat szegélyező „kovagyűrű" *(26.5 ábra)* tanúsága szerint a kovavázak a part menti régió ama részein halmozódnak fel leginkább, ahol egyrészt a feláramlások révén elegendő tápanyag jut a melegebb és átvilágítottabb felszíni vizekbe, másrészt a kovavázak sem vesznek el a szárazföldről beáramló törmelékek, ill. a sekélytengerben kiváló karbonátok tömegeiben. Emellett a nagy szélrendszerek irányította felszíni vízáramlások *szélességi irányú kovaöv*eket is kialakítanak; fenékáramlások pedig a mélyebb medencék felé sodorják és halmozzák át a könnyű kovavázakat. Mivel a karbonátok és a kova oldhatósági antagonizmusa az óceáni mélységekben is érvényesül, karbonátmentes kovaüledékekre csak a karbonátkompenzáció (CCD; I. kötet, 10.43. fejezet) alatti mélységekben számíthatunk. A leülepedett vázak további kiválogatódását eredményezi a fenéklakó állatvilág aktivitása és a különböző eredetű kovavázak eltérő oldódási sebessége is. Ennek a csökkenés irányában haladó sorrendje (szilikoflagellátáktól–diatomák–finom vázú radioláriák–durva vázú radioláriák–szivacstűk) továbbélezi a kovavázú tanatocönózisoknak az eredeti biocönózisokkal szembeni különbsége-



26.32 ábra. A jelenkori diatomás iszapok elterjedése és opáltartalma az Ohotszki-tengerben, BEZRUKOV (1960) szerint

Az opáltartalom fokozatai: *1.* >40%. — *2.* 20—40%. — *3.* <20%.

it. Az iszapba temetődött vázak egy részének újraoldódása és anyaguk tengervízbe diffundálása *(26.22 ábra)*, más részének autigén szilikátokká (paligorszkit, szepiolit, zeolit) alakulása vagy tűzkövesedése érthetővé teszi, hogy az idősebb kovaüledékek kovavázakban szegényebbek. Másfelől a legfinomabb szárazföldi, tengeri és kozmikus törmelékekből képződő óceáni iszapoknak s a tengerfenéki magmás működés számos termékének hozzákeveredése módosítja a tiszta kovaüledékek vertikális és horizontális kiterjedését.



26.33 ábra. A diatomák és radioláriák %-os mennyisége a Kaliforniai-öbölnek a helyi szélrendszerek hatása miatt varv-szerűen lemezes üledékeiben, CALVERT (1966a, b) szerint

P: foszforit.

A negyedkori pelágikus kovaiszapok felhalmozódási sebességét BERGER (1974) a Csendes-óceán egyenlítői részén 2—5 mm/1000 évre, az Indiai-óceán antarktikus részén 2—10 mm/1000 évre becsüli.

26.9211 A diatomás iszap főleg az arktikus mélytengerek fenekét borító, szürke vagy sárgás színű, laza és vízzel telített üledék. Kb. 31 millió km²-nyi elterjedésterülete részint az Antarktiszt fogja körül, részint az Alaszkai-öböltől húzódik Észak-Japánig. DOTT (1969) szerint az oligocén/miocén határon létrejött kelet-ázsiai szegélymedencék (Bering-, Ohotszki- és Japán-tenger) innen kezdve máig tartó diatomás üledékképződésében a Csendes-óceántól elválasztó szigetívek részint tufaszórásból eredő, részint zagyáramok közvetítette vulkáni termékei is szerepet játszottak. Ezt a Japán- és a Bering-tenger miocén és pliocén korú, terrigén és vulkanogén turbiditjeinek tömeges és lemezes diatomás üledékeivel való és mélytengeri fúrásokkal megállapított váltakozásai igazolták is (JENKYNS 1978, pp. 335—336).

Emellett a diatoma-tenyészet föllendülése a nitrogén- és foszfátkomplexeket tartalmazó mélyvizeknek a helyi szélrendszerek hatására kialakult feláramlási helyein, tápanyagokban gazdag folyóvizek (pl. a Kongó) torkolatvidékén és egyes fjordokban is tapasztalható.

Az *Ohotszki-tenger* kb. 1,6 millió km²-nyi területének 0,01—2,5 mm/év sebességgel lerakódó kőzetlisztes és agyagos üledékeihez — a medence közepe felé növekvő módon — 9,1—56%-nyi (uralkodóan diatoma-eredetű) opál keveredik. BEZRUKOV (1960) szerint ui. az uralkodó szelek által a Csendes-óceánba hajtott felszíni vizeket az óceán SiO_2-ban gazdagabb mélyvizeinek be- és feláramlása pótolja. A feláramlási helyek dús diatomatenyészete nemcsak a felszíni vizek fertilitását, hanem ezen keresztül az alattuk lévő fenékiszap diatomatartalmát is megemeli *(26.32 ábra)*.

Igen hasonló ehhez az Észak-Amerika Ny-i oldalán születőben lévő, fiatal óceánként felfogható *Kaliforniai-öböl* diatoma (és radiolária) iszapjának keletkezésére a CALVERT (1966a, b) által fölvetett és LISITZIN (1971) által is megerősített elképzelés. Eszerint az öböl vizének a helyi szélrendszer hatására létrejött, s a Csendes-óceánból állandó SiO_2-utánpótlást biztosító feláramlásai az 500 m alatti mélységek iszapjában tekintélyes (26%, sőt helyenként 50% feletti) diatomatartalmat hoznak létre *(26.33 ábra)*. Az öböl közepén elhelyezkedő diatomaiszapot a medence 300—1400 m szintkülönbségű lejtőin diatomában, ill. agyagban dús üledéklemezek váltakozása váltja fel. Mivel a diatoma-tenyészet intenzitása egész éven át változatlan marad, az agyagos lemezeket a törmelék-beáramlás évszakos váltakozása hozza létre. Az agyagot elsősorban az öböl K-i oldalán betorkolló folyók hozzák magukkal.

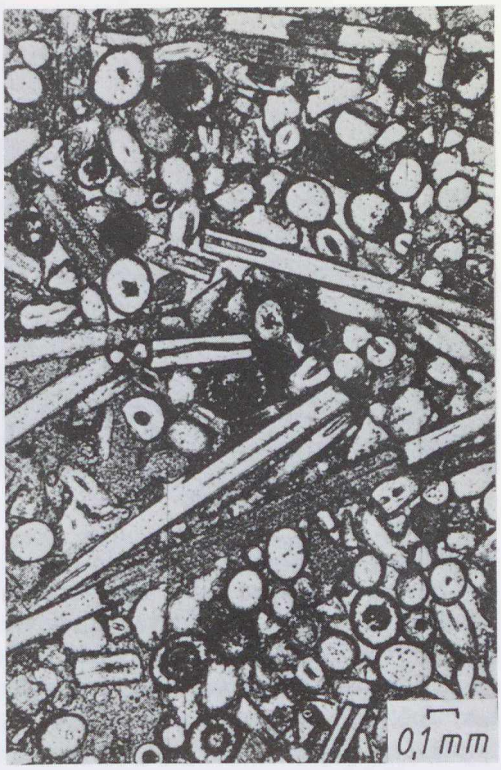
A diatomafajoknak a *Bering-tenger* iszapjában való eloszlását SANCETTA (1983) szerint a negyedkori éghajlatváltozásoknak a hőmérsékletre, a partok lefutására és ezen keresztül az áramlásokra, a selfek megnövekedésére vagy csökkenésére s a folyók szállította tápanyagok mennyiségére gyakorolt hatása alakította ki. Mivel a csökkentsós vízben, a selfen, a kontinentális lejtőn és az abisszikus mélységekben más-más fajok élnek, azok gyakoriságából életterük, a ^{14}C-analízis alapján pedig a bezáró rétegek kora s az éghajlati változások jellege és időrendje is megállapítható.

26.9212 A radioláriás iszap (20)—30—70%-nyi radiolária-vázat tartalmazó, túlnyomórészt vörösbarna színű, jobbára mélytengeri üledék; kisebb vízmélységekben csak ritkán fordul elő. Elterjedési területe (6,9 millió km²) csaknem teljes egészében az Indiai- és a Csendes-óceán egyenlítő körüli részére esik (6,6 millió km²), ezen kívül csak a Karib-tengerben fordul elő. Ennek az az oka, hogy a radioláriák elsősorban a meleg éghajlatú, pelágikus környezetet kedvelik. Különben a radioláriás iszap képződésének feltételei (a nagy plankton-produktivitás, a terrigén anyag háttérbe szorulása, a karbonátkompenzációs szint helyzete, valamint tér- és időbeli változásai, a már lerakódott vázak újraoldódása) a diatomás iszapéval azonosak.

26.9213 A szivacstűs iszap a jelenkor tengereinek hemipelágikus üledékeiben is ritka jelenség. 20—50%-nyi kovaszivacstű FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) szerint idáig csak a Kerguelen- és a Fülöp-szigetek szomszédságának, valamint az Antarktikus-óceánnak 100—400 m mélységben lévő üledékeiből ismeretes. Néhány %-nyi kovaszivacs-maradvány azonban csaknem minden recens tengeri üledékben található.

26.922 A negyedkor előtti tengerek kovaüledékei közül a legfiatalabbakat inkább csak nagyobb szilárdságuk különbözteti meg a recens kovaiszapoktól. Finom szemcsézetük, porozitásuk és uralkodó ősmaradványaik alapján tiszta típusaik tengeri *diatoma-* és *radiolária-föld*nek, ill. *porózus szpikulit*nak nevezhetők. Az ezekből leszármaztatható mindazon „tiszta" kovaüledékek pedig, amelyeket SiO_2-ásványaik előrehaladottabb diagenetikus átalakulása, szövetük tömörsége és anyaguk nagyfokú szilárdsága jellemez, anélkül, hogy biomorf jellegüket elvesztették volna, *tengeri diatomit*nak, *radiolarit*nak és *tengeri spongiolit*nak vagy *szpikulit*nak, az abiomorf (vagy azzá vált) kovaüledékek pedig *réteges tűzkő*nek minősíthetők *(26.23/b ábra)*.

26.9221 A tengeri diatomaföld legnagyobb, >300 m vastagságú előfordulása a kaliforniai, alsó-miocén–alsó-pliocén korú Monterey Formáció felső részében van, ahol arkóza-, riolittufa- és foszfátos agyagkőbetelepülések tarkítják. Andezittufával, gipszlencsés agyag- és mészmárga-rétegekkel váltakozó, 60—70 m vastagságú, miocén korú tengeri diatomaföld-előfordulások ismeretesek Algériában, Olaszország D-i részén és a Kaukázusban. Kalcedonnak és kriptokristályos kvarcnak az opálos diatomaföld pórusaiban való kicsapódásával képződött diatomitokat a Monterey Formáción kívül a Kárpátok paleogén fliséből említenek (FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970). KOIZUMI (1983) a planktontenyészetnek azt a föllendülését, amely a Japán Ny-i partjainak „zöld tufá"-ira települt, középső–felső-miocén korú diatomás üledékeket létrehozta, hideg és meleg áramlásoknak az 500—1500 m mélységű kontinentális lejtő feletti találkozásával magyarázza.

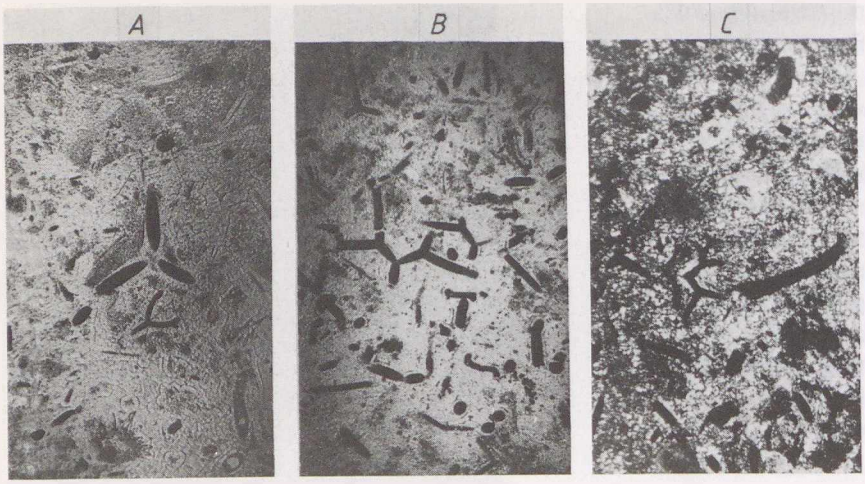


26.34 ábra. Szpikulit, amely részben még opálból áll. — Landénien. — Beauchavesnes, ÉNy-Franciaország. — FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970, p. 492) nyomán

26.9222 A radiolária-föld különböző tengermélységekből származó, porózus előfordulásait Kuba, Barbados és Közép-Kalifornia paleogén üledékeiből mutatták ki.

26.9223 A szpikulit tiszta formái a régebbi korok tengeri üledékeiben is ritkák. A diagenezis kezdeti fokán álló, helyenként több tucat m vastagságú, porózus szpikulitokat ismertet DAVID (1950) a nyugat-ausztráliai, CAYEUX (1929) a belga és a francia paleogénből *(26.34 ábra)*, GEYER (1962) a Regensburg körüli krétából. A texasi felső-karbon hasonló, de jóval kisebb vastagságú szpikulitját DAMON (1946) a mészkő $CaCO_3$-tartalmának kioldódásából származtatja.

Az erősebb diagenezisen átment, már a devon óta ismert, de általában kis vastagságú szpikulitok (spongiolitok) *vagy* karbonátos üledékekhez, *vagy* — gyakran glaukonitos — durva aleuritokhoz kapcsolódnak.



26.35 ábra. Szivacstűs tűzkőminták vékonycsiszolati képe. — Foto: KONDA JÓZSEF

A—B: Lókúti-domb. — Carixi emelet. — 1 N, 23 ×. — Számos szivacstű belsejét a képen feketének látszó limonit tölti ki.

C: Lókúti-domb. — Szinemuri emelet. — 2 N, 53 ×. — A kovaszivacstűk belsejét és egyes kalcitos bioklasztokat a kitöltő, ill. átitató limonit feketére festi. A kalcitos vázelemek egy része diagenetikusan átkovásodott.

Tulajdonképpen az eredetileg opál-anyagú szivacstűk egy részének üledéken belüli oldatba kerülésével és kalcedon vagy kvarc alakban való újrakiválásával cementált (CAROZZI 1960 szerint „fokozatos érésen átment") szürke–fekete (csak ritkán vörös színű), többkevesebb radioláriát is tartalmazó tűzkövek. Réteges formáik és a sekélyvízi fekvő közötti átmenetben pelágikus mészkövek és agyagkövek is megfigyelhetők. A tűzkő karbonáttartalma fölfelé csökken, a radioláriák részaránya pedig emelkedik (MURCHEY *et al.* 1983). — A hazai példák közül a Dunántúli-középhegység alsó-karni Füredi Mészkövének, a Hajmáskér–Öskü térségében efelett települő dolomitnak, a liász korú Isztiméri Mészkőnek, az alsó-krétabeli Tatai Mészkő lókúti, a felső-krétabeli Ugodi Mészkő Tevel-hegyi előfordulásainak a tűzkőgumói a legismertebbek. A szpikulitokat általában sekélyvízi eredetűeknek tartják; rendszeres vizsgálatuk azonban még sok meglepetéssel szolgálhat.

26.9224 A tűzkő fogalma és fajtái. Tűzkő („szarukő") alatt olyan, tömör, tompa- vagy félig üvegfényű üledékes kőzetet értünk, amely több-kevesebb *CT*-, ill. *C*-opál, kalcedon, agyag- és karbonátásvány mellett uralkodóan a kova 30 μm átmérőjű mikrokristályainak szövedékéből áll *(26.35 ábra)*. Rideg, olykor igen szívós; törése szilánkos vagy kagylós; keménysége csak valamivel kisebb 7-nél. Elsődleges porozitása < 10%. A tömör tűzkövek törési felületének SEM-felvételein szorosan csatlakozó kristályok, a likacsos fajtákén apró üregecskék láthatók. A tűzkő SiO_2-tartalma általában 88—98%. *Szövete* grano- és porfiroblasztos, porfiros vagy szferolitos. *Színét* nemkovás alkotói határozzák meg. Tiszta változatai fehé-



26.36 ábra. Tűzkőlencsék a Tatai Mészkő Formációban. — Sümeg, Várhegy. — Apti emelet. — Foto: HAAS JÁNOS

rek; szerves anyag és finom eloszlású pirit azonban szürkésre vagy feketére festheti. Piszkosfehér és barnássárga színét kalcit, dolomit vagy sziderit, ibolyás színét mangántartalom okozza. Vörös színe Fe_2O_3-tól, zöld színe FeO-tól ered.

Összetétel és diagenezis szempontjából, ill. *ősmaradvány-tartalmuk* szerint a tűzkövek a megfelelő (opálos, kalcedonos, kvarcos, karbonátos, agyagos, tufitos, ill. a diatomás, radiolináriás, szivacstűs) jelzők hozzáillesztésével jellemezhetők. *Megjelenési módjuk szerint pedig kétfélék:* gumósak és rétegesek.

(1) *A gumós tűzkő* a rétegzéssel nagyjából párhuzamosan sorakozó, mm–m közötti átmérőjű, szabálytalan alakú, többnyire szerkezet nélküli, de néha kövületes gumókat, lencséket, zsinórokat alkot más, főként karbonátos (ritkábban homokos, pélites vagy tufitos) kőzetekben *(26.36, 26.37 ábra)*. E gumók keménységük, kisebb oldhatóságuk és elütő színük következtében többnyire feltűnő módon különülnek el a befogadó kőzet törési vagy mállási felületén.

(2) Az agyagos–finom kőzetlisztes, tufitos vagy vasas kőzetek közé iktatódó *réteges tűzkő* agyagpala- vagy szideritcsíkokkal elválasztott, 3—5 cm vastagságú, sík vagy kissé hullámos rétegei ellenben gyakran több tíz, sőt több száz m vastagságú és nagy horizontális kiterjedésű, önálló formációkat alkotnak (PETTIJOHN 1975; *26.38 ábra*).

Bár a diagenezis foka alapján minden tűzkő másodlagos (vagy legalább is vegyes) eredetű, a két tűzkőfajta keletkezésmódja között — a lehetséges átmenetek ellenére is — lényeges különbség van. *A gumós tűzkövek* többsége ui. a körülvevő kőzet (mészkő, dolomit, homokkő stb.) szórt SiO_2-tartalmának *utólagos* koncentrálódása és karbonátanyagának *részleges helyettesítése és kiszorítása* révén jön létre. *A réteges tűzkövek* túlnyomó része viszont az eredetileg is lepelszerűen lerakódott (bár kisebb mennyiségű karbonáttal, agyaggal, tufittal stb. keveredett) *opálos vázanyag kvarccá való átkristályosodásának az eredménye*. Csupán kisebb részük képződik karbonátrétegek anyagának teljes kiszorításával. Ez a genetikai különbség okozza, hogy a gumós tűzkövek karbonátosabb jellegével szemben *a réteges tűzkövek inkább agyagosak*. Ugyanezen okból a karbonátos környezetben képződött tűzkőgumók általában kvarcból állanak, az agyagos, tufitos, foszfátos üledéksorok (pl. a Monterey Formáció) tűzkövei viszont aránylag hosszú időn át őrzik *CT*-opáltartalmukat *(26.20 ábra)*.

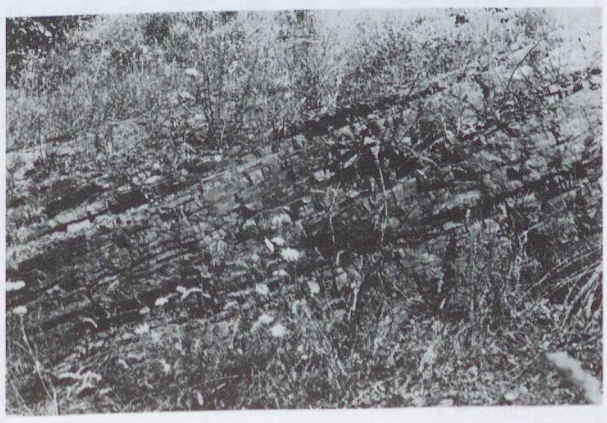
Tény, hogy az idősebb (diagenetizáltabb) diatomitokat, radiolaritokat és szpikulitokat gyakran igen nehéz a szűkebb értelemben vett (abiogén) réteges tűzkőtől és kovapalától elkülöníteni. Ráadásul az üledékképződési körülmények helyi változásai következtében mindezek számos más (főleg pélites, tufás, tufitos, karbonátos, vasas, mangános, foszfátos) üledéktípussal keveredhetnek, azokkal rétegváltakozás vagy oldalas átmenet révén bensőleg összefügghetnek, szinte a végtelenségig növelve az átmeneti kőzetek számát.



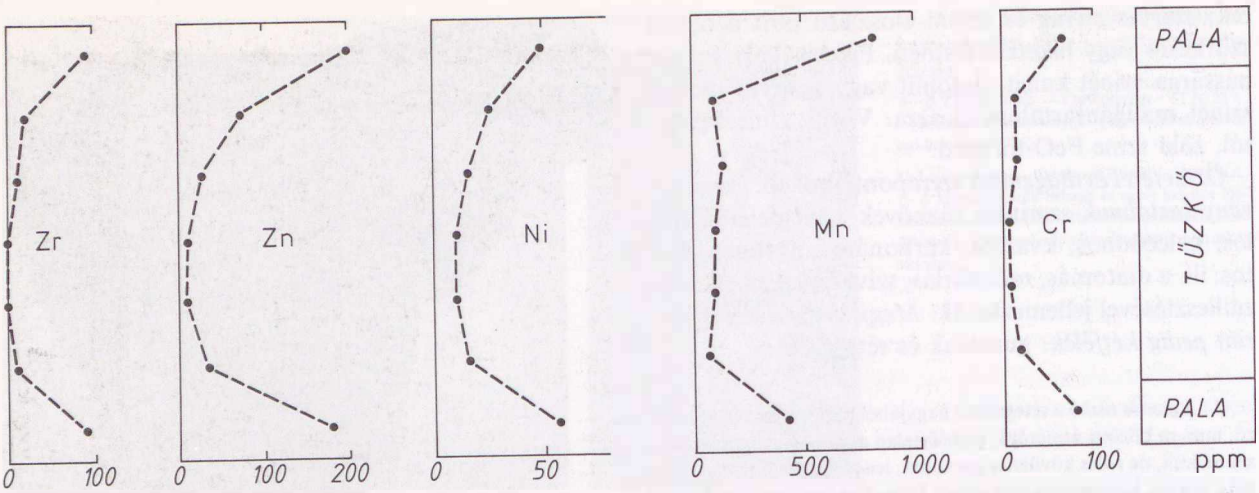
26.37 ábra. Szürke dolomit fehér tűzkőgumóval. — Bükkszentkereszt. — Felsőtárkányi Formáció, felső-triász: nóri emelet. — Foto: BALOGH KÁLMÁN

Nyilván ez az oka, hogy az angol, amerikai és japán geológusok az elsődleges biogén kovaüledékek biomorf változatait is a réteges tűzkövek közé sorolják (PETTIJOHN 1975; IIJIMA *et al.* 1983). Ebben a tűzkő ásvány-kőzettani fogalmának az Európában szokásosnál jóval tágabb értelmezése és az adhéziós és vegyi kovaüledékek, meg a kovakérgek kivételével szinte minden más kovaüledékre való alkalmazása tükröződik. Ezzel szemben az alpi terminológia inkább az ősmaradvány-tartalomra támaszkodik.

Az a terepi geológusoknál előforduló gyakorlat azonban, *amely* — bizonyára az együttes előfordulások lehetősége miatt — *a rétegzett tűzkő mellett minden gumós tűzkövet és kovásodott mész- vagy agyagkövet is radiolaritként hajlandó elkönyvelni, nemcsak petrogenetikailag helytelen, hanem nagy rétegtani tévedések veszélyét is rejti magában.*



26.38 ábra. Vörös radiolarit a Darnó-hegy D-i oldalán, Belsődallapuszta közelében. — Középső-triász. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1958

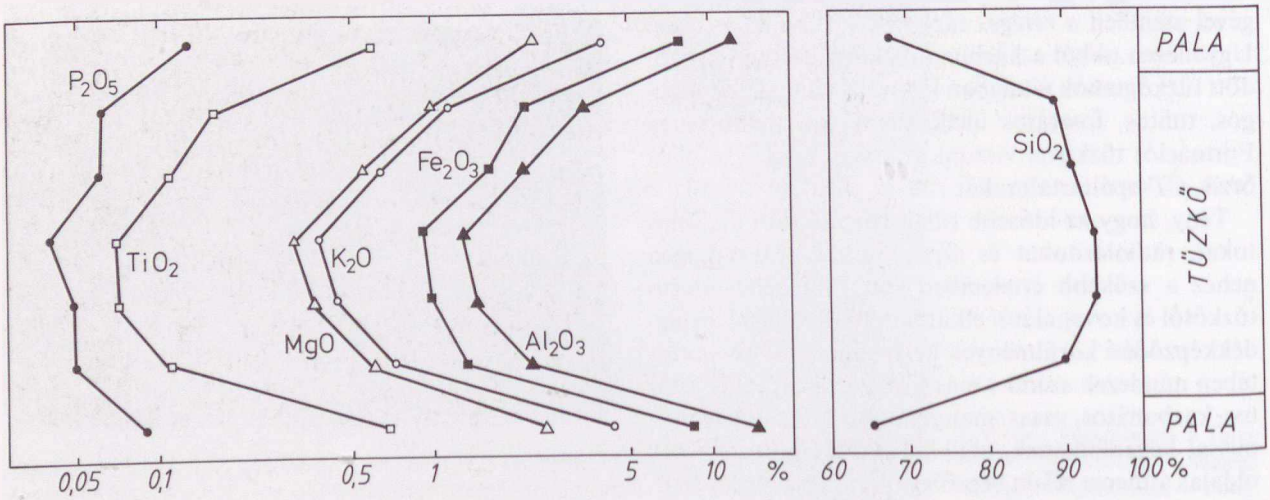


26.39 ábra. Nyomelemek megoszlása egy háromtagú ritmicitást mutató és agyagpala-rétegekkel határolt felső-triász tűzkőrétegben (Mino tartomány, Honshu, Japán). — IIJIMA—UTADA (1983) nyomán

26.92241 A réteges tűzkő biogén formái a kambrium óta minden földtörténeti időszak geoszinklinálisaiból ismeretesek. >40%-nyi kovaváz esetén *radiolarit*nak, ill. *diatomit*nak, 0—40%-nyi kovaváz esetén *radiolináriás* vagy diatomás *tűzkő*nek, ezek hiányában pedig (a rétegzettség foka szerint) réteges, sávos, lemezes tűzkőnek, *tűzkőlaminit*nak nevezhetők. Ezek a Tethys Ny-i részén a középső- és felső-júra, a Tethys közel- és távolkeleti részén a felső-kréta, Észak-Amerikában az alsó- és középső-kréta, Japánban a karbon–alsó-perm, a triász–júra és a miocén, a herciniai, urali és tasmániai geoszinklinális területén viszont főleg a kambro-ordovícium, ill. a szilur–devon idején a leggyakoribbak. Legnagyobb (>3 km) vastagságukat Kelet-Ausztráliában észlelték. Egykori nagy elterjedésüket azonban a képződésük utáni lemeztektonikai mozgások sok helyütt viszonylag keskeny sávokká szűkítették.

E tűzkövek többnyire néhány m és néhányszor 10 m közötti, ritmusos felépítésű összletei olyan, 3—5 cm vastagságú, enyhén hullámos, elágazó vagy sík tűzkőrétegekből állanak, amelyeket vékony kovás agyagpalacsíkok választanak el. Anyaguk kriptokristályos, üvegszerűen tömör, törékeny. GRUNAU (1965) szerint ofiolitokon kívül kovapalákkal, turbidites összletekkel, ritkábban pelágikus mészkövekkel társulnak. Tercier előtti japán előfordulásaikban a radiolináriák, a harmadidőszakiakban a diatomák vannak többségben; a kovaszivacstűk mindig szórványosak. A fiatal tűzkőrétegek közti csíkok finomszemű üveggel kevert, duzzadó vagy nem-duzzadó rétegszilikátokból állanak; ezek az idősebb rétegekben illitté, klorittá és kvarccá alakultak át. A vörös változatok hematitpigmentje olykor zöld színű vasszilikátokká alakult át. A palabetelepülések mindig szegények kovavázakban, nem-kova ásványaik azonban általában a tűzkőrétegekével azonosak.

A külön névvel is ellátott, nagyszámú helyi változat közül tömegénél, ill. elterjedtségénél fogva kettő látszik kiemelésre érdemesnek: (1) *A novakulit* az arkansasi, alabamai és texasi devon–karbon fehér színű, tömör, mikrokristályos alapanyagában pelleteket, szivacstűket, kőzetliszt méretű kvarcszemcséket és a karbonátos kőzetek „madárszem"-eire emlékeztető, kovaanyagú üregkitöltéseket tartalmazó, vastag rétegű, sztilolitos rétegfelületű, de karbonátos köz-



26.40 ábra. Járulékos elemek és a SiO_2 megoszlása a *26.39 ábrán* jelzett felső-triász tűzkőrétegben. — IIJIMA—UTADA (1983) nyomán

betelepülések nélküli, egyes részleteiben termális metamorfózist szenvedett, ~200 m vastag kovaüledéke. (2) *A lidiai kő* (lidit: az aranyművesek próbaköve) paleozói palaösszletek szerves anyagtól fekete színű, tompa bársonyos fényű, túlnyomórészt kvarcból álló, de olykor radioláriákat, diatomákat és szpikulumokat is tartalmazó, vékonyrétegű kovakőzete.

A réteges tűzkő valamennyi változatának közös tulajdonsága a vékony (többnyire agyagos–palás) *közbetelepülések okozta ritmusos felépítés,* ami gyakran mind a SiO_2, mind a járulékos és nyomelemek mennyiségének a megoszlásában is kifejeződik *(26.39* és *26.40 ábra)*. A közbeiktatódó agyag(kő)levelek képződését többen a homogén fenékiszap kovás és agyagos alkotóinak utólagos (diagenetikus) szételegyedésével magyarázták (Davis 1918; Sujkowski 1932). Ez azonban csak akkor volna lehetséges, ha a fenékiszap gél-állapotú lenne; ezt viszont tengeri környezetben még sohasem tapasztalták.

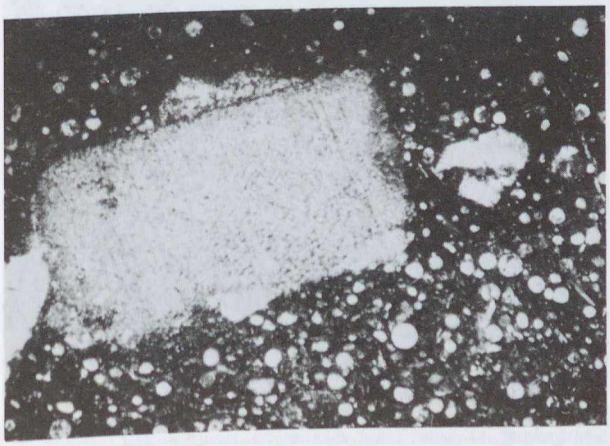
Ezzel szemben Birkenmajer—Gąsiorowski (1961) már 25 évvel ezelőtt azt hangoztatta, hogy a kárpáti szirt öv júra radiolaritjainak lerakódása az állandó, *lassú* „radiolária-eső" és az annak eredményét időnként elnyomó „szuszpenzió-felhők" *gyors* leülepedésének a következménye. Elképzelésüket az agyagos betelepülések számának az egykorú szelvényekben tapasztalt azonossága, az ősmaradványok mennyiségének az agyagos üledékekben észlelt csökkenése, s a tűzkőben kimutatható bentonikus szervezeteknek a palákból való hiányzása indokolja. További ösztönzést jelentett számukra a Keleti-Alpok radiolériás mészköveiből akkortájt kimutatott homokkőbetelepülések zagyárműködésre utaló, osztályozott rétegessége.

Garrison—Fischer (1969) az agyagrészecskék folyamatos hullását föltételezve, a radiolária-lerakódás meg-megszakadásának okát a plankton-produkció ingadozásaiban vélte megtalálni. *Gradált és keresztrétegzés*nek Japán perm és mezozóos radiolaritjaiból történt kimutatása (Imoto—Saito 1973) viszont azt bizonyította, hogy a zagyárak a réteges tűzkő mindkét (kovás és agyagos) összetevőjének kialakulását közvetlenül befolyásolhatják. Ezt követően kutatók egész serege (Garrison 1974; Nisbet—Price 1974; Folk—McBride 1976, 1978; McBride—Folk 1977, 1979; Kwiatkowski 1981; Baltuck 1983; Gursky—Schmidt-Effing 1983; Nakazawa *et al.* 1983; Imoto 1983) mutatott ki igen különböző korú tűzkőrétegekben számos olyan elsődleges üledékképződési jegyet (Bouma-féle *A–B* tagokra emlékeztető gradációt, terhelési zsebeket, áramlási fodrokat és barázdákat, szinszedimentációs breccsákat és más üledékcsuszamlási jelenségeket, kemény kérgeket, ásás- és kúszásnyomokat, meanderező falójáratokat), amelyek élesen elkülönítik azokat a zagy-eredetű agyagos közbetelepülésektől *(26.41—26.43 ábra)*. A tűzkőrétegeknek a pa-

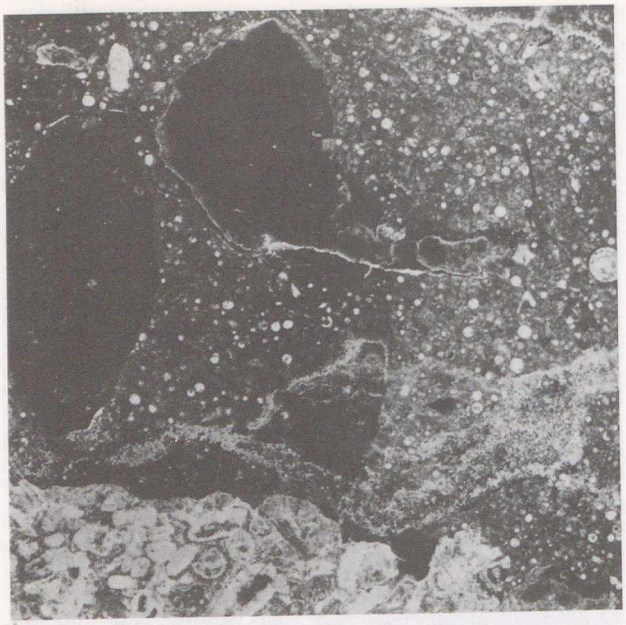


26.41 ábra. Radiolária-vázakkal kitöltött ásásnyom radiolaritban. — Costa Rica: Nicoya Ofiolit összlet (alsó-kréta). — Foto: Gursky és Schmidt-Effing (1983)
Vékonycsiszolat áteső fényben. — 1 N. — A mérce hossza 1 mm.

labetelepülésekéhez képest sokkal nagyobb MnO/Al_2O_3 hányadosa Iijima—Utada (1983) szerint a tűzkő anyagának a paláénál lassúbb felhalmozódását valószínűsíti. Ezért az agyagos betelepülések anyagát több ezer éves időközökben beköszöntő, távoli zagy-,



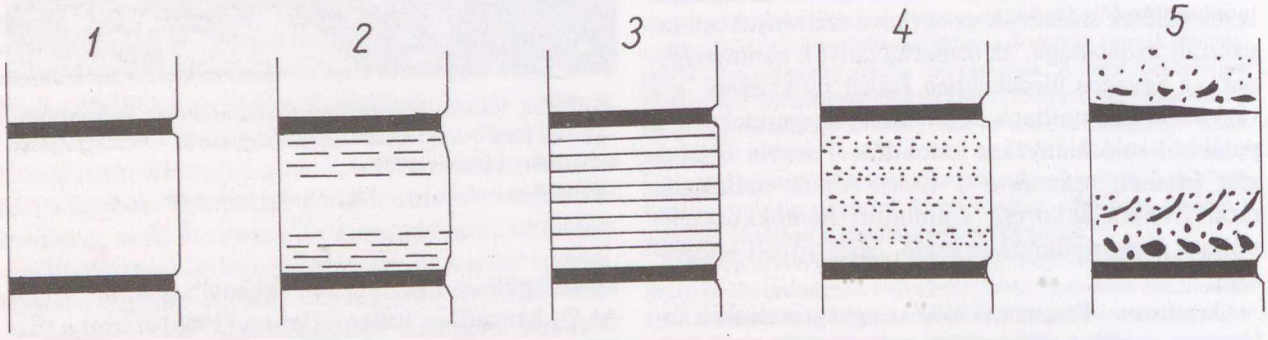
26.42 ábra. Krinoidea-nyéltag és osztályozott rétegesség dogger radiolaritban. — Sümeg: Süt-26. sz. fúrás, 75,0 m. — Haas János gyűjtése. — 24,7 ×



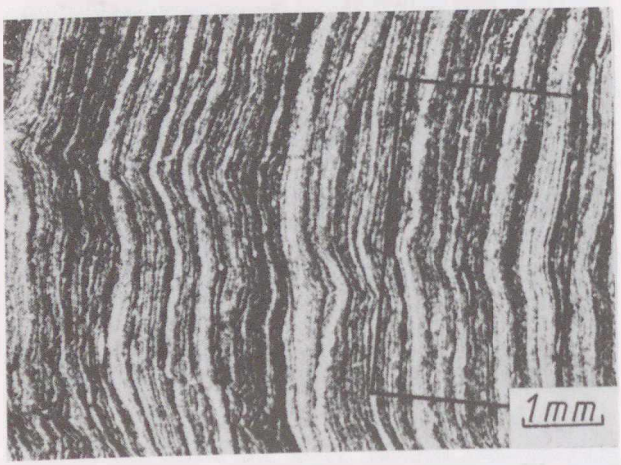
26.43 ábra. Részint átkovásodott, részint mészkő anyagú extraklasztok a Lókúti Radiolaritban. — Dogger. — Sümeg: Süt-26. sz. fúrás, Mogyorós-domb. — HAAS JÁNOS gyűjtése. — 25×

ill. fenékáramlásokból származtatják. Ugyanők a japán tűzkőrétegek 25—64 mm közötti átlagvastagságából azok látszólagos felhalmozódási sebességét 2—34 mm/1000 évre becsülik. [GARRISON (1974) szerint a Keleti-Alpok júra radiolaritjainál ez az érték 0,7—1,0 mm/1000, a texasi paleozóos Caballos novakulitoknál pedig 1,0—5,3 mm/1000 év.] A turbiditeket leginkább jellemző aszimmetrikus ritmusok *(26.44 ábra)* Japánnak csak a harmadidőszaki tűzköveiben fordulnak elő; a pretercier tűzkövek ellenben ettől eltérő (egy- vagy háromrétegű, lemezes, ill. szalagos) szerkezetűek *(26.44 ábra)*.

LOWE (1976) Arkansas és Oklahoma devon korú Novaculite Formációjának alsó részéből, YOSHIDA (1983) pedig Japán számos paleozóos, júra és tercier szelvényéből agyagkő és radioláriás tűzkő 0,3 és néhány mm, ill. 0,002—1 mm közötti vastagságú lemezeinek olyan váltakozását mutatta ki, amit korábban tévesen fillitnek, pélites palának vagy kovás agyagkőnek minősítettek *(26.45* és *26.46 ábra)*. E tűzkő-laminitek keletkezését YOSHIDA (1983) az Adriai-tengerből, az Adeni- és Kaliforniai-öbölből vett jelenkori analógiák alapján félig-zárt medencék törmelékanyaga, ill. planktonszervezetei lerakódásának *évszakos áramlások okozta ingadozásával*, fenn-



26.44 ábra. A ritmicitás öt különböző típusa japán réteges tűzkőformációkban. — IIJIMA—UTADA (1983) nyomán



26.45 ábra. Tűzkő-laminit vékonycsiszolata áteső fényben a paleogén korú Kobotoke Csoportból, Yamanashi környékéről (Japán). — Foto: YOSHIDA (1983)

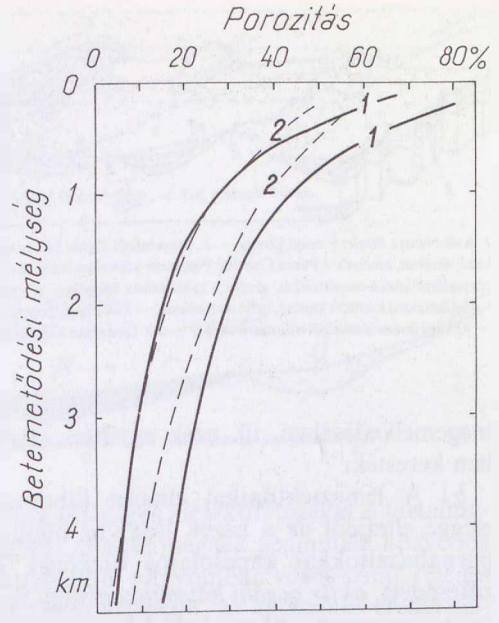
A világos csíkok anyaga mikro- vagy kriptokristályos kvarc. A fekete csíkoké főként szericit.

maradásukat a bioturbáció hiányával, tágulási hasadékokkal is átszelt részleteik cm nagyságrendű gyüredezettségét pedig 20°-osnál enyhébb lejtőn való *üledékcsúszással* magyarázza.

A réteges tűzkövek (radiolaritok) szövetét és szerkezetét befolyásoló *diagenetikus folyamatok* közül az eleinte 70—80%-os porozitás 15—20%-osra való, előbb lassú, 1200 m-nél vastagabb üledéktakaró alatt azonban gyors csökkenését okozó tömörödésnek *(26.47 ábra)* és nyomásos oldódásnak (mikrosztilolit-képződésnek) van a legnagyobb szerepe. Ennek következtében a „radioláriás packstone"-ok sugaras-szálas kalcedonnal vagy drúzás kvarccal kitöltődött, ill. helyettesített kovavázait — amelyeket, azok közvetlen érintkezése mellett, gyakran nagyság szerinti osztályozódás is jellemez — olykor nagy Fe-, K- és Al-tartalmú bevonatok veszik körül, vagy csonkítják meg. A különböző színű vagy szövetű, éles vagy elmosódott határú szalagokból álló tűzkőrétegek *(26.48 ábra)* keletkezése BALTUCK (1983) szerint vagy az erede-

tileg egységes kőzet sávokban történt átkristályosodásával, vagy különböző szövetű tűzkőrétegek nyomási oldódásos összeolvadásával magyarázható. A nem-kovás alkotók (Fe_2O_3, Al_2O_3) és a SiO_2 mennyiségének éles határ nélküli változásával palás agyagkőbe átmenő tűzkövek képződéséért pedig szerinte az agyagtartalom elsődleges változásainak a nyomási oldódás és a mállás következtében történt további kiemelődése tehető felelőssé.

26.92242 A réteges tűzkő és radiolarit képződési környezete. *a)* A mélytengeri eredetre vonatkozó elképzelés különféle változatainak mindegyike a jelenkori óceánok radioláriás iszapjának a karbonátkompenzáció *mai* átlagos szintjénél (4500 m) nagyobb mélységben való elhelyezkedésén alapul. Megerősíteni látszott ezt az az először a Tethys középső és K-i részén (STEINMANN 1905, 1927), később a cirkumpacifikus hegységrendszerben — Japántól Alaszkán, Kalifornián (Franciscan Formáció) Costa Ricáig (Nicoya összlet) — is felismert tény, hogy számos — különböző korú — rétegzett radioláriás tűzkő közvetlenül az óceáni kéreg bázisos és ultrabázisos kőzeteivel azonosított ofiolit-összletekre települ, vagy azokkal váltakozik (HEIN—KARL 1983; HEIN *et al.* 1983). Ebből kiindulva, egyes kutatók az ilyen tűzköveket a tengeralatti magmás működéshez közvetlenül vagy mállás útján kapcsolódó kovás oldatok anorganikus csapadékává kívánták nyilvánítani. Mások a vulkáni működésnek, ill. a (tengeri vagy kontinentális eredetű) vulkáni tufák vízalatti mállásának a kovavázú szervezetek elszaporodására és maradványaik fennmaradására gyakorolt kedvező hatását hangsúlyozták. Ismét mások abisszikusnál kisebb mélységű tűzkőképződést is lehetségesnek tartottak; ennek feltételét azonban a mélytengeri vulkanizmusnak a kalcitkompenzáció mélységét csökkentő hatásában, a tengervíz kovatartalmának a beléhullott vagy belésodort vulkáni tufák halmirolitikus bomlásával történt



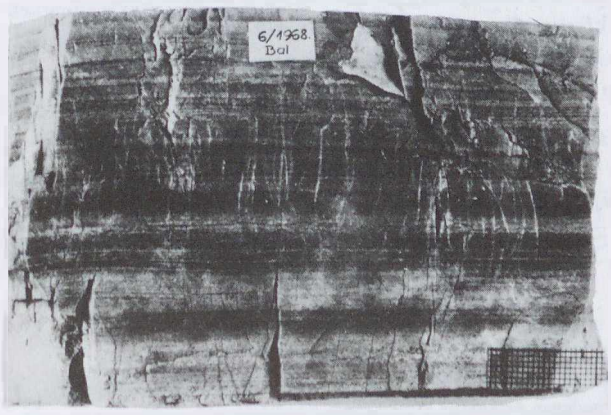
26.47 ábra. Neogén korú tengeri kovaüledékek *(1)* és kőzetlisztes agyagkövek *(2)* porozitásának csökkenése a betemetődési mélység függvényében IIJIMA—UTADA (1983) szerint

A porozitást a karbonátos konkréciókon meghajlott réteglemezek viszonylagos vastagságcsökkenése alapján becsülték.

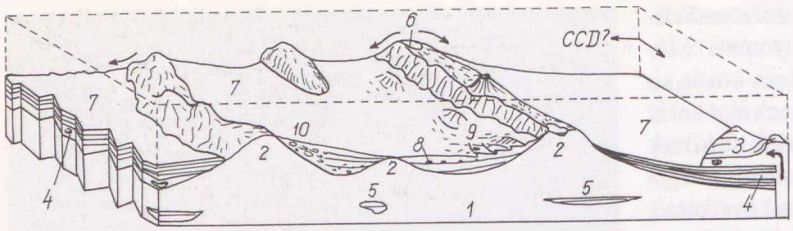


26.46 ábra. Meggyűrt tűzkő-laminit vékonycsiszolata áteső fényben, a sötétebb (agyagosabb) lemezekben ferde klivázsokkal. — Sambagawa—Chichibu terület, Shizuoka (Japán). — Foto: YOSHIDA (1983)

A világos csíkok anyaga mikrokristályos kvarc, a bennük látható vékony csíkoké szericit. A szögletes, fekete foltok anyaga pirit.



26.48 ábra. Vékonysávos, radioláriás tűzkőréteg. — Buchensteini Formáció, ladin emelet. — Balaton-felvidék: a Bocsár-hegy Ny-i végén létesített kutatóárokból. — SZABÓ IMRE és BALOGH KÁLMÁN gyűjtése. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

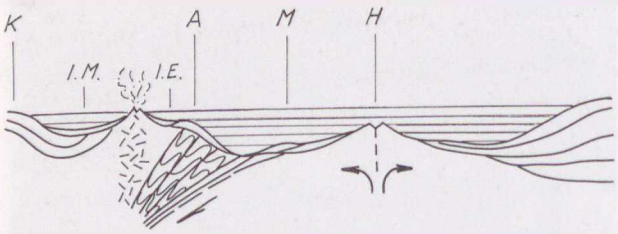


1. Alsó Nicoya összlet (óceáni kéreg). — *2.* Tengeralatti táguló hátság (spreading ridge). — *3.* A Felső Nicoya összlet bazaltömlései, amelyek a Punta Conchal Formáció közvetlen fedőjében tűzkő-xenolitokat tartalmaznak. — *4.* Bazalt telepteléreк tűzkő-xenolitokkal, részint a radiolaritok feküjében, részint azokba belenyomulva. — *5.* Tűzkőlencsék. — *6.* Üledékkel kitöltött kicsiny, helyi mélyedések. — *7.* A Punta Conchal Formáció radiolaritjai. — *8.* Mangángumók. — *9.* Üledékcsuszamlásból származó redők. — *10.* Lencsésen kiékelődő csuszamlási kőzettestek.

26.49 ábra. A réteges tűzkőképződés környezeti modellje, GURSKY és SCHMIDT-EFFING (1983) nyomán

megemelkedésében, ill. ezek együttes érvényesülésében keresték.

b) A lemeztektonikai elmélet kibontakozásával eléggé elterjedt az a nézet, hogy az ofiolitokkal, ill. párnabazaltokkal kapcsolatos tűzkövek az erősen riftesedett, *aktív óceáni hátságokon* vagy bazaltos aljzatú *„sea-mount"*-okon, azok nyugalmi időszakaiban (MURCHEY *et al.* 1983), ill. a velük szomszédos, *bazaltos kérgű mélymedencék*ben ülepedtek le, amelyek oldalain az üledékcsuszamlás, turbiditképződés és üledékáthalmozódás lehetősége is fennállott (NISBET—PRICE 1974; GARRISON 1974; OGAWA *et al.* 1983; GURSKY és SCHMIDT-EFFING 1983; *26.49 ábra*). Ugyanakkor a bazaltra települt, de savanyú vulkáni breccsával és tufával váltakozó, olykor kövületes mészkőolisztosztrómokat is tartalmazó, vagy pelágikus mészkővel váltakozó és abba átmenő, zöldes árnyalatú, kovavázakban dús, tufás tűzköveket Észak-Amerikában az *ív-mögötti medencék* vagy *az óceáni lemez szigetívvel szomszédos része lejtőüledékének* minősítik. A terrigén törmelékkel váltakozó, kőzetlisztes és meszes, kovaszivacsos tűzköveket a *kontinentális szegély* tengeri üledékeiként értékelik. A fekete agyagkővel, kovás grauvakkával, bazalttufával és kevés párnabazalttal váltakozó, tektonikusan erősen igénybevett melange-tűzkövet pedig az utóbbiak és a parttávoli fáciesek közti, *tektonikailag és vulkánikusan is aktív tengerrészek*ből származtatják (MURCHEY *et al.* 1983).

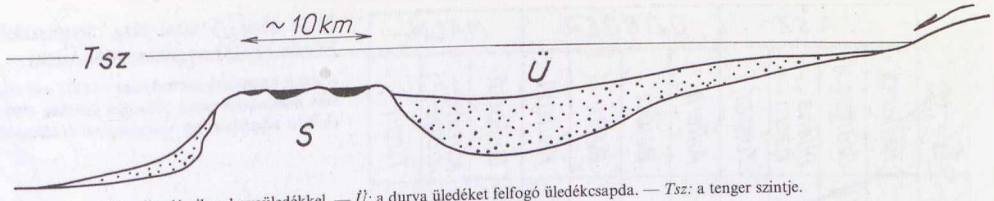


26.50 ábra. Az aktív óceánközépi hátsághoz csatlakozó mélytengeri medence pelágikus kovaiszapja a reá települő egyéb pelágikus üledékkel együtt alábukva a kontinensperemi gyűrt hegység „akkréciós hasáb"-jának részévé válik. — Vázlat SIEVER (1983) nyomán.

H: riftesedett óceáni hátság. — *M:* mélytengeri kovaüledék. — *A:* akkréciós hasáb. — *K:* kontinens. — *I. E.:* ív-előtti medence. — *I. M.:* ív-mögötti medence.

A különböző tűzkőfáciesek egyazon képződménycsoporton belüli fellépésének legszebb példáját a kaliforniai Franciscan-csoport júra–kréta összletének ofiolitokkal, párnabazalttal, ill. homokkővel váltakozó, valamint melange-tűzkövei nyújtják. — *Időbelileg: ofiolitokhoz kapcsolódó tűzkő* a Kordillerák területén minden földtani időszakból ismeretes. A *tűzkő párnabazalttal* főként a mezozóikum idején, *savanyú vulkanitokkal* főleg a triászban és azt megelőzően, durvább törmelékkel a paleozóikumban és a mezozóikum felső részében társult. A *melange-tűzkő* társulások zöme a késő-mezozóos tektonizmushoz kapcsolódik. Fölteszik, hogy az óceáni kérgen nyugvó réteges tűzkövek ofiolitos aljzatuk darabjaival együtt, az óceánperemi szubdukció ellenhatásaként bekövetkező obdukció során váltak a kontinensperemi hegységek részeivé *(26.50 ábra)*.

c) Az utóbbi években egyre nyilvánvalóbbá vált, hogy a múltbeli réteges tűzkövek képződési mélységét nem vagy nem mindig lehet a mai óceáni mélységek szerint megítélni. A Mélytengeri Mélyfúrási Terv (DSDP) eddigi eredményei szerint ui. a Csendes-óceán hátságainak és mélymedencéinek toleiites bazalton vagy erősen elváltozott trachiton nyugvó, s a krétától a jelenkorig terjedő, helyenként több száz m vastag, változatos összetételű (mélytengeri iszapból, krétakőzetből, pelágikus mészkőből, vulkáni tufából álló) rétegsora csak igen kevés (mindössze 2%-nyi) tűzkövet tartalmaz. Ráadásul *ennek a mészkő- és krétarétegekben* vagy azok felett *gumókat és lencséket alkotó tűzkőnek a megjelenési formája lényegesen különbözik a közép- és észak-amerikai orogén öv ofiolitokkal társult, ritmusosan rétegzett radiolináris tűzköveitől* (HEIN—KARL 1983). Fokozza a különbségeket, hogy a rétegzett tűzkövek járulékos és nyomelemeinek (Fe, Mn, Cu, Ni) gyakorisága lényegesen kisebb, mint a nyílt óceán pelágikus agyagjáé és radioláriás iszapjáé. Ezenkívül IIJIMA—UTADA (1983) Japán réteges tűzköveinek — friss üledékre átszámítva legalább 10 mm/1000 évnyi — „valódi" ülepedési sebességét a jelenkori mélytengeri iszapokénál jóval nagyobbnak találták. Ugyanők a Chichibu miogeoszinklinális triász korú tűzköveinek kicsiny pozitív *Ce*-anomáliáját a tengervíz édesvízzel való keveredésének tulajdonítják, annyival inkább, mert ez az üledéksor kőszénréteget is tartalmaz. Ezért IIJIMA—UTADA (1983), IMOTO (1983) és SANO (1983) is úgy véli, hogy *a réteges tűzkőképződés*



26.51 ábra. A kontinentális lejtő mafikus vulkanizmus által vagy tektonikusan kiemelt magaslatán folyó kovaüledék-képződés vázlata IIJIMA—UTADA (1983) nyomán, módosítva

S: „sea-mount", mélyedéseiben kovaüledékkel. — *Ü:* a durva üledéket felfogó üledékcsapda. — *Tsz:* a tenger szintje.



26.52 ábra. Szegélytenger küszöbök védelmezte parttávoli részében folyó kovaüledék-képződés vázlata IIJIMA—UTADA (1983) nyomán

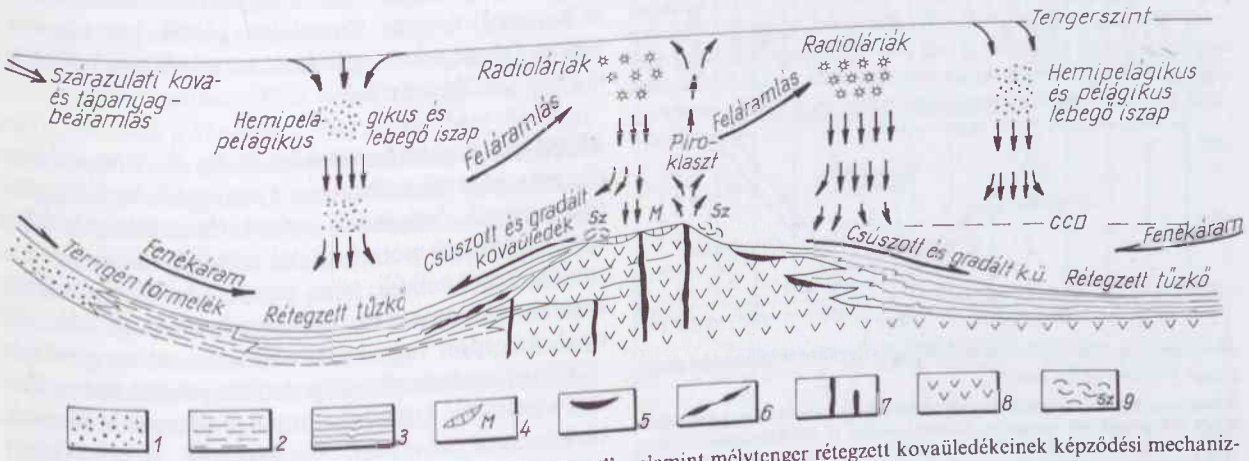
Sz: sziget, félsziget, szigetív. — *Ü:* üledékcsapda, durvább törmelékkel. — *M:* mélymedence kovaüledékkel.

legfontosabb feltételei (a nagy kovaváz-termelődés, a durva törmelékek és a karbonátok hiánya, az időszakos pélitbeáramlás, továbbá a mindezt biztosító körülmények millió és tízmillió évekig tartó állandósága) *kisebb vízmélység mellett is megvalósulhattak.* A Japán területén található réteges tűzkövek képződési helyét tehát vagy:

(1) olyan, lapos tetejű „sea-mount"-ok mélyedéseiben jelölik ki, amelyek részint tektonikusan, részint az óceáni riftektől távoli bazaltvulkanizmus révén kerültek környezetüknél magasabb helyzetbe, vagy

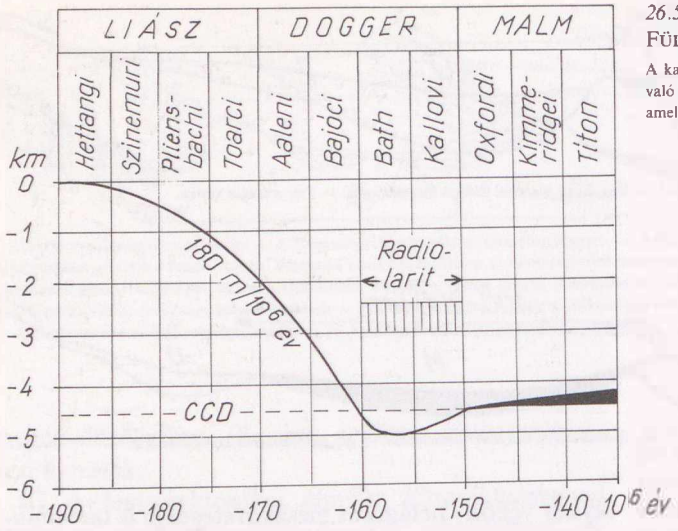
(2) a kontinensperemi (ívmögötti és ívközi) medencék olyan viszonylag mélyebb — *„éhező"* — részeiben látják, amelyeket a terrigén törmelék nagy arányú beáramlásaitól küszöbbel határolt, partmenti üledékcsapdák *(26.51 ábra)* védenek meg, ill. a kontinensről annak felépítése és/vagy a nagy parttávolság miatt kapnak kevés terrigén anyagot *(26.52* és *26.53 ábra)*.

d) Nem meglepő tehát, hogy abban a sok évtizedes vitában, amely az alp–kárpáti (köztük a középhegységi és mecseki) júra pelágikus mészkövek közé települt, olykor vékony pelágikus mészkőrétegeket is tartalmazó, de magmás tevékenységnek semmiféle közvetlen nyomát nem mutató, túlnyomóan vörös színű, réteges radiolaritjai fölött kialakult, az abisszikus eredet túlzottan aktualista szemléletű hívei *(26.54 ábra)* visszavonulásra kényszerültek. HALLAM (1971) és FÜLÖP (1975) nyomán nálunk HAAS (1976) fejtette ki, hogy a karbonátkompenzáció mélységének a mai tengerekben tapasztalt alakulása oly sok — térben és időben változó — tényezőtől függ, hogy lehetetlen annak átlagértékét régmúlt időszakokra visszavetíteni. A kovavázú plankton leülepedésének korábbi zavartalanságát a karbonátos mikroplankton felső-júra–alsó-krétabeli, robbanásszerű evolúciója szüntette meg. Az óceánok mai kova/mész-háztartásának mélységi paraméterei tehát ennél idősebb üledékekre már nem alkalmazhatók. Azzal minden kutató egyetért, hogy a pelágikus mészkőből fokozatosan kifejlődő, alján még sok meszes meroplanktoni vázat (*Bositrá*kat) tartalmazó, tetején pedig bositrás márgával váltakozó, majd pelágikus mészkővel lefedett, 50—150 m vastagságú, fel-



26.53 ábra. Kontinensperemi szegélymedence, vulkáni „sea-mount", valamint mélytenger rétegzett kovaüledékeinek képződési mechanizmusa IMOTO (1983) nyomán, vázlatosan

1. Homokkő. — *2.* Agyagpala. — *3.* Rétegzett tűzkő. — *4.* Hemipelágikus és pelágikus mészkő. — *5.* Közvetlen jáspiskicsapódás és kis méretű vas–mangánlerakódás. — *6.* Rétegzetlen tűzkő és mangánérc. — *7.* A tenger alatti bázisos vulkanizmus, hidrotermák és exhalációk tápcsatornái, amelyek tápanyagokban, SiO_2-ben és Mn-ban való gazdagságuk révén megváltoztatják a tengervíz összetételét. — *8.* Zöldkő. — *9.* Kovaszivacstűk.



26.54 ábra. A tatai júra rétegösszlet üledékképződési diagramja, FÜLÖP (1975) nyomán, módosítva

A kalcit kompenzációs mélysége *(CCD)* mai átlagértékének (4500 m) a júra időszakra való kiterjesztése olyan süllyedési sebesség (180 m/10^6 év) föltételezését követeli meg, amely a képződmények vastagságával és kifejlődésével nincsen összhangban.

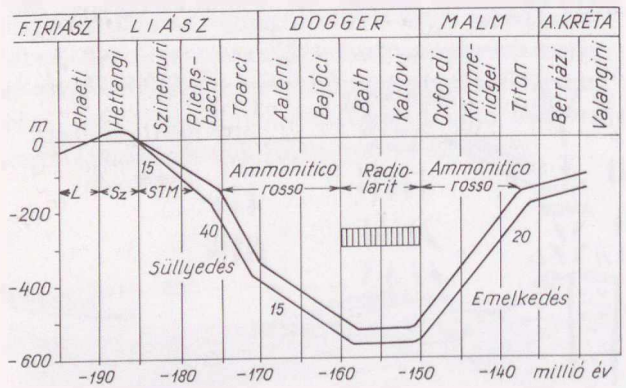
ső-dogger radiolaritjaink az ülepítő medence kimélyülésének legnagyobb értékét jelzik *(26.55 ábra)*. Ez azonban nem haladhatta meg a 600—800 m-t (FÜLÖP 1975). HAAS *et al.* (1984) szerint a sümegi radiolaritok képződését

(1) a mészvázú pszeudoplanktoni és bentonikus szervezeteknek a radiolariákkal együttes előfordulása *(26.42 ábra)*,

(2) felső-triász–felső-liász korú kőzetek szögletes extraklasztjainak mind a fekvő mészkőben, mind a radiolaritösszletben való jelenléte *(26.43 ábra)*,

(3) a középhegységi júra közismert hézagossága alapján

a triász–liász karbonátplatformnak a liászban megindult, és csak a malm folyamán elhaló riftesedésével lehet kapcsolatba hozni. A szigetként kiemelkedő tömbök lepusztultak, az erősebb vízmozgásnak kitett vízalatti szirteken üledékszünet lépett fel, vagy krinoideák és brachiopodák tenyésztek. A tömbök közötti, viszonylag mély csatornákban és medencékben pedig — a magasabb helyzetű padokról lesodródott törmeléken kívül — főleg pelágikus iszap halmozódott fel (BERNOULLI—JENKYNS 1970, 1974; GALÁCZ—VÖRÖS 1972). Ennek karbonátos jellegét az oldott SiO_2-tartalomnak a távolról besodródott vulkáni termékek halmirolíziséből származó megnövekedése változtathatta meg, lehetővé téve a radiolariák nagyarányú elszaporodását. E modell jelenkori megfelelőjének a riftesedő Kaliforniai-öböl tekinthető (HEATH 1974; *26.33 ábra;* DIERSCHE 1980), ahol a feláramlás mellett a mexikói vulkanizmus hatása is kimutatható. A fő különbséget a „planktonrobbanás" előtti helyzet jelenti. Az alpkárpáti júra radiolaritjait JENKYNS—WINTERER (1982) is transzform törések mentén kialakult, embrionális medencék üledékének tartja *(26.56 ábra)*.



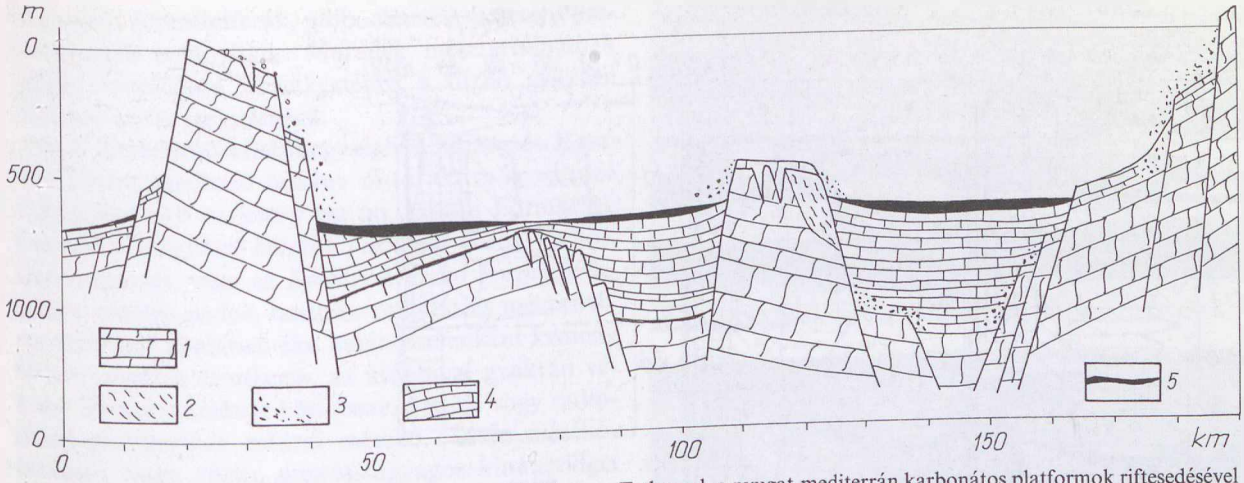
26.55 ábra. A tatai júra–berriázi rétegösszlet üledékképződési diagramja FÜLÖP (1975) szerint

A diagram a triász/liász határon történt kiemelkedést követő alsó- és középső-liász süllyedésnek a képződmények vastagsága, fenéklakó faunája és üledékképződési jelenségei alapján föltételezett értékéből (15 m/10^6 év) indul ki. A radiolarit-képződés hozzávetőleges mélysége 500—600 m közé esik.

Sz: Szárazföld. — *STM:* Sekélytengeri mészkő. — *L:* Lofer-ciklusok. A görbeszakaszok mellé írt számok a dogger közepéig tartó süllyedés, ill. a felső-júrabeli emelkedés sebességértékei m/10^6 években.

26.92243 A gumós tűzkő *(26.36, 26.37 ábra)* mindig más kőzetek (többnyire kovaüledékek, karbonátok, márgák, ritkábban tufitok, homokkövek stb.) igen különböző méretű, alakú és színű, tömör, rendesen szerkezet nélküli, néha azonban kövülettartalmú, kemény zárványa. Ez — valamint anyagának *CT*-opál, kalcedon vagy kvarc alakban való megjelenése — SiO_2-tartalmának poligenetikus jellegét bizonyítja.

TWENHOFEL (1950) szerint a karbonátos kőzetek tűzkőgumói közvetlen tengerfenéki kicsapódásból származnak. Ez azonban a tengervíz SiO_2-re való erős telítetlensége miatt aligha lehetséges. Ehelyett a karbonát SiO_2 általi kiszorítása vált általánosan elfogadottá. Ennek bizonyítékai:



26.56 ábra. A dogger/malm radiolaritok valószínű képződési helye a Tethysnek a nyugat-mediterrán karbonátos platformok riftesedésével kialakult, éhező medencéiben

Vázlat BERNOULLI—JENKYNS (1974) nyomán:

1. Triász—(alsó-liász) karbonát-platform. — *2.* Zátonyperemi üledékek. — *3.* Zátonyok és tengeralatti magaslatok törmelékei. — *4.* Liász–középső-dogger pelágikus mészkövek. — *5.* Radiolarit.

— a tűzkőgumók szabálytalan alakja, azoknak a karbonátos kőzet repedéseiben való folytatódása;

— a tűzkőgumókban levő mészkőreliktumok;

— a karbonátos vázak, vázrészek, ooidok, pizoidok, konkréciók elkovásodása;

— a befogadó kőzet eredeti szövetének és szerkezetének teljes elkovásodás utáni fennmaradása;

— a tűzkőgumók és -zsinórok, valamint a bezáró üledékösszlet közötti szoros kapcsolat;

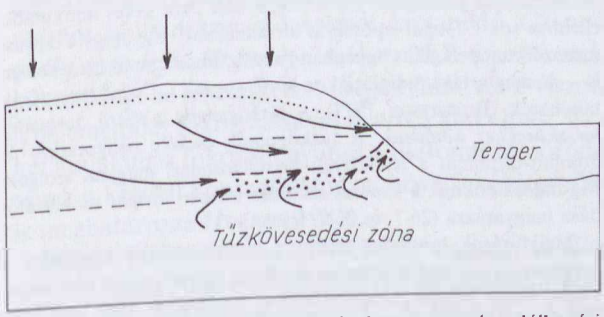
— a karbonátos üledékek tűzkőgumóinak kvarcos jellege, ami csak az eredetileg szórt opálos vázak feloldott anyagának egy-egy kristályosodási mag körüli újrakicsapódásával és későbbi átkristályosodásával magyarázható.

A mészkőnek SiO_2 általi kiszorítása kettejük pH kormányozta oldódási, ill. kicsapódási antagonizmusa és a mésziszap permeabilitása folytán könnyen érthető, reverzíbilis folyamat. Hogy ez sok esetben igen korán, a még nedves mésziszap kiszoruló vizének felfelé távozásával, s a betemetődés okozta horizontális feszültségek kiváltódásával közel egyidejűleg végbemegy, azt azok a HARRIS (1958) megfigyelte tűzkőgumók bizonyítják, amelyek egyes mészkövek száradási poligonjainak *magjában* helyezkednek el. Korai kovakiválást tanúsít a tűzkőben levő ősmaradványok kitűnő megtartása is. Máskor azonban a tűzkőképződés dolomitosodás, sőt mállás utáni, tehát jóval későbbi folyamat. Bár másodlagos jellegük következtében tűzkőgumók a kontinens és a mélytenger közötti fáciesövek mindegyikében föllelhetők, képződésük részletei esetenkénti tanulmányozást igényelnek.

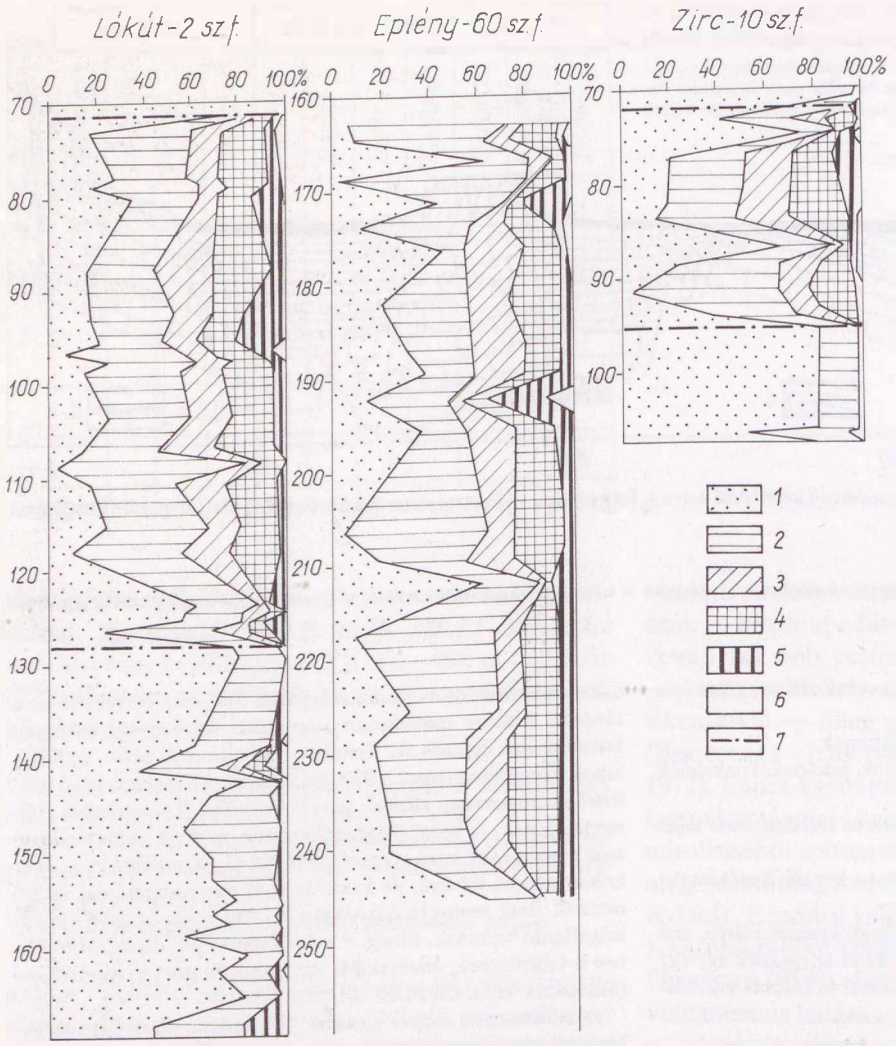
A *szebkhákon* vagy *szemiarid vidékek alkáli-talajaiban* előforduló — jobbára kvarcin vagy lutecit anyagú *(26.2. fejezet)* — kovagumók FOLK—PITTMAN (1971) szerint karbonátos üledékek anhidrit- vagy gipszgumóit helyettesítik, vagy legalábbis SO_4^{2-} ionokat tartalmazó, de nagy pH-jú környezetben fejlődnek ki (WEST 1964). Az ilyenkor egyenként és lassan megjelenő SiO_2-tetraéderekből ui. a ránövési felületre merőlegesen vagy közel merőlegesen megnyúlt kristályszálak épülnek fel. Semleges vagy savanyú pH-n, és SO_4^{2-} ionok hiányában viszont a SiO_2-tetraéderek a felhalmozódási felülettel párhuzamosan elfekvő spirális láncokká (kalcedonittá) polimerizálódnak. A korai diagenetikus szulfátgumók utáni kvarcgumók gyakran sok apró evaporitzárványt, ill. az anhidrit vagy gipsz kristályalakját fölvevő, de kvarc anyagú pszeudomorfózát tartalmaznak. Ezek fontos bizonyítékai a kvarcin és lutecit evaporitokat helyettesítő voltának, hiszen e kalcedonféleségek olyan tűzkövekben is felléphetnek, amelyeknek semmi közük sincs evaporitokhoz (SIEDLECKA 1972; CHOWNS—ELKINS 1974).

A *sekélytengeri meszes üledékek* tűzkőgumói olyan pórusvizekben képződnek, amelyek *CT*-opálra és kvarcra túltelítettek, kalcitra és *A*-opálra azonban telítetlenek. A tűzkő stabilis H- és O-izotópjainak megoszlása azt tanúsítja, hogy ez a föltétel a tenger- és a talajvíz keveredési övében teljesül (KNAUTH—EPSTEIN 1976; KOLODNY *et al.* 1980; *26.57 ábra*).

Bár a tűzkő és a homokkő között sokfajta átmenet ismeretes, a *homokos tűzkő* ritka jelenség. Ilyenek a komlói középső-liász homokkő tűzkőgumói, amelyek a kalcedonos cementanyag helyi koncentrálódásából erednek. — Gyakori ellenben a *savanyú vulkáni tufák elkovásodása*, aminek termékei a biogén tűzkövektől többnyire csak a vulkáni üveg reliktumai alapján különböztethetők meg.



26.57 ábra. A beszivárgó csapadékvíz és a tengervíz találkozási övezetében, a tenger felé előrenyomuló karbonátos üledékekben létrejött tűzképződés vázlata KNAUTH (1979) nyomán



26.58 ábra. A Bakony hegységi júra radiolarit-előfordulások ásványtani összetétele BÁRDOSSY GY. és KONDA J. szerint

1. Kalcit. — *2.* Kvarc. — *3.* Krisztobalit. — *4. CT*-opál. — *5.* Agyagásványok. — *6.* Goethit. — *7.* Képződményhatár.

Kiemelést érdemel a gumós tűzkőfajták közül a dél-angliai és nyugat-európai *pelágikus krétakőzetek* szürke–fekete színű, tömör, sima vagy kagylós törésű, zsírfényű, kriptokristályos kvarcból és kalcedonból álló, szabálytalan alakú tűzköve, az ősember pattintott kőeszközeinek anyagát adó *flint* (SHEPHERD 1972). Az agyagtartalomnak az *A*-opál diagenezisét lassító hatása miatt azonban a montmorillonitban gazdagabb krétarétegek már csak kevés flintgumót, ellenben sok *CT*-opál lepiszférát tartalmaznak. Ugyanígy a ciprusi mezozóikum pelágikus agyagban gazdag, finomszemű üledékeiben is — jó megtartású radioláriákon kívül — csak *CT*-opál lepiszférák találhatók (ROBERTSON 1977); *a tűzkőgumók a tiszta, turbidites mészkövekkez kötődnek*. A tűzkőgumók csekély paligorszkit- és dolomit-tartalmát a lepiszférák kristályosodási magjául szolgáló Mg-hidroxidoknak a kvarccá alakulás közben történt mobilizálódása magyarázza (26.7. és 26.8. fejezet).

Mélyfúrások tanúsága szerint a gumós mészkő képződése a *jelenkori óceáni meszes iszapban* elszórtan fellépő opálos radiolária-vázak érintő irányú összeolvadásával kezdődően négy lépcsőben zajlik le: *(1)* a foraminifera-kamrák kalcedonnal töltődnek ki; *(2)* a kőzet alapanyaga finomszemű krisztobalittal helyettesítődik; *(3)* a foraminifera-vázakat kalcedon helyettesíti; *(4)* a kőzet minden ürege és pórusa kovával töltődik ki, majd a krisztobalit alapanyag kvarccá alakul át (DAVIES—SUPKO 1973). A mészben szegény mélytengeri iszapok zömében viszont főleg csak a *CT*-opál lepiszférái találhatók.

26.9225 Néhány középhegységi tűzkő- és radiolarit-előfordulás jellemzése

a) A Bakonycsernye és Sümeg között 40—120 m vastagságban nyomozható, világosszürke, biopelmikrites, felső 2/3-ában azonban helyenként vörös–barnásvörös színű, és rendesen gradált krinoidea-töredékeket tartalmazó, wackestone szövetű, liász korú *Isztiméri Mészkő*nek főleg a középső (káváshegyi) tagozata bővelkedik szélső esetben több m vastagságot is elérő, kovaszivacsos tűzkőgumókban, -lencsékben és -rétegekben. Ezek kiszorításos eredetét a beléjük zárt, de csak részlegesen kovásodott krinoideák, osz-

trakodák, foraminiferák, globochaeték, juvenilis ammoniteszek bizonyítják. Maradék mésztartalmának epigén kioldódása következtében a tűzkő gyakran likacsos–sejtes megjelenésű.

b) A Dunántúli-középhegységben Sümeg és Kesztölc között található néhány m-től 60 m-ig változó vastagságú *júra radiolarit* (az ún. Lókúti Formáció). Fekvője a *Tölgyháti Mészkő Formáció* vörös, gumós, ammoniteszes, vagy az *Eplényi Mészkő Formáció* lemezes–réteges–pados, bositrás–radioláriás mészköve. Az előbbivel általában éles határ (esetenként kemény felszín) mentén érintkezik, az utóbbival gyakran vékony átmeneti szakasz köti össze. Fedője vagy radioláriás–globigerinás oxfordi mészkő (Tatán mészkőbreccsa), vagy vörös, gumós, agyagos kimmeridgei mészkő *(Pálihálási Mészkő Formáció)*. Lókúton a radiolarit és a vörös, gumós mészkő között helyenként 10—20 cm vastagságú, belemniteszes–radioláriás agyag található. A radiolarit-képződés kora a tengeráramlás okozta üledékhiányok miatt helyről helyre változik: alsó határa általában a középső-bajóci és a kallovi emelet kezdete között van; felső határa pedig az oxfordi és a kimmeridge-i emelet közé tehető.

A középhegységi radiolaritok KONDA (1970, 1971) szerint két, a mediterrán júrából jól ismert típusba tartoznak:

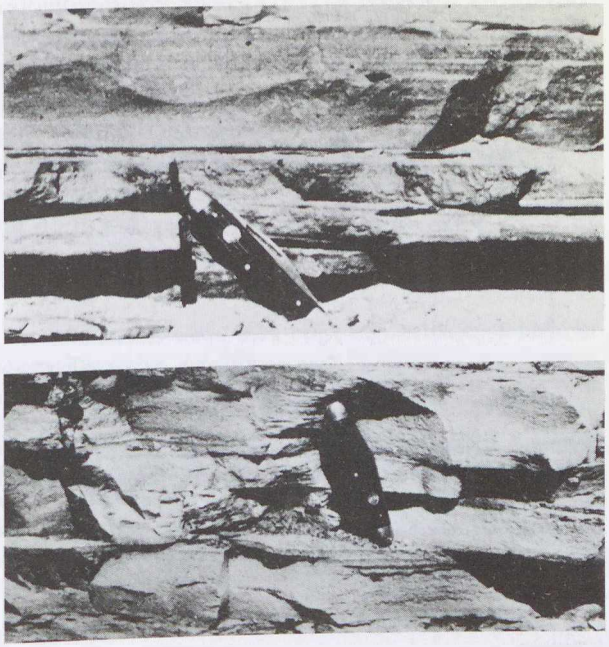
(1) A *Bakonyban* a fakó- vagy barnásvörös színű, finoman sávozott, vékonyrétegű vagy lemezesen széteső, porózus típus a legelterjedtebb; ebben vörösbarna, szürke, sőt (Sümegen) fekete színű, diagenetikus tűzkő csak helyenként jelentkezik. Ez a típus 60—70% SiO_2-tartalom mellett 20—22%-nyi, feltehetően a bositrás nannoplankton feloldódásából származó kalcipélitet tartalmaz *(26.58 ábra)*, vagyis hétszer többet, mint a mai óceánok radioláriás iszapja. A finom kovasávokhoz kötött, 3—5%-os (de néha 20%-nyi) agyagtartalom olykor vékonyabb-vastagabb, önálló rétegecskékké koncentrálódik.

A porózus radiolaritban a *CT*-opál és krisztobalit anyagú radiolária-vázak szerkezete még általában jól felismerhető. A szerkezet nélküli, radioláriára csak körvonalaiban utaló formák anyaga kalcedon és kvarc. Az ugyancsak kvarc anyagú tűzkövekből viszont a radiolária-vázak túlnyomó többsége már eltűnt.

(2) A *gerecsei* júra vörös vagy májbarna színű, vastagabb rétegű tűzkövei olyan, több-kevesebb kalcipélitet és kis mennyiségű agyagásványt tartalmazó radiolaritok, amelyek eredeti finomrétegzettségüket az opál kalcedonná és kalcedonos kvarccá vagy kvarccá való átkristályosodás és a kompakció következtében nagyrészt elvesztették. Ép radiolária-vázak csak a sávozottabb és kalcitban szegény szakaszokon vannak. A SiO_2 általi kiszorítás miatt a kőzet SiO_2-tartalma olykor 96—98%-ot is elérhet. Ennek ellenére a tűzkőösszletben kalcipélitben vagy radioláriában gazdagabb szakaszok, radioláriás mészkőlencsék, az összlet alsó részén pedig a domináns radioláriák mellett erősen korrodált *Bositra*-vázak is akadnak.

26.9226 Átmeneti kovakőzetek:

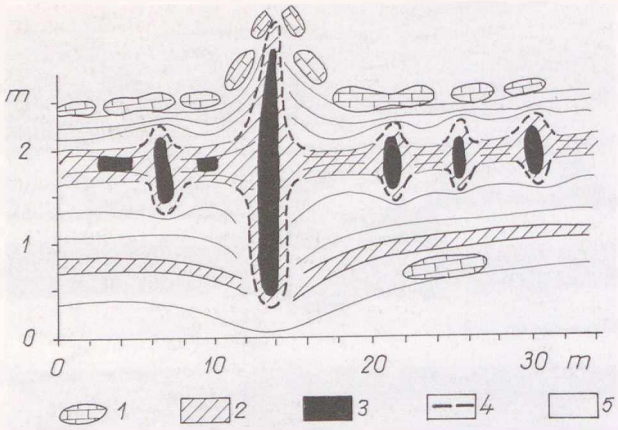
26.92261 A porcelanit *(26.59 ábra)* olyan kagylós törésű, kemény, tompa fényű, másodlagos, tengeri kovakőzet, amely *CT*-opál mellett aránylag sok karbonátot és agyagásványt tartalmaz, és viszonylagos könnyűségét, valamint törési felületének a máz nélküli porcelánra emlékeztető küllemét finom pórusainak köszönheti. *A porcelanit az agyagos diatomaföldek vagy vitroklasztos vulkáni por diagenetikus átalakulásának a terméke.* Az agyagszegény diatomitok *A*-opáljának átalakulása az opálos tűzkőn (*CT*-opálon) át a kvarcos tűzkő felé halad. Ezzel szemben az agyagos diatomaföldek diagenezise során előbb porózus *CT*-porcelanit, majd kvarc-porcelanit jön létre; a diatomaszegény agyagpalák diagenezise pedig előbb *CT*-opálos, majd kvarcos agyagkövet eredményez. A kvarcos tűzkövek és kvarc-porcelanitok SiO_2/agyagásvány hányadosa 6—18, a porcelanitoké 1,5—8, a kovás agyagköveké viszont 0,5—2 között van. Az elsősorban SiO_2–agyagásvány–karbonát keverékéből álló kiinduló kőzetből úgy képződik porcelanit, hogy alapanyagának karbonáttartalma kioldódik, a hátramaradt kolloid kovaoldatokból kicsapódó *CT*-opál pedig apró *lepiszférák* (*26.21 ábra;* 26.7. fejezet) alakjában vonja be a keletkezett üregek falát; ezek viszont a betemetődés fokozódásával kvarccá alakulnak. Ez a két átalakulási fokozat egyúttal a diatomit tömörödésének a kezdeti konszolidálódást követő két lépcsőjét is meghatározza (ISAACS 1983).



26.59 ábra. CT-opál anyagú porcelanit *(fent)* és kvarc-porcelanit *(lent)* a Monterey Formációból

[ISAACS—PISCIOTTO—GARRISON (1983) *in* IIJIMA *et al.* (eds). — p. 265.]

Hogy a litifikáció más kőzetekéhez viszonyítva elégé lassú, azt a Negev-sivatagbeli (Izrael) szenon porcelanitok tűzkődájkjai bizonyítják *(26.60 ábra)*. A karbonáttartalom nem befolyásolja a kovadiagenezis menetét, ha a kőzetben a kova és az agyag egyforma



26.60 ábra. A Negev-sivatag szezon porcelanitjában levő tűzkőréteg diagenetikus deformációjának vázlata csapásra merőleges metszetben, STEINITZ (1970) szerint

A teljesen meg nem szilárdult kovaanyag üledékcsuszamlás, FINK—RECHES (1983) szerint szinszedimentációs tektonika hatására keletkezett „dájk"-jai meggörbítik és áttörik a fedő és fekvő rétegeket. Közben a „dájk"-ok közepe breccsásodik, peremeik pedig lemezesekké válnak.

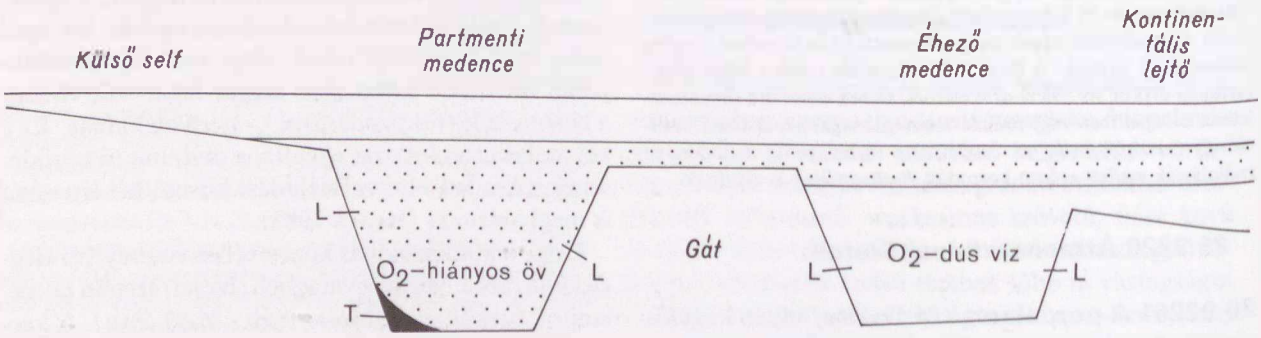
1. Mészkonkréciók. — *2.* Tűzkő. — *3.* Breccsásodott tűzkő. — *4.* Lemezesség. — *5.* Porcelanit.

mennyiségű. Hatása csak akkor észrevehető, ha a kova mennyisége legalább 8-szorosa az agyagénak: ilyenkor már a korai diagenezis során kevés kvarc rakódik le a foraminiferavázak üregeiben. 50—60% porozitású, agyagszegény meszes kőzetekben a korai diagenetikus kvarc tömör, fekete tűzkőrétegek vagy -gumók alakjában lép fel (ISAACS *et al.* 1983). A porcelanitok agyagos kőzetsorokban való gyakoriságának az a magyarázata, hogy az *A*-opál agyagos környezetben sokkal lassabban alakul át *CT*-opállá, mint karbonátosban (*26.20 ábra;* 26.7. fejezet).

A porcelanit típuslelőhelye a *Monterey Formáció*nak a miocénvégi lehűlés és a felerősödött feláramlások miatt diatomás kőzetekben különösen gazdag, mm–m vastagságú ritmusokból álló, felső harmadában van. Itt a *CT*-opálos kőzetek 750—1100 m mélységben (40—50 °C-on), a kvarcos kőzetek 1500—2400 m között (80—85 °C hőmérsékleten) a leggyakoribbak. A diagenezis folyamán a kevert rétegű illit-szmektithez (Al, Ti, K, Rb, Cs, Fe és egyes multivalens fémek), az apatithoz (P, Ca, Sr, Ba, V) és szerves anyaghoz (V, Ni) kötött elemek mennyisége csökken, a SiO_2-é viszont nő. A karbonátok és foszfátok korai diagenetikus távozását viszonylagos kovadúsulás kíséri. Az átlagosan 12%-nyi, II. típusú (kevert: algás és terresztrikus) kerogéntartalom termális diagenezise folytán az üledéksor 100 °C körüli hőmérsékletű részei erősen aszfaltos szénhidrogéneket tartalmaznak. A Mn, Ni, Cr, Mo és más multivalens fémek dúsulása a vitrinitreflexió emelkedésével együtt kőolaj képződését is valószínűsíti. A létrejött szénhidrogének vándorlását az amorf kovában lekötött víz diagenetikus felszabadulása nagymértékben segítette. A törmelékes alkotók és a pórusfluidumok közötti, ioncserés és ionvesztéses reakciók hatása a K/Rb, K/Cs, Rb/Sr és $^{87}Sr/^{86}Sr$ arányok változásaiban tükröződik. A diagenezis sebességét és hőmérsékletét elsősorban a rendszer kezdeti agyagtartalma befolyásolta; a kalcitnak a hőmérsékleti övek alakulására ennek csak kevés hatása volt (BRUECKNER—SNYDER 1985; ISAACS *et al.* 1983).

A Monterey Formáció lemezes kovaközeteinek ülepedési helye az amerikai tábla Ny-i szegélyén 200—850 m/millió év sebességgel besüllyedt, és pelágikus vagy hemipelágikus üledékképződésű, *éhező medencék* anoxikus fenekén vagy a külső selfllejtőnek az oxigénminimumos részén jelölhető ki *(26.61 ábra)*. Azok a ciklusai ui., amelyekben ásásnyomokkal teli, m-es rétegek váltakoznak ásásnyomok nélküli lemezekkel, az oxigénhiányos öv mélységének vagy erősségének ingadozására utalnak. Azon ciklusai viszont, amelyek 5—10 cm-es kovás rétegei közé papírvékony agyagpalalemezek iktatódnak, a diatomás iszap híg zagyáramok okozta újraülepedéséből származhatnak.

26.92262 A kovapala a réteges tűzkő vagy a porcelanit és az agyagkő közötti átmenetet képviselő, kemény, Mn-oxidtól szürke–sötétszürke színű, vékonyrétegű, lemezes vagy tömeges, palás szövetű kovakőzet, amely — 80—85% körüli, nem-törmelékes SiO_2-n kívül — gyakran 15—20%-nyi, agyag- vagy kőzetliszt méretű törmelékes ásványt is tartalmaz; emellett agyag- és aleuritpala-lemezekkel váltakozik. Nagy kovatartalma a vízben oldott vagy újraoldott kovának a péliteken való adszorpciójával magyarázható, és gyakran finomszemű tufitbetelepülések vulkáni üvegének elbomlásából ered. Képződhet tehát rendes agyagpalák elkovásodásával, opálból vagy devitrifikálódott vulkáni tufából, de agyaggal együtt leülepedett diatomákat és radioláriákat is tartalmazhat. Fogalmi elhatárolását megnehezíti, hogy a tisztán szervetlen eredetű kovapalák gyakran csak mikroszkóp alatt különböztethetők meg azoktól a réteges kovakő-



26.61 ábra. A Monterey Formáció leülepedési környezeteinek vázlata ISAACS *et al.* (1983) szerint

L: lejtőfácies. — *T:* vízalatti törmelékkúp.

zetektől, amelyekben a kovaszolgáltató ősmaradványok az erős diagenezis (vagy gyönge metamorfózis) hatására már nem vagy csak ritkán és bizonytalanul ismerhetők fel.

Közép-Japán lemezes-tömeges alsó-titon kovapalái pl. fekete agyagpala finomrétegeivel váltakoznak, és rodokrozit-szegélyű dolomitromboédereket és kalcitot is tartalmaznak. A finom-pikkelyes és agyagásványok közé ágyazott, gyér radiolária-vázak mikrokristályos kvarccá és kalcedonná kristályosodtak át; üregeiket kvarcin, klorit és csillámszerű agyagásványok töltik ki. A kőzet diagenezisének időtartamát MIZUTANI—SHIBATA (1983) radiometrikus mérések alapján 17 millió évre becsüli.

A kovapalák általában az idősebb korok anoxikus, agyagos–agyagpalás (részben turbidites) rétegsoraihoz kötődnek. Nálunk a D-i Bükk júra palaösszletének és az Upponyi-hegység bizonytalan korú Tapolcsányi Formációjának kovapalái a legismertebbek. A triászban megindult és a kréta elejétől szinte teljessé vált eltűnésüket SIEVER (1957) a tengervíz kovatartalmának az adhéziós kiválás lehetőségét korlátozó csökkenésével magyarázza; ennek okát viszont a kovavázú élőlények felvirágzásában véli megtalálni (26.4. fejezet). Emellett azonban nyilván még más, egyelőre ki nem derített okokkal is számolnunk kell.

26.92263 A vasban dús kovakőzetek közül itt csak a teljesség kedvéért soroljuk fel az alábbiakat:

A *Fe*-oxidoktól vörös, zöld, sárga vagy barna színű tűzkövet *jáspis*nak nevezzük. *Jáspilit* alatt nagy Fe-tartalmú, prekambriumi réteges tűzkövet értünk. *Takonit*nak nevezzük a Felső-tó környéki szalagos vasércformáció 24—40% Fe-tartalmú, ill. meddő tűzkősávjainak váltakozását. Metamorfizált szalagos vasérc a vékony hematit-, magnetit- vagy martit-lemezekkel bevont, nagy kvarcszemcsékből álló, 66%-nyi Fe-t tartalmazó, brazíliai *itabirit*. Mindezek részletesebb, a keletkezés módját is felölelő leírásával a vaskőzetek kapcsán, a 27.63. fejezet foglalkozik.

IRODALOM

ASTON, S. R. 1983: Natural water and atmospheric chemistry of silicon. — *In:* ASTON, S. R. (ed.): *Silicon Geochemistry — and Biogeochemistry.* — New York: Acad. Press, 77—100.

BALTUCK, M. 1983: Some sedimentary and diagenetic signatures in the formation of bedded radiolarites. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds): *Siliceous Deposits in the Pacific Region.* — Amsterdam: Elsevier, 299—316.

BÁRDOSSY GY. 1961a: Üledékes kőzeteink nevezéktanának kérdései. — *Földt. Közl.*, **91**, 1, 44—64.

BÁRDOSSY GY. 1961b: Kovásodott fatörzsek röntgendiffraktométeres vizsgálata. — *Földt., Közl.*, **91**, 4, 442—444.

BÁRDOSSY GY.—HAJÓS M. 1963: A szurdokpüspöki diatomás rétegösszletek üledékföldtani és geokémiai jellemzése. — *MÁFI Évi Jel.*, **1960**, 121—146.

BERGER, W. M. 1974: Deep sea sedimentation. — *In:* BURKE, C. A. —DRAKE, C. L. (eds): *The Geology of Continental Margins.* — New York: Springer, 213—241.

BERNOULLI, D.—JENKYNS, H. C. 1970: A Jurassic Basin: the Glasenbach Gorge, Salzburg, Austria. — *Verh. Geol. G.—A.*, **1970**, 4.

BERNOULLI, D.—JENKYNS, H. C. 1974: Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in reaction to the early evolution of the Tethys. — *In: Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation.* — Spec. Publ. SEPM, **19**, Tulsa.

BEZRUKOV, P. L. 1960: Bottom sediments of the Sea of Okhotsk. — *Inst. Oceane, Acad. Sci. Moscow*, **32**, 15—95.

BIRKENMAJER, K.—GĄSIOROWSKI, S. M. 1961: Sedimentary character of radiolarites in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. sci. geol. geogr.*, **9**, 3, 171—176, Warszawa.

BLATT, H.—MIDDLETON, G.—MURRAY, R. 1972: *Origin of Sedimentary Rocks.* — Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall, 632 p.

BOSELLINI, A.—WINTERER, E. L. 1975: Pelagic limestones and radiolarites of the Tethyan Mesozoic: a genetic model. — *Geology*, **3**, 279—282.

BRUECKNER, H. K.—SNYDER, W. S. 1985: Chemical and Sr-isotopic variations of the Monterey Formation, California. — *J. Sed. Petrol.*, **55**, 4, 553—568.

BUERGER, M. J. 1954: The stuffed derivatives of the silica structure. — *Amer. Mineralog.*, **39**, 600—614.

CALVERT, S. E. 1966a: Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **77**, 569—596.

CALVERT, S. E. 1966b: Origin of diatom-rich, varved sediments from the Gulf of California. — *Journ. Geol.*, **74**, 546—565.

CALVERT, S. E. 1974: Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. — *In:* HSÜ, K. J.—JENKYNS, H. C. (eds): *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea.* — Internat. Ass. Sedim. Spec. Publ., **1**, 273—298.

CALVERT, S. E. 1983: Sedimentary geochemistry of silicon. — *In:* ASTON, S. (ed.): *Silicon Geochemistry and Biogeochemistry.* — New York: Acad. Press, 143—186.

CAROZZI, A. V. 1960: *Microscopic Sedimentary Petrography.* — New York: Wiley, 485 p.

CAYEUX, L. 1929: Les roches sédimentaires de France, roches siliceuses. — *Mém. à l'explic. de la Carte géol. dét. France*, **23**. — Paris, 774 p.

CHOWNS, T. M.—ELKINS, J. E. 1974: The origin of quartz geodes and cauliflower cherts through the silification of anhydrite nodules. — *J. Sed. Petrol.*, **44**, 3, 885—903.

CRERAR, D. A.—NAMSON, J.—SOCHYI, M.—WILLIAMS, L.—FEIGENSON, M. D. 1982: Manganiferous cherts of the Franciscan Assemblage. I. General geology, ancient and modern analogue, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. — *Econ. Geol.*, **77**, 519—540.

CRESSMAN, E. R. 1962: Nondetrital siliceous sediments. — *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **440-T**, 22 p.

DAMON, H. G. 1946: The origin and distribution of spiculite near Lampasas, Lampasas County, Texas. — *Texas Univ. Bur. Econ. Geol. Publ.*, **4301**, 271—282.

DARRAGH, P. J.—GASKIN, A. J.—SANDERS, J. V. 1976: Opals. — *Sci. Amer.*, **264**, 84—94.

DAVID, T. W. 1950: *The Geology of the Commonwealth of Australia.* **1**. — London: E. Arnold Co., 747 p.

DAVIES, T. A.—GORSLINE, D. S. 1976: Oceanic sediments and sedimentary processes. — *In:* RILEY, J. P.—CHESTER, R. (eds): *Chemical Oceanography*. (2nd ed.) **5.** — London: Acad. Press, 1—80.

DAVIES, T. A.—SUPKO, P. R. 1973: Oceanic sediments and their diagenesis: some examples from deepsea drillings. — *Journ Sed. Petrol.*, **43,** 381—390.

DAVIS, E. F. 1918: The radiolarian cherts of the Franciscan Group. — *Bull. Dept. Geol. Univ. Calif. Publs,* **11,** 235—432.

DIERSCHE, V. 1980: Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. — *Geotekt. Forsch.*, **58,** 217 p.

DOTT, R. H. JR. 1969: Circum-Pacific Late Cenozoic structural rejuvenation: implications for seafloor spreading. — *Science*, **166,** 874—876.

ENGELHARDT, W. v. 1973: *Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen.* — Stuttgart: Schweizerbart, 39—41, 342—346.

EUGSTER, H. P.—CHOU, I. M. 1973: The depositional environments of Precambian banded iron formation. — *Econ. Geol.*, **68,** 1144—1168.

FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. 1978: *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Pennsylv.: Dowden, Hutchinson & Ross, 901 p.

FINK, J. H.—RECHES, Z. 1983: Diagenetic density inversions and the deformation of shallow marine chert beds in Israel. — *Sedimentology*, **30,** 261—271.

FLÖRKE, O. W. v. 1955: Zur Frage des „Hoch"-Christobalit in Opalen, Bentoniten und Gläsern. — *Neues Jb. Mineral. Mh.*, **10,** 217—223.

FLÖRKE, O. W. v.—HOLLMAN, R.—RAD, U. v.—RÖSCH, H. 1976: Intergrowth and twinning in opal-CT lepispheres. — *Contrib. Min. Petr.*, **58,** 235—242.

FOLK, R. L.—MCBRIDE, E. F. 1976: The Caballos Novaculite Revisited. Part I: Origin of Novaculite Members. — *Journ. Sed. Petrol.*, **46,** 659—669.

FOLK, R. L.—MCBRIDE, E. F. 1978: Radiolarites and their relation to subjacent „oceanic crust" in Liguria, Italy. — *Journ. Sed. Petrol.*, **48,** 1069—1102.

FOLK, R. L.—PITTMAN, J. S. 1971: Length-slow chalcedony: a new testament of vanished evaporites. — *Journ. Sed. Petrol.*, **41,** 4, 1045—1058.

FOLK, R. L.—WEAVER, C. E. 1952: A study of the texture and composition of chert. — *Am. Journ. Sci.*, **250,** 498—510.

FOURNIER, R. O. 1983: A method of calculating quartz solubilities in aqueous sodium chloride solutions. — *Geochim. Cosmochim Acta,* **47,** 579—586.

FOURNIER, R. O.—MARSHALL, W. C. 1983: Calculation of amorphous silica solubilities et 25 °C and 300 °C and apparent cation hydration members in aqueous salt solutions using the concept of effective density of water. — *Geochim. Cosmochim. Acta,* **47,** 587—596.

FRANKEL, J. J.—KENT, L. P. 1937: Grahamstown surfaces quartzites (silcretes). — *Trans. Geol. Soc. S. Africa,* **40,** 1—42.

FRANKS, P. C.—SWINEFORD, A. 1959: Character and genesis of massive opal in Kimball Member, Ogallala Formation, Scott County, Kansas. — *Journ. Sed. Petrol.*, **29,** 2, 186—196.

FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970: *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Stuttgart: Schweizerbart, 472—497.

FÜLÖP J. 1975: Tatai mezozóos alaphegységrögök. — *Geol. Hung. Ser. Geol.*, **16,** 225 p.

GALÁCZ A.—VÖRÖS A. 1972: A bakony-hegységi júra fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. — *Földt. Közl.*, **102,** 122—135.

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.

GARRISON, R. E.—FISCHER, A. G. 1969: Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. — *SEPM Spec. Publ.*, **14,** 20—56. Tulsa.

GEYER, O. F. 1962: Über Schwammgesteine (Spongiolith, Tuberolith, Spiculit und Gaisit). — *In: Herrmann—Aldinger-Festschr.* — Stuttgart: 51—59.

GREENWOOD, R. 1973: Christobalite: its relationship to chert formation in selected samples from the Deep Sea Drilling Project. — *Journ. Sed. Petrol.*, **43,** 3, 700—708.

GRUNAU, H. R. 1965: Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. — *Ecl. geol. Helv.*, **58,** 157—208.

GURSKY, H. J.—SCHMIDT-EFFING, R. 1983: Sedimentology of Radiolarites within the Nicoya Ophiolite Complex, Costa Rica, Central America. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 127—142.

HAAS J. 1976: $CaCO_3$-oldódás a tengervízben jelenleg és a geológiai múltban. — *Földt. Közl.*, **106,** 276—289.

HAAS J.—JOCHÁNÉ EDELÉNYI E.—GIDAI L.—KAISER M.—ORAVECZ J. 1984: Sümeg és környékének földtani felépítése. — *Geol. Hung. Ser. Geol.*, **20,** 353 p.

HAJÓS M. 1968: Mátraalja miocén üledékeinek diatomái. — *Geol. Hung. Ser. Pal.*, **37,** 401 p.

HALLAM, A. 1971: Evaluation of bathymetric criteria for the Mediterranean Jurassic. — Coll. Jurassique Médit. — *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, **54,** 2, 63—69.

HARRIS, L. D. 1958: Syngenetic chert in the Middle Ordovician Hardy Creek Limestone of Southwest Virginia. — *Journ. Sed. Petrol.*, **28,** 2, 205—208.

HEATH, G. R. 1974: Dissolved silica and deep sea sediments. — *In:* HAY, W. W. (ed.): *Studies in Paleo-oceanography.* — SEPM Spec. Publ., **20,** 77—93.

HEIN, J. R.—KARL, S. M. 1983: Comparisons between Open-Ocean and Continental Margin Chert. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 25—43.

HEIN, J. R.—ROSS, R.—ALEXANDER-YEH, H.-W. 1979: Mineralogy and diagenesis of surface sediments from Domes areas A, B and C. — *In:* BISCHOFF, J. L.—PIPER, D. Z. (eds): *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province.* — New York: Plenum, 365—395.

HEIN, J. R.—KUIJPERS, E. P.—DENYER, P.—SLINEY, R. E. 1983: Petrology and geochemistry of Cretaceous and Paleogene chert from Western Costa Rica. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 143—147.

HURD, D. C. 1973: Interaction of biogenic opal, sediment and seawater in central Equatorial Pacific. — *Geochim. Cosmochim. Acta,* **37,** 2257—2282.

HUTTON, J. T.—TWIDALE, C. R.—MILNES, A. R. 1978: Characteristics and origin of some Australian silcretes. — *In:* LANGFORD-SMITH, T. (ed.): *Silcrete in Australia.* — Univ. of New England, 19—40.

IIJIMA, A. 1980: Geology of natural zeolites and zeolitic rocks. — *Pure and Appl. Chem.*, **52,** 2115—2130.

IIJIMA, A.—UTADA, M. 1983: Recent Developments in Sedimentology of Siliceous Deposits in Japan. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 45—64.

IIJIMA, A.—HEIN, J. R.—SIEVER, R. (eds) 1983: *Siliceous Deposits of the Pacific Region.* — Amsterdam: Elsevier (Development in Sedimentol., 36), 472 p.

ILER, R. K. 1973: *Colloidal Silica.* **6.** — *In:* Surface and Colloid Science. — New York: Wiley.

ILER, R. K. 1979: *Chemistry of Silica.* — New York: Wiley-Interscience, 866 p.

IMOTO, N. 1983: Sedimentary Structures of Permian–Triassic Cherts in the Tamba District, Southwest Japan. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 377—393.

IMOTO, N.—SAITO, Y. 1973: Scanning electron microscopy of chert. — *Bull. Natn. Sci. Mus. Tokyo,* **16,** 397—400.

ISAACS, C. M. 1980: *Diagenesis in the Monterey Formation examined laterally along the coast near Santa Barbara, California.* — U. S. Geol. Surv. Open File Dept., No. 80—606, 329 p.

ISAACS, C. M. 1982: Influence of rock composition on kinetics of silica phase changes in the Miocene Monterey Formation, Santa Barbara area, California. — *Geology*, **10**, 304—308.

ISAACS, C. M.—PISCIOTTO, K. A.—GARRISON, R. E. 1983: Facies and diagenesis of the Monterey Formation, California: a summary. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 247—282.

JENKYNS, H. C. 1978: Pelagic environments. — *In:* READING, H. C. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies.* — Oxford, etc.: Blackwell, 314—371.

JENKYNS, H. C.—WINTERER, E. L. 1982: Paleo-oceanography of Mesozoic ribbon radiolarites. — *Earth and Planetary Sci. Letters*, **60**, 351—375.

JONES, J. B.—SEGNIT, E. R. 1971: The nature of opal I. Nomenclature and constituent phases. — *Journ. Geol. Soc. Austral.*, **18**, 57—68.

JONES, J. B.—SEGNIT, E. R. 1972: Genesis of cristobalite and tridymite at low temperatures. — *J. Geol. Soc. Austral.*, **18**, 419—422.

KASTNER, M. 1978: Silica in sediments. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds), 1978, 742—748.

KASTNER, M.—KEENE, J. B.—GIESKES, J. M. 1977: Diagenesis of siliceous oozes. I. Chemical controls on the rate of opal-A to opal-CT transformation — an experimental study. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, 1041—1059.

KNAUTH, L. P. 1979: A model for the origin of chert in limestone. — *Geology*, **7**, 274—279.

KNAUTH, L. P.—EPSTEIN, S. 1976: Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 1095—1108.

KOIZUMI, I. 1983: Sedimentary environments of Neogene diatomaceous sediments, west coast of Japan. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 347—360.

KOLODNY, Y.—TARABOULOS, A.—FRIESLÄNDER, U. 1980: Participation of fresh water in chert diagenesis: evidence from oxygen isotopes and boron α-track mapping. — *Sedimentology*, **27**, 305—316.

KONDA, J. 1970: A Bakony hegységi júra időszaki képződmények üledékföldtani vizsgálata. — *MÁFI Évk.*, **50**, 2, 260 p.

KONDA, J. 1971: Ammonitico Rosso and radiolarites in the Transdanubian Central Mountains Jurassic. — *MÁFI Évk.*, **54**, 2, 423—427.

KRAUSKOPF, K. B. 1956: Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **10**, 1—26.

KWIATKOWSKI, S. 1981: Sedimentation and diagenesis of the Niedzica succession radiolarites in the Pienyny Klippen-Belt, Poland. — *Ann. Soc. Geol. Poloniae*, **51**, 1-2, 45—61.

LANCELOT, Y. 1973: Chert and silica diagenesis in sediments from the central Pacific. — *In: Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, **17**, 377—405.

LANGFORD-SMITH, T. (ed.) 1978: *Silcrete in Australia.* — Dept. Geogr., Univ., New England.

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

LISITZIN, A. P. 1971: Distribution of siliceous microfossils in suspension and in bottom sediments. — *In:* FUNNELL, B. M.—RIEDEL, W. R. (eds): *The Micropalaeontology of Oceans.* — Cambridge: Cambridge Univ. Press, 173—195.

LISITZIN, A. P. 1985: The silica cycle during the last ice age. — *Palaeogeogr. -climatol., -ecology*, **50**, 2-3, 241—270.

LIVINGSTONE, D. A. 1963: *Chemical composition of rivers and lakes.* — U. S. G. S. Prof. Paper, **440 G**, 64 p.

LOWE, D. R. 1976: Nonglacial varves in lower member of Arkansas Novaculite (Devonian), Arkansas and Oklahoma. — *AAPG Bull.*, **60**, 2103—2116.

MATSUMUTO, R.—IIJIMA, A. 1983: Chemical sedimentology of some Permo–Jurassic and Tertiary bedded cherts in Central Honshu, Japan. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 175—192.

MCBRIDE, E. F.—FOLK, R. L. 1977: The Caballos Novaculite revisited, Part II: Chert and shale members and synthesis. — *J. Sed. Petrol.*, **47**, 3, 1261—1286.

MCBRIDE, E. F.—FOLK, R. L. 1979: Feature and origin of Italian Jurassic radiolarites deposited on continental crust. — *J. Sed. Petrol.*, **49**, 837—868.

MILLOT, G. *et al.* 1959: Sur la géochimie de la silice et silicification saharienne. — *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine*, **12**, 3—14.

MIZUTANI, S. 1977: Progressive ordering of cristobalite in early stages of diagenesis. — *Contrib. Min. Petrol.*, **61**, 124—140.

MIZUTANI, S.—SHIBATA, K. 1983: Diagenesis of Jurassique siliceous shale in Central Japan. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 283—298.

MURATA, K. J.—LARSEN, R. R. 1975: Diagenesis of Miocene siliceous shales, Tembler Range, California. — *U. S. Geol. Surv. Jour. Res.*, **3**, 553—566.

MURCHEY, B.—JONES, D. L.—HOLDSWORTH, B. K. 1983: Distribution, age, and depositional environments of radiolarian chert in Western North America. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 109—126.

NAKAZAWA, K. *et al.* 1983: Environment of deposition of Cretaceous chert from the Shimanto Belt, Kii Peninsula, Southwest Japan. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 395—412.

NISBET, E. G.—PRICE, I. 1974: Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited ocean-ridge-derived sediments. — *In:* HSÜ, K. J.—JENKYNS, H. C. (eds): *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea.* — Int. Ass. Sed. Spec. Publ., **1**. — Oxford: Blackwell, 351—366.

OGAWA, Y.— NAKASHIMA, K.—SUNOUCHI, H. 1983: Mesozoic — Accretion of siliceous deposits in Southwest Japan. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 413—426.

OEHLER, J. H. 1975: Origin and distribution of silica lepispheres in porcelanite from Monterey Formation of California. — *J. Sed. Petrol.*, **45**, 252—257.

OEHLER, J. H. 1976: Hydrothermal crystallization of silica gel. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 1143—1152.

PARKS, G. A. 1965: The isoelectric points of solid oxides, solid hydroxides and aquaeous systems. — *Chem. Rev.*, **65**, 177—198.

PETERSON, M. W.—BORCH, C. C. v. D. 1965: Chert: Modern inorganic deposition in a carbonate-precipitating locality. — *Science*, **149**, 1501—1503.

PETTIJOHN, F. J. 1975: *Sedimentary Rocks.* (3th ed.) — New York: Harper & Row, 392—407.

PISCIOTTO, K. A. 1981: Diagenetic trends in the siliceous facies of the Monterey shale in the Santa Barbara region, California. — *Sedimentology*, **28**, 547—571.

RAD, U. v.—RÖSCH, H. 1974: Petrography and diagenesis of deep-sea cherts from the central Atlantic. — *In:* HSÜ. K. J.—JENKYNS, H. C. (eds): *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea.* — Int. Ass. Sed. Spec. Publ., **1**, 327—347.

RAD, U. v.—RIECH, V.—RÖSCH, H. 1978: Silica diagenesis in continental margin sediments of northwest Africa. — *In:* LANCELOT, Y.—SEIBOLD, E. *et al.: Init. Rep., DSD Project*, **41**, 879—905.

RAMSAY, A. T. S. 1973: A history of organic siliceous sediments in oceans. — *In:* HUGHES, N. F. (ed.): *Organisms and Continents through Time.* — Spec. Paper Paleont., **12**, 199—234.

RIECH, V.—RAD, U. v. 1979: Silica diagenesis in the Atlantic Ocean: diagenetic potencial and transformation. — *In:* M. EWING SERIES, **3**, 315—340. Am. Geophys. Union.

ROBERTSON, A. H. F. 1977: The origin and diagenesis of cherts from Cyprus. — *Sedimentology*, **24**, 11—30.

RÖSLER, H. J. 1980: *Lehrbuch der Mineralogie.* (2. kiadás.) — Leipzig: Deutsch. Verl. Grundstoffindustrie, 833 p.

SANCETTA, C. 1983: Fossil diatoms and the oceanography of the Bering sea during the last glacial event. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 333—345.

SANO, H. 1983: Bedded cherts associated with greenstones in the Sawadani and Shimantogawa Groups, Southwest Japan. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 427—440.

SCHWARTZ, D. E. 1983: Depositional environments and diagenesis of the upper Monterey Formation at Chico Martinez Creek and South Belridge oil field, California. — *In:* ISAACS, C. M.—GARRISON, R. E. (eds): *Petroleum Generation and Occurrence in the Monterey Formation, California.* — Pacific Sect. SEPM Symposium, p. 227.

SEIBOLD, E. 1974: Chemische Bestandteile der marinen Sedimente. — *In:* BRINKMAN, R. (ed.): *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie.* (Kapit. 12.) — Stuttgart: Enke, 342—366.

SHEPHERD, W. 1972: *Flint: Its Origin, Properties, and Uses.* — London: Faber & Faber, 255 p.

SIEDLECKA, A. 1972: Length-slow chalcedony and relicts of sulphates — evidence of evaporitic environments in the upper Carboniferous and Permian beds of Bear Island, Svalbard. — *J. Sed. Petrol.*, **42**, 4, 812—816.

SIEVER, R. 1957: The silica budget in the sedimentary cycle. — *Amer. Miner.*, **42**, 821—847.

SIEVER, R. 1962: Silica solubility, 0—200 °C, and the diagenesis of siliceous sediments. — *J. Geol.*, **70**, 127—150.

SIEVER, R. 1983: Evolution of chert at active and passive continental margins. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 7—24.

SIEVER, R.—WOODFORD, N. 1973: Sorption of silica by clay minerals. — *Geochim. Cosmochim Acta*, **37**, 1851—1880.

SMALE, D. 1973: Silcrete and associated silica diagenesis in southern Africa and Australia. — *J. Sed. Petrol.*, **43**, 1077—1089.

SPENCER, C. P. 1983: Marine biogeochemistry of silicon. Chap. 4. — *In:* ASTON, S. R. (ed.): *Silicon Geochemistry and Biogeochemistry.* — New York: Acad. Press, 101—142.

STEINBERG, M. 1981: Biosiliceous sedimentation, radiolarite periods and silica budget fluctuations. — *Geol. Oceans; Suppl. to Oceanol. Acta*, 49—154.

STEINITZ, G. 1970: Chert „dike" structures in Senonian chert beds, Southern Negev, Israel. — *J. Sed. Petrol.*, **40**, 4, 1241—1254.

STEINITZ, G. 1981: Enigmatic Chert Structures. — *Geol. Surv. Israel; Bull.* **75**, 1—46.

STEINMANN, G. 1905: Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. — *Ber. nat. forsch. Ges. Freiburg*, **16**, 18—67.

STEINMANN, G. 1927: Die ophiolithischen Zonen in mediterranen Kettengebirgen. — *14th Int. Geol. Congr., Madrid*, **2**, 638—667.

STEPHENS, C. G. 1971: Laterite and silcrete in Australia. — *Geoderma*, **5**, 1—52.

STEPHENS, C. G. 1978: Silcrete. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds), 1978, 741—742.

SUJKOWSKI, Z. 1932: Radiolarites des Karpates Orientales et leur comparaisons avec les radiolarites de la Tatra. — *Sprawozd. Pol. Inst. Geol.*, **7**, 97—168. Warszawa.

SUMMERFIELD, M. A. 1983: Silcrete. — *In:* GOUDIE, A. S.—PYE, A. S. (eds): *Chemical sediments and Geomorphology.* — London–New York, 59—92.

SWINEFORD, A. 1978: Spring deposits. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W. —BOURGEOIS, J. (eds), 1978, 762—763.

SZABÓNÉ DRUBINA M. 1961: Bakonyhegységi jura képződmények kőzettani vizsgálata. — *MÁFI Évi Jel.*, **1959**, 99—153.

SZTRAHOV, N. M. (ed.) 1966: *Geohimija kremnozema.* — *(Geochemistry of Silica).* — Moszkva: Nauka, 423 p.

TADA, R.—IIJIMA, A. 1983: Identification of mixtures of opaline silica phases and its implication for silica diagenesis. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 229—245.

TARR, W. A. 1917: Origin of chert in the Burlington Limestone. — *Amer. J. Sci., Ser. 4*, **44**, 409—452.

TARR, W. A. 1926: The origin of chert and flint. — *Univ. Missouri Stud.*, **1**, 2, 1—46.

TAYLOR, G.—SMITH, E. 1975: The genesis of sub-basaltic silcrete from the Monaro, New South Wales. — *J. Geol. Soc. Austral.*, **22**, 377—385.

THIRY, M.—MILLOT, G. 1987: Mineralogical forms of silica and their sequence of formation in silcretes. — *J. Sed. Petrol.*, **57**, 2, 343—352.

THURSTON, D. R. 1978: Chert and flint. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W. —BOURGEOIS, J. (eds), 1978, 119—124.

TWENHOFEL, W. H. 1950: *Principles of Sedimentation.* — New York: McGraw-Hill, 673 p.

VADÁSZ E. 1963: Magyarországi kövesedett famaradványok földtani kérdései. — *Földt. Közl.*, **93**, 4, 505—544.

VENDL A. 1951: *Geológia I.* — Budapest: Tankönyvkiadó, 102—105, 370—371.

VOLOSOV, A. G.—KHODAKOVSKIY, I. L.—RYZHENKO, B. N. 1972: Equilibria in the system SiO_2—H_2O at elevated temperatures along the lower three-phase curve. — *Geochemistry Internat.*, **9**, 362—377.

WEDEPOHL, K. H. 1966: Die Geochemie der Gewässer. — *Naturwiss.*, **53**, 352—357.

WELLS, N. A. 1983: Carbonate deposition, physical limnology and environmentally controlled chert formation in Paleocene–Eocene Lake Flagstaff, Central Utah. — *Sediment. Geol.*, **35**, 253—296.

WEST, I. M. 1964: Evaporite diagenesis in the Lower Purbeck Beds of Dorset. — *Proc. Yorksh. Geol. Soc.*, **34**, 315—330.

WILLIAMS, L. A.—CRERAR, D. A. 1985: Silica diagenesis II. General mechanisms. — *J. Sed. Petrol.*, **55**, 312—321.

WILLIAMS, L. A.—PARKS, G. A.—CRERAR, D. A. 1985: Silica diagenesis I. Solubility controls. — *J. Sed. Petrol.*, **55**, 301—311.

WILLIAMSON, W. O. 1957: Silicified sedimentary rocks in Australia. — *Amer. J. Sci.*, **255**, 23—42.

WILSON, T. R. S. 1975: Salinity and the major elements of sea water. — *In:* RILEY, J. P.—SKIRROW, G. (eds): *Chemical Oceanography I.* (2nd ed.) — London–New York–San Francisco: Academic Press, 365—413.

YAO, A. 1983: Late Paleozoic and Mesozoic radiolarians from Southwest Japan. — *In:* IIJIMA, A.—HEIN, J. R.—SIEVER, R. (eds): *Siliceous Deposits of the Pacific Region*, 361—375.

YOSHIDA, S. 1983: Chert-laminite, one of the principal sediments in a geosyncline. — *In:* IIJIMA, A. *et al.* (eds), 1983, 441—456.

27. ÜLEDÉKES VASKŐZETEK

MORVAI GUSZTÁV ÉS BALOGH KÁLMÁN

27.1 FOGALOM ÉS JELENTŐSÉG

5,1%-os földkéregbeli gyakorisága folytán a vas kisebb-nagyobb mennyiségben szinte minden magmatitban, metamorfitban és — az evaporitok kivételével — az üledékek és üledékes kőzetek túlnyomó többségében is jelen van *(27.1 táblázat)*. Ezek Fe-tartalma a szemcsenagyság finomodásával nő, a karbonáttartalom növekedésével pedig csökken. JAMES (1966) szerint az üledékes kőzetek közül csak azok nevezhetők vasban gazdagnak, amelyek színvas-tartalma 15% fölött van. Ennek a vaskohászat kezdetén technológiai értékű határnak azonban ma már inkább csak kőzettani értéke van, mert a hasznosíthatóság alsó határa a mennyiségi és minőségi követelmények megnövekedése, a technológia fejlődése s a szállítás korszerűsödése következtében azóta átlagosan ezen érték duplája fölé emelkedett. Az üledékes vaskőzetek ui. a vasásványokon kívül számos olyan meszes, agyagos vagy kovás anyagot tartalmaznak, amelyeknek a kohósítás során való eltávolítása jelentékeny energiatöbbletet igényel. A különféle acélfajták tömegcikké válása előtt a régi, faszéntüzelésű vashámorokban a vasas bekérgeződésektől a mocsár- és gyepvasérceken át az agyagos vasércekig és vasas homokkövekig mindent feldolgoztak. Ma viszont sok helyütt a karbonátos, szilikátos, sőt gyakran a hidroxidos vasérc bányászatát is szüneteltetni kénytelenek. Mivel a vasban dús kőzetek használhatósága egyebek közt a dúsíthatóság, az infrastrukturális helyzet és a szállítási költségek függvénye, *a kitermelésre érdemes vastartalom a világpiaci helyzet és a gazdaságossági mutatók függvényében lelőhelyenként változik.*

27.1. táblázat. Néhány üledékes kőzettípus és mai mélytengeri üledék súly%-os Fe-tartalmának átlagai

Kőzettípus	1	2	3
Karbonátos kőzetek	0,38	0,37	0,43
Homokkövek	0,98	0,57	0,99
Agyagpalák	4,72	5,44	4,96
Jelenkori mélytengeri karbonátos iszapok	0,90		
Jelenkori mélytengeri agyagok	6,50		

1. TUREKIAN—WEDEPOHL (1961).
2. SZTRAHOV (1962).
3. DEGENS (1965).

A vasércek a vas- és acélipar legfontosabb nyersanyagai. Hasznosításuk módjának és az ezzel párosult szerszám- és gépiparnak a fejlettsége a társadalom civilizációs állapotának egyik fokmérője. Üledékes fajtáik értékesítését fő- és mellékalkotóik, valamint nyomelemeik mennyiségének és minőségének a kohósítási termék tulajdonságaira gyakorolt kedvező vagy kedvezőtlen hatása befolyásolja. Ebből a szempontból pedig az a lényeges, hogy bennük

— a vas mennyisége minél inkább megközelítse a vasban legdúsabb ásványok — a magnetit és a hematit — 72,4, ill. 69,9%-os fémvastartalmát* és

— minél kevesebb „meddő" alkotót (SiO_2-t és Al_2O_3-at), ill. „káros" alkotórészt (P, S, As stb.) tartalmazzanak.

A vegyi alkotók kőzettani és technológiai osztályozását szemlélteti *27.2 táblázat*ból kitűnően e kőzetek főalkotói közül a végtermék szempontjából a Si és az Al meddőnek, a járulékosak sorából a P és az S határozottan károsnak minősül. A járulékos alkotók közül a Mn csak 0,8—1%-nál kisebb mennyiségben kívánatos *(27.3 táblázat)*. A nagy szilárdságú és kopásálló, 11—14% Mn-t tartalmazó acéltárgyakat az ötvözet újraöntésével állítják elő. Speciális ötvözetek nyerhetők Ni-, Cr-, Ti-, V- és Si-tartalmú vasércekből is. Mivel az adalékanyag szigorúan megszabott mennyisége nem tűri el az üledékes ércek alkotóinak gyakori ingadozásait, a kohászat minél tisztább és egyenletesebb összetételű vasércek beszerzésére törekszik, s az ötvözőket a termékkel szembeni követelmények megszabta mennyiségben vegyíti hozzájuk. Egyebek közt ez a fő oka annak, hogy az üledékes vasércek hasznosítása világszerte nehezebbé vált, s közülük — nagy tömegüknél és mágneses dúsíthatóságuknál fogva — elsősorban a brazíliai, ausztráliai, a Felső-tó környéki, a krivoj rogi, kurszki prekambriumi metamorfizált vasércek maradtak versenyképesek. Ezek termelése manapság nemcsak a karbonátos és hidroxidos, hanem a vulkáni-üledékes, az ooidos és laterites telepekét is háttérbe szorította.

A mai vaskohászatnak az ősi pajzsok prefanerozóos tengereiben ülepedett, uralkodóan magnetites–hematitos összetételű, „káros" alkotókban szegény, többszöri metamorfózis során átalakult, kristályos-szemcsés szövetű és mágnesesen könnyen dúsítható vasércek a legkedvezőbb nyersanyagai. A sok törmeléket és foszforban dús

* Ezért a technológiában a dús- és szegényércek határát általában 55% Fe-tartalomnál vonják meg.

27.2. táblázat. Az üledékes vasércek főbb vegyi alkotóinak osztályozása

Kőzettanilag		Technológiailag	
Főalkotók	Fe, Si, Al, Ca, Mg	Hasznosak	Fe, Ca, Mg Mn (Ni, Cr, Ti, V)
Járulékosak	Mn, Ti, P, S, C	Meddők	Si, Al
Nyomelemek	Ni, Co, Cr, Cu, Zn	Károsak	P, S, As, Sb, Sr, Ba

27.3. táblázat. A szovjet vasércek káros alkotóinak technológiailag megengedett felső határa

Kohászati termék	A feladott ércben levő káros alkotók %-os mennyisége			
	Si	Mn	P	S
Öntöttvas	0,75—3,75	<1,30	0,11—1,20	0,02—0,07
Martin-acél	<1,25	<1,75	<0,30	<0,07
Bessemer-acél	0,70—1,75	0,50—1,20	<0,07	<0,06
Thomas-acél	0,20—0,60	0,80—1,30	1,60—2,00	<0,08
Elektroacél	<1,75	<1,75	<0,06	<0,025

szerves vázmaradványt, szerves vagy szervetlen kenet és más anyagokat tartalmazó, partközeli eredetű vasérceknek s a lagúnák, tavak, mocsarak sokszor több főalkotót is tartalmazó, szegényes vastartalmú telepeinek kitermelése és kohósítása technológiai nehézségekkel jár, és többletköltséget okoz. Nem könnyű az ultrabázitokból keletkezett üledékes és mállási vasércek Ni-, Co- és Cr-tartalmának eltávolítása sem.

A gazdasági hasznosíthatóságon túl a természetes vasvegyületek *üledéktani fontosságát* leginkább azoknak

— a mállási kéreg és a talajnemek képződésében,

— az üledékek színének és más fizikai tulajdonságainak meghatározásában,

— az élő szervezetek lég- és anyagcseréjén át azok evolúciójában,

— különböző típusaiknak a paleoklíma és a leülepedési környezet rekonstruálásában,

— a légkör összetételére és a bezáró üledéksor ősföldrajzi helyzetére vonatkozó következtetések levonásában

játszott szerepe érzékelteti. Seibold (1974) szerint *a vas- (és mangán-) hidroxidok azért is nagy jelentőségűek a tenger anyagforgalma szempontjából, mert szorpciós képességüknél fogva nehézfémeket* (Pb, Zn, Cu), *komplex ionok alakjában* pedig As-t, Se-t és Mo-t *képesek magukhoz kötve leülepíteni.* Enélkül ui. e fémek a földtörténet folyamán oly mértékben halmozódtak volna fel à tengervízben, hogy az minden szerves életet lehetetlenné tenne.

27.2 A VAS GEOKÉMIAI TULAJDONSÁGAI

A 26-os atomszámú, 20 °C-on 7,86 fajsúlyú vas a földkéregnek az oxigén, szilícium és alumínium után következő negyedik, az egész Földnek pedig feltehetően leggyakoribb, kb. 35%-ban előforduló eleme. Részaránya azonban a földmagtól kifelé fokozatosan csökken, és a földkéregben már csak 5,1 súly% (Szerdjucsenko—Glebov 1964). Gyakoriságát atomszerkezetének stabilitásával és izotópjainak nagy számával magyarázzák. 55,847-es atomsúlyát az határozza meg, hogy négy izotópja közül az ^{56}Fe 91,66%-os, az ^{54}Fe 5,82%-os, az ^{57}Fe 2,19%-os, az ^{58}Fe pedig 0,33%-os gyakoriságú.

27.4. táblázat. A vas két- és háromértékű kationjainak geokémiai paraméterei*

Paraméterek	Fe^{2+}	Fe^{3+}
Ionrádiusz	0,83	0,67
Ionpotenciál	2,12	5,15
Vegyületpotenciál	1,06	1,72

* Szerdjucsenko—Glebov (1964) nyomán.

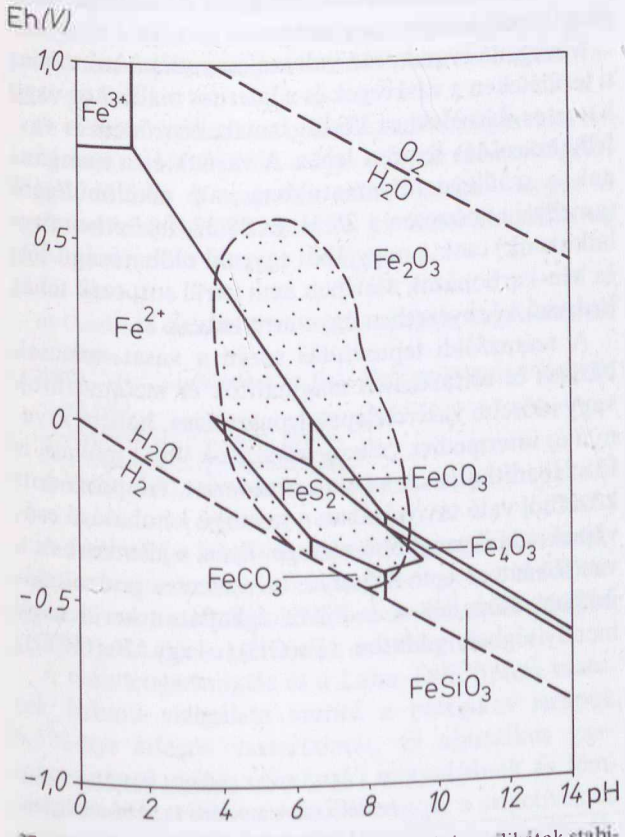
Igen fontos tulajdonsága a vasnak, hogy a Föld magjában leggyakoribb, nulla vegyértékű alakja (Fe^0) két külső *(s)*, majd még egy belső *(d)* elektron leadásával a földköpenyben, ill. a földkéregben előbb Fe^{2+}-vé alakul, majd Fe^{3+}-má oxidálódik. Az Fe^{2+}-nek Fe^{3+}-má való átalakulása már a magmás kristályosodás közben megindul, de a külszínen a legerősebb. Ezért a kovalensebb kötésben szulfofil, ionosabb kötésben oxifil Fe^{2+} a magmás és metamorf, az oxidációs fok növekedésével gyarapodó, jellegzetesen oxifil

Fe^{3+} pedig az üledékes kőzetekben a stabilisabb kationforma. A „természas" (Fe^0) viszont a külső földövekben csak kivételesen jelenik meg. Innen van, hogy a magmás kőzetek átlagában a vas oxidációs foka ($2Fe_2O_3 : FeO$) Szádeczky-Kardoss (1955) szerint 1,4—1,6. Ugyanez az üledékes kőzetekben 3,33; mégpedig az agyagos kőzetekben 3,26, a homokosakban 7,1.

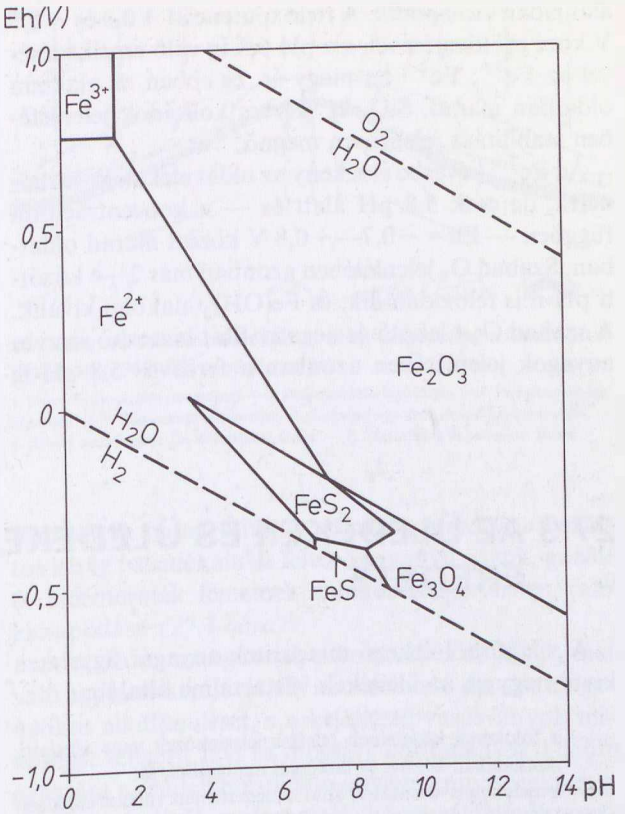
Belső szerkezetét tekintve a fémvas három alakban állítható elő. Ezek közül a 2,9 Å rácsállandójú, szabályos tércentrált cellájú δ-vas kb. 403 °C felett, a 3,63 Å rácsállandójú, szabályos lapcentrált rácsú γ-vas 403 °C alatt, a 2,80 Å rácsállandójú szabályos tércentrált α-vas 906 °C alatt paramágneses; az utóbbi azonban a 768 °C-hoz eső Curie-pont alatt aktív *ferromágnessé* válik.

A vas 4-es és 6-os vegyértékű (Fe^{4+}; Fe^{6+}) ionjai csak szerves és fémes–szerves vegyületekből ismeretesek.

Méreteik, ion- és vegyületpotenciáljuk különbözősége folytán *(27.4 táblázat)* az üledékek két fontos vasionja kémiailag igen eltérően viselkedik. Ionrádiuszuk hasonlósága révén az Fe^{2+}-t elsősorban a Co^{2+}, (Ni^{2+}), Zn^{2+}, Mn^{2+} és Mg^{2+}, az Fe^{3+}-t pedig az Al^{3+}, Ti^{3+}, V^{3+}, Cr^{3+}, Mn^{3+} és Co^{3+} helyettesítheti izomorf módon. Ezenkívül az Fe^{3+} az oxigénnel önálló $(Fe_2O_4)^{2-}$ és $(FeO_4)^{5-}$ anionokat, a kovasavval



27.1 ábra. A vasoxidok, -karbonátok, -szulfidok és -szilikátok stabilitása vízben 25 °C-on, 1 atm. nyomáson. — Garrels—Mackenzie (1971) nyomán



27.2 ábra. A vasoxidok és -szulfidok stabilitása vízben 25 °C-on, 1 atm nyomáson, 10^{-6} oldott kén aktivitás mellett, Garrels—Christ (1965) szerint

pedig savas kémhatású $(FeO_4)^{5-}$. $(SiO_4)^{4-}$ komplexeket is képezhet.

A vas csekély — a testsúly 0,001—0,1%-át kitevő mennyisége ellenére is — a növények és állatok légzésében oxigén-megkötő katalizátorként működő, *fontos biogén elem*, amelynek hiánya betegséget okoz. Az emberi test kb. 4,5 g-nyi (0,004%-nyi) vastartalmának 65%-a a hemoglobinban, 1%-a enzimekben van jelen, 34%-a pedig mintegy tartalékul szolgál. A növények sápadtságát (klorózisát) a talajnak a vasat oldhatatlan Fe^{3+}-má oxidáló rész- és mangánvegyületei okozzák. A vasnak oxigénhez és kénhez való kapcsolódását gyakran *vas- és kénbaktériumok* szabályozzák (I. kötet, 8.4. fejezet). Az így keletkező vasszulfid-gömböcskéket (anyaguk szerint) *bakteriopirit*nek vagy *bakteriomarkazit*nak nevezik. *Az előbbiek* semleges és lúgos (tehát *inkább tengeri*) közegben, *az utóbbiak* savanyú kémhatásnál (tehát *inkább mocsári–lápi üledékekben*) keletkeznek.

A vasionok kémiai reakciói, oldódása és kicsapódása a hőmérséklet- és nyomásviszonyokon, az oldat HS^-, HCO_3^-, Fe^{2+} és más ionjainak aktivitásán kívül elsősorban a pH- és Eh-értékektől függ. Az ezt szemléltető *27.1 ábra* szerint az Fe^{3+} csak igen savanyú kémhatás ($pH \leq 2{,}2$) mellett és csak +0,8 V redoxpotenciál fölött oldódik. A koncentráció és a pH növekedésével azonban — különösen, ha az oldatban Ca^{2+}, Mg^{2+} vagy más alkáli kationok is vannak — $Fe(OH)_3$

alakjában kicsapódik. A redoxpotenciál +0,8 és −0,5 V közé csökkenésével, s a pH 5,8-ig való emelkedésével az Fe^{3+}, Fe^{2+}-ba megy át, és ebben az alakban oldatban marad. SiO_2 és szerves kolloidok jelenlétében stabilitása jelentősen megnő.

Az Fe^{2+} kevésbé érzékeny az oldat elektrolit-tartalmára, de csak 5,8 pH alatt és — a koncentrációtól függően — Eh = −0,7—+0,8 V között marad oldatban. Szabad O_2 jelenlétében azonban már 2—4 közötti pH-n is feloxidálódik, és $Fe(OH)_3$ alakban kiválik. A szabad O_2-t lekötő és negatív Eh-t biztosító szerves anyagok jelenlétében azonban a ferrovas 5,8 pH-ig oldatban marad. Ha pedig a redukciós viszonyok fennmaradása mellett növekszik az oldat pH-ja, akkor az idegen ionok mennyiségétől függően ferro-hidroxidok, -szulfidok, -karbonátok vagy -szilikátok képződnek, sőt magnetit vagy hidromagnetit is kiválhat *(27.2 ábra)*.

Mivel az Fe^{3+} sem lúgos, sem közepesen savas közegben nem oldódik, üledékes körülmények között a vas csak Fe^{2+} alakban szállítódhat oldott állapotban. Mindkét vasiont szállítják azonban a folyóvizek, tavi és tengeráramlatok szuszpendált vasvegyületek és kolloid vashumátok formájában.

27.3 AZ ÜLEDÉKEK ÉS ÜLEDÉKES KŐZETEK VASTARTALMÁNAK EREDETE

A világűrből érkező meteoritek anyagát figyelmen kívül hagyva, az üledékek vastartalma általában

— a földkéreg kőzeteinek felszíni–felszínközeli vagy vízalatti, mechanikai, kémiai és biológiai mállásából, ill.
— a mélytenger-kutatások által is megerősített vulkáni exhalációkból

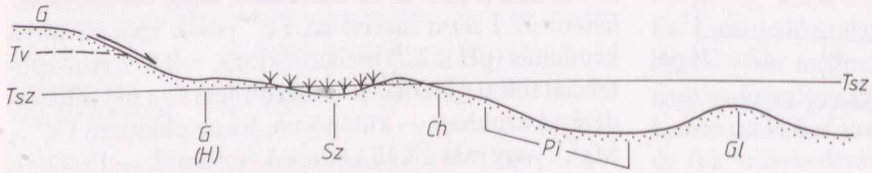
vezethető le.

A mechanikai mállás során a kőzetből kiszabadult vasásványok (pl. a magnetit, ilmenit) nagy fajsúlyuk miatt az őket körülvevő könnyebb ásványoktól különválnak, és helyben maradva, vagy csak rövid szállítást szenvedve, folyóvízi, tenger- vagy tóparti törmelékes üledékek közé települő, *torlat*nak nevezett, lencse- vagy rétegszerű testekben dúsulnak („feketehomok").

A kémiai–biokémiai mállásnak alávetett kőzetek vastartalma a magmás kőzetekben vele gyakran társult mangánnál lassabban mobilizálódik. Ennek az az oka, hogy a málláskor képződő vasvegyületek többsége a megfelelő Mn-vegyületeknél kevésbé oldódik, s hogy az Fe^{2+} ion az üledékes környezetek pH—Eh viszonyai között igen könnyen Fe^{3+} ionná oxidálódik. Ezért a tenger felé tartó útjában a Mn általában jóval messzebbre jut el, mint a vas. Ebből következően a vas üledékes dúsulására elsősorban kontinentális (tavi, mocsári) és parti–sekélytengeri körülmények között számíthatunk *(27.3 ábra)*, ha azt a törmelékes és karbonátos anyag lerakódása el nem nyomja. A hozzákeveredő anyagok kimosódása vagy a terrigén vasbeáramlás megnövekedése esetén azonban — mint azt Dél-Németország dogger ércei s a lotharingiai minette-ek tanúsítják — jelentős vasérctelepek keletkezhettek. Ezekhez hasonló méretű vasooidos telepek jelenkori képződésének elmaradását e feltételek valamelyikének hiánya magyarázza.

Meleg, de évszakosan változó csapadékú szárazulati területeken a vaskérgek és a laterites málláshoz vagy karsztos felszínekhez kötött bauxit képződése is vasfelhalmozódás forrása lehet. A vasnak és a mangánnak a szállítási folyamatokban való elkülönülésére (amellyel részletesen a 28.31. és 28.32. fejezetben foglalkozunk) csak a nagyjából egyenlő oldhatóságú Fe- és Mn-karbonátok esetében nem kerül sor; ezek tehát kedvező környezetben egyszerre válnak ki.

A szárazföldi lepusztulás során a vasat nemcsak bázisos és ultrabázisos magmatitok és metamorfitok vagy idősebb vasérctelepek lepusztulása, hanem savanyú és intermedier vulkanoklasztitok vegyi mállása is fölszabadíthatja. A vasnak repedezett, felaprózódott kőzetből való távozásában a savanyú kémhatású esővíznek van legnagyobb szerepe. Ezért a jelenkorban a vas főként az igen savanyú, mészmentes podzoltalajokban, csapadékos és hűvös éghajlaton kerül nagy mennyiségben oldatba. $Fe(OH)_2$ vagy $Fe(HCO)_3$



27.3 ábra. A vas üledékes dúsulása kontinentális (tavi, mocsári) és parti–sekélytengeri körülmények között

G: goethit. — *H:* hidrogoethit. — *Sz:* sziderit. — *Ch:* chamosit = berthierin. — *Pi:* pirit. — *Gl:* glaukonit. *Tv:* talajvíztükör. — *Tsz:* tengervízszint.

alakban való szállítására különösen a lassú folyók oxigénszegény fenékvizei alkalmasak. SZTRAHOV (1963) szerint pl. a szibériai Ob 14 ppm-nyi oldott Fe^{2+}-t szállít, amely elsősorban a talajvízből kerül beléje. Az átlagos, 6,5—7 pH-jú folyóvizek és tavak azonban 1 ppm-nél is kevesebb oldott vasat tartalmaznak, de a belőlük kicsapódó Fe^{3+} lebegő iszaprészecskékre tapadva, vagy szerves anyagokkal vashumátokat és más szerves komplexeket alkotva, kolloid szuszpenziók alakjában továbbítódik a tenger irányába. Ezért a trópusi mállás lateritje is a legjelentősebb vasforrások közé tartozik.

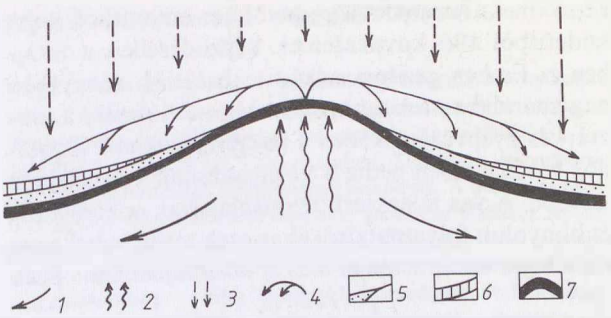
A terrigén vas nagy részének a sekély vizekben való kicsapódása mellett látszik szólni, hogy az enyhén lúgos (8,0—8,5 pH-jú) tengervíz SEIBOLD (1974) szerint valódi oldatként már csak 0,003 ppm-nyi, kolloid oldatban pedig 0,030—0,060 ppm-nyi vasat tartalmaz. [ZEIL (1975) szerint is a tengervíz általa 0,010 ppm-nyire becsült *átlagos* vastartalmának csak 1/10-e alkot valódi oldatot, 9/10-e azonban kolloid ferrihidrát alakban van jelen.] A kicsapódásnak az az oka, hogy még a csak kissé savanyúbb közeg (pl. a 6-os pH-jú esővíz) is 100-szor több vasat képes oldani mint a semleges folyóvíz, és 10 000-szer annyit, mint a 8-as pH-jú tengervíz. Ehhez járul még, hogy a tengervíz elektrolitjai a hidrofób ferri-hidroxidokat már a torkolat közelében kicsapják. Kivételt csak a mélyebb, hidegebb tengervíz jelent, amelynek semleges pH-ja és kisebb redoxpotenciálja a vas oldatban maradása irányában hat.

A vasásványoknak az oldat O_2-telítettségének csökkenésétől, a HCO_3^-, ill. a HS^- ionok mennyiségétől függő, és már a csapadék színváltozása alapján is nyomon követhető, szervetlen kiválása általában az alábbi sorrendet követi:

a) *Goethit* [α-FeO(OH)], ill. *hematit* (Fe_2O_3): sárgásbarna, ill. vörös,
b) Fe^{2+}/Fe^{3+}-*oxihidrátok* és Fe^{2+}/Fe^{3+}-*szilikátok:* túlnyomóan zöld,
c) *Magnetit* ($Fe_2O_3.FeO$): fekete,
d) *Sziderit* ($FeCO_3$): barnásfehér,
e) *Troilit* (FeS) vagy *pirit* (FeS_2): fekete színben.

A vaskiválást azonban a létük fenntartásához szükséges energiát az Fe^{2+} oxidációjából nyerő vasbaktériumok, vagy a szulfátok H_2S-sé alakításával előállító szulfátredukáló baktériumok is elősegítik.

A mélytengerkutatás és a Lahn–Dilli típusú vasércek beható vizsgálata szerint a pelágikus iszapok 6,5%-nyi átlagos vastartalmát, az abisszikus vas–mangánkonkréciók számának, nagyságának és fémtartalmának az aktív óceáni hátságok, a szigetívek és a vízalatti bazalthegyek közelében való megemelkedését (28.33. fejezet) két tényező okozza. Az *egyik* a tengerfenéken felhalmozódó párnalávák és vulkáni

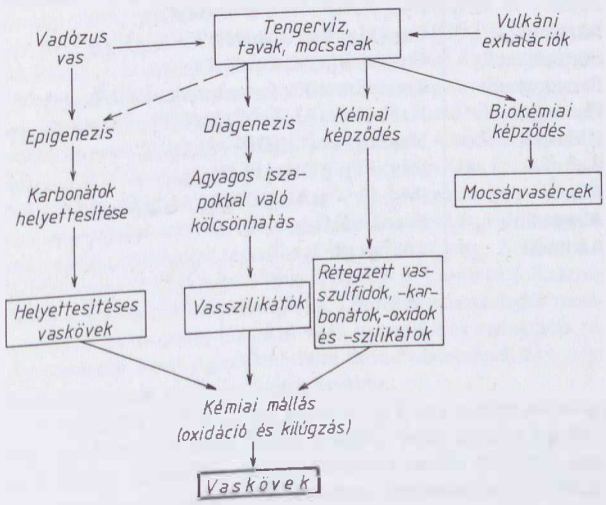


27.4 ábra. Az óceáni üledékek és azok diagenezise a BOSTRÖM—PETERSON (1966)-féle modell szerint

1. Tengerfenék-tágulás (spreading). — *2.* Hidrotermális kigőzölgés. — *3.* Pelágikus üledékképződés. — *4.* Fémoxidok leülepedése. — *5.* Amorf vas–mangánoxidos bekérgezés. — *6.* Kevert amorf vasoxidos–törmelékes fácies. — *7.* Törmelékes és pelágikus fácies.

törmelékek halmirolitikus bomlása, a *másik* a bazaltos kéreg hasadékain át feltörő savanyú gázok, gőzök és hidrotermák fémeinek a lúgos tengervízben való kicsapódása *(27.4 ábra)*.

A vasnak a mangánnal, a kovával és az Al_2O_3-mal való együttes kiválását, ill. azoktól való dia-, és epigenetikus elkülönülését, s a keletkező vasásványok minőségét tengeri, tavi és mocsári körülmények között egyaránt a rendelkezésre álló anyagmennyiségeknek a víz összetételétől, mélységétől, hőmérsékletétől, szervesanyag-tartalmától, mozgásától, oldóképességétől, bakteriális aktivitásától, kémhatásától és redoxpotenciáljától függő alakulása irányítja. A nagy hőmérsékletű, kloritos–fluoridos hidrotermák által a szilikátokból a víz halogéntartalmával arányos mennyiségben felszabadított Mn^{2+} pl. nem különül el az Fe^{2+}-től. Ezt csak a mállás alacsonyabb hőmérsékletén beálló redoxviszonyok teszik lehetővé (WEDEPOHL 1980). A mészkő vagy dolomit és a hidrotermák érintkezésén viszont kiszorításos (oxidos és karbonátos) vasércek



27.5 ábra. A vasérc-keletkezés folyamatábrája. — PETTIJOHN (1975) nyomán

képződnek. Az eredetileg opálból és limonitból, néha sziderítből álló kovavasércek képződésében a SiO_2-ben és Fe-ben gazdag vulkáni exhalációk környékén nagymértékben felszaporodott radioláriáknak, a mocsár- és gyepvasércekében a baktériumoknak, az ooidos vasércekében pedig a vízmozgásnak volt jelentős szerepe. A vas telepszerű feldúsulásának sokténye zős és bonyolult folyamatairól és az ezek révén keletkezett elsődleges érctípusokról a *27.5 ábra* tájékoztat. Ezek regionális metamorf átalakulását általában a ferrivegyületek redukciója jellemzi. A kovavasércekből ily módon hematitból, magnetitből és kvarcból, majd magnetitből és kvarcból álló kőzet keletkezik. Ilyenkor is elárulja azonban a magnetit üledékes származását nagyobb B-, Al-, Mg- és Mn-tartalma; ezzel szemben az exhalációs eredetű magnetitet nagyobb Zn-, a hidrotermális eredetűt pedig nagy Mg- és Mn-tartalom jellemzi.

27.4 AZ ÜLEDÉKES KŐZETEK FONTOSABB VASÁSVÁNYAI

Földkéregbeli gyakoriságának megfelelően a vas fő- és mellékes ásványainak száma STRUNZ és TENNYSON (1982) szerint 181 + 139 = 320 körül van, de még legalább 210 olyan ásvány van, amelyek kristályai izomorf helyettesítéssel beépült vasionokat tartalmaznak. Az üledékek, valamint a dia- és epigenetikus, ill. metamorf átalakulást szenvedett üledékes kőzetek vasásványainak egy része idősebb kőzetek fizikai mállásából eredő törmelékének szelektív áthalmozódásából származik. Más része pedig szin-, dia- vagy epigenetikus oldatokból vált ki, vagy az ásványtani összetételt homogenizáló dinamotermális metamorfózis terméke.

27.41 A MAGMATITOK ÉS METAMORFITOK TORLATOKKÁ ÁTHALMOZOTT KŐZETALKOTÓI

A legtöbb vasat tartalmazó ásványokat a *27.5 táblázat* tünteti fel. Az utómagmás vasérctelepek aprózódása révén magnetit, goethit, lepidokrokit, sziderit, a szulfidos érctelepekből pedig *pirit, markazit, kalkopirit* ($CuFeS_2$), *arzenopirit* (FeAsS) kerülhet át az üledékbe.

27.5. táblázat. A magmatitok és metamorfitok leggyakoribb nagy vastartalmú ásványai

1. Kőzetalkotó ásványok:

Fayalit	$Fe_2(SiO_4)$
Hipersztén	$(Mg, Fe)_4(Si_2O_6)_2$
Augit	$(Ca, Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti, Al)_2 \mid (Si, Al)_2O_6$
Pigeonit	$(Mg, Fe, Ca)_2(Si_2O_6)$, ha $(Mg, Fe) : Ca \approx 7 : 1$
Egirin	$(Na, Ca)(Fe^{3+}, Fe^{2+})(Si_2O_6)$
Aktinolit	$Ca_2(Mg, Fe^{2+})_5[(OH, F) \mid Si_4O_{11}]_2$
Ferroaktinolit	$Ca_2Fe_5^{2+}[(OH, F) \mid Si_4O_{11}]_2$
Ferrotremolit	Tremolit + 10% ferroaktinolit keveréke
Hastingsit	$NaCa_2Fe_4(Al, Fe^{3+})[OH, F)_2 \mid Al_2Si_6O_{22}]$
Riebeckit	$Na_2Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}[(OH) \mid Si_4O_{11}]_2$
Antofillit	$(Mg, Fe)_7[(OH) \mid Si_4O_{11}]_2$
Amezit	$(Mg, Fe^{2+})_4Al_2[(OH)_8 \mid Al_2Si_2O_{10}]$
Almandin	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$
Andradit	$Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$

2. Járulékos és telepalkotó ásványok:

Magnetit	$FeO.Fe_2O_3$
Ilmenit	$FeTiO_3$
Ilmenomagnetit	Ilmenit és kevés magnetit keveréke
Kromit	$(Fe, Mg)Cr_2O_4$
Pirit	FeS_2
Pirrhotin	Fe_nS_{n+1}
Pentlandit	$(Ni, Fe)_9S_8$, ha a $Ni : Fe = 1 : 1$

27.421 Oxidok és oxi-hidroxidok. A *hematit* vagy *vörösvasérc* (α-Fe_2O_3) általában finomszemcsés, tömeges megjelenésű. *Vascsillám* nevű változata ezüstösen fémes fényű lemezeket és pikkelyeket, a *vörös vaskő* barnásfekete, vese alakú, sugaras belső szerkezetű *vaskobak*ot („Glaskopf") alkot. Valamennyi változatának pora és karca vér-, ill. cseresznyevörös. Fennőtt kristályai ditrigonális szkalenoéderek és romboéderek, vagy a bázislap szerint táblásak. A korundéhoz hasonló térrácsában az Fe^{3+} ionok az oxigénionok alkotta oktaéderek közepén helyezkednek el. Keménysége azonban csak 6; kémiai és hőhatásokra pedig a korundnál érzékenyebb. Kb. 70%-nyi vasat tartalmaz; ferri-ionjait azonban kevés Mg és Ti helyettesítheti. Adszorbeált vizen kívül Al-t és Si-t is tartalmazó, kolloid állapotú, finomdiszperz változatát *hidrohematit*nak nevezik. Tengeralatti vulkáni exhalációk és hidrotermális működés során *(28.23 ábra)* ferriklorid és vízgőz kölcsönhatásával:

$$2FeCl_3 + 3H_2O \rightarrow Fe_2O_3 + 6HCl, \qquad (27.1)$$

üledékesen a hidrohematit víztelenedésével, diagenezis vagy metamorfózis alkalmával pedig a goethit (ill. lepidokrokit) vízvesztéses oxidációjával képződik:

$$2FeO(OH) \rightarrow Fe_2O_3 + H_2O. \qquad (27.2)$$

Az átalakulás mértéke azonban a goethit kristályosságától függ. A betemetődés során a limonitos goethit mindig instabilisabb a hematit + víznél; ezért a sárgásbarna színű limonitos–goethites üledékek a mélység felé rendesen eltűnnek. Arid klímájú területek vadózus diagenezise viszont idővel a felszínközeli képződményeket is vörös (hematitos) pigmenttel látja el. A hematit mindaddig stabilis marad, míg környezetében nincsenek bomló szerves anyagok. Ilyenek jelenlétében azonban az $Fe^{3+}Fe^{2+}$-vé redukálódik, és a vörös szín eltűnik.

A hematit az ópaleozóikum *Clinton*-típusú vasoolitjainak, az alsó- és középső-proterozóikum kovás vasérceinek fontos, a prekambriumi itabiriteknek pedig legfontosabb vasásványa. E régi kőzetekben azonban gyakran azok magnetitjének oxidációjával (martitosodásával) képződik. A martit magnetit utáni hematit-pszeudomorfóza:

$$Fe_2O_3.FeO + O_2 \rightarrow 2Fe_2O_3. \qquad (27.3)$$

A *maghemit* vagy *oximagnetit* (γ-Fe_2O_3) kékesfekete vagy sötétbarna színű, aprószemű, tömeges megjelenésű, ferromágneses, de könnyen bomló, szabályos rendszerbeli ásvány. Rácsszerkezete a spinell-csoportba utalja. Metamorfózis során a lepidokrokit víztelenedése révén képződik. A minette-ércek „szürke réteg"-ében 10—20 cm vastag csíkokat alkot.

A *magnetit* vagy *mágnesvaskő* ($FeO.Fe_2O_3$) kékesfekete színű, tömeges megjelenésű. FeO-tartalma 31%, Fe_2O_3-tartalma 69%. Összes Fe-tartalma 72,4%. Az Fe-t benne Mg^{2+}, Ni^{2+}, Zn^{2+} és Ti^{2+}; az Fe^{3+}-t Al^{3+}, Ti^{3+}, Ti^{4+}, V^{3+} és Cr^{3+} helyettesítheti. Fennőtt kristályai szabályos rendszerbeli oktaéderek. Rácsszerkezete a spinelléhez hasonló. 578 °C-hoz eső CURIE-pontja alatt ferromágneses. Üledékes környezetben igen ritkán, csak bomló szerves anyag jelenlétében keletkezik. A regionális metamorfózis során vashidroxidok redukciós körülmények közötti víztelenedésével jön létre (pl. a braziliai itabiritekben). Hideg és mérsékelt éghajlaton nem bomlik el, sőt nagy (4,9—5,2) sűrűségénél fogva anyakőzetének mechanikai aprózódása esetén torlatokon halmozódik fel. Meleg–nedves éghajlaton azonban martitosodik.

A *goethit, tű-* vagy *bársonyvasérc* [α-FeO(OH)] elméletileg 62% Fe-t, változó mennyiségű vizen kívül adszorbeált P-t, V-ot, Mn-t, Si-ot, Ba-ot, Ca-ot tartalmazhat. Üledékekben gömbös–ooidos vagy laza, tömeges, kollomorf megjelenésű. Kristályai a *c*-tengely irányában megnyúlt rombos dipiramisok. Rácsának FeO oktaéderrétegeit aszimmetrikusan elhelyezkedő (OH)-gyökök kapcsolják össze. Szulfidok oxidációjakor vagy teletermális szulfidos oldatok jelenlétében (pl. a mélytengeri vas–mangán konkréciókban), Fe-tartalmát Cu, Pb, Ni és Cr helyettesítheti. Többnyire vasszulfidok, sziderit és vasszilikátok oxidációjával keletkezik. A mállási és talajreakciókból, lateritesedésből származó goethit az üledékek lepusztulási eredetű vasásványainak fő forrása. Mocsarak, tavak és tengerek O_2-tartalmú, sekély, partközeli vizeiben — gyakran bakteriális közreműködéssel — főleg humátokból keletkezik. A fanerozóos karsztvasércek, babércek, mocsár- és gyepvasércek, valamint a minette-típusú vasoolitok főásványa.

A *lepidokrokit* vagy *rubincsillám* [γ-FeO(OH)] lemezkék, pikkelyek és kollomorf tömegek alakjában jelenik meg. Pora barna. Kevesebb idegen kationt tartalmaz, mint a goethit. Rombos bipiramisos kristályai az *a*-tengely irányában vannak megnyúlva. Az Fe^{2+} ionok a kettős réteget alkotó oxigén-oktaéderek közepén, az (OH)-gyökök pedig a szabad csúcsokon helyezkednek el. A limonit egyik, felszíni mállás során keletkező alkotója.

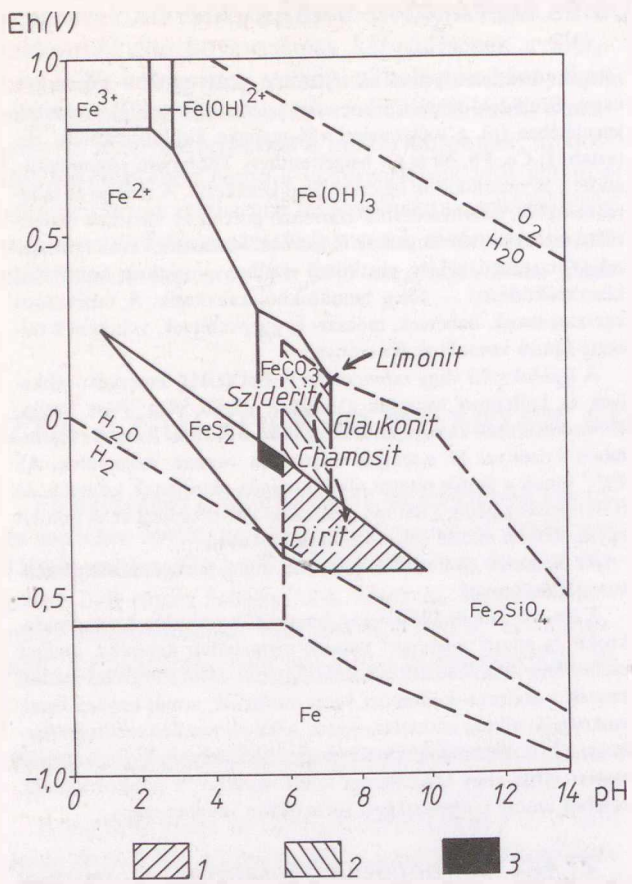
Az *akaganéit* (β-FeOOH) pirrhotin utáni, tetragonális bipiramisos mállási termék.

A *limonit* nem önálló ásvány, hanem főleg goethit, kevés lepidokrokit és amorf *sziderogél* változó víztartalmú keveréke, amihez esetleg még kevés hematit is hozzáelegyedik. Mint jellegzetes mállási termék a dudoros–kollomorf *barna vaskobak*, a más anyagú ércek *vaskalapját* alkotó alaktalan, sejtes, néha porszerűen széthulló *barnavasérc*, a víztartalom és az idegen hozzákeveredés mennyisége szerint sárga vagy sárgásbarna színű *vasokker*, a salakos külsejű, részben amorf *sztilpnosziderit* formájában jelenhet meg.

27.422 Karbonátok, foszfátok. A *breunnerit* [$(Mg, Fe)CO_3$] és az *ankerit* [$Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2$] túlnyomórészt a hidrotermális metaszomatózis terméke, a *mangán-sziderit* (oligomit) pedig inkább a karbonátos mangántelepek ásványa.

A *sziderit* vagy *vaspát* ($FeCO_3$) kristályos–szemcsés, gömbös–sugaras *(szferosziderit)*, ritkán földes vagy ooidos megjelenésű. Színe szürke vagy sárgásfehér. Elméleti vastartalma 48%. Fe-on kívül azonban rendesen kevés Ca-t, Mg-t és Mn-t is tartalmazhat. Ditrigonális szkalenoéderekben vagy romboéderekben kristályosodik. Hidrotermális metaszomatózissal mészkő- és dolomitösszletek anyagát kiszorítva, *sztratiform telepeket* formál, amelyek a felszínen és annak közelében limonittá oxidálódnak *(Rudabánya, Martonyi)*. Egyébként diagenetikus ásvány; de csak ott keletkezik, ahol igen kicsiny oldott szulfid-koncentráció, alacsony Eh-érték és 7 körüli pH nagy Fe^{2+}/Ca^{2+} hányados mellett nagy HCO_3^--tartalommal találkozik. E föltételek leginkább a trópusi mállási öv kontinentális állóvizeiben, deltákhoz kapcsolódó, szerves anyagban dús mocsaraiban és lagúnáiban teljesülnek *(27.6 ábra)*. Az itteni sziderit-konkréciók a betemetődés fokozódásával növekednek. A sziderit képződésekor a Fe^{2+} koncentrációjának a Ca^{2+}-ét legalább 5%-kal felül kell múlnia. Mivel a tengervíz átlagos Fe-koncentrációja $<0{,}1\%$, sziderites rétegeknek mélyebbtengeri üledéksorokban való megjelenése mindig különleges (anoxikus) viszonyokat jelez. A sziderit a késői diagenezis folyamán, a tengeri szulfát- és Ca-ionok felhasználódása után, oxidokból is létrejöhet. Üledékes vasérctelepek metamorfózisa esetén pedig magnetit vagy vasszilikátok redukciója révén képződik. Ezért a prekambriumi kovás vasérceknek és a liász szénvasköveknek egyaránt fontos ásványa.

A *vivianit* [$Fe_3^{2+}(PO_4)_2 . 8H_2O$] 43%-nyi FeO-t tartalmazó, szürkés vagy feketéskék színű, földes, gömbös, vesés, sugaras megjelenésű ásvány. Egyhajlású, tűszerű kristályai szerves anyagban gazdag mocsári, tavi, tengeri környezetben, sziderittel és más ferroásványokkal együtt képződnek.



27.6 ábra. A fontos vasásványok stabilitási viszonyai az Fe–S–Si–CO_2–H_2O rendszerben 25 °C-nál és 1 atm. össznyomáson, RÖSLER (1984) szerint

1. A pirit és az Fe_2SiO_4 stabilis. — *2.* A sziderit és az Fe_2SiO_4 stabilis. — *3.* A sziderit és a pirit stabilis.

Az oldatban az Fe 10^{-4}, az S 10^{-6}, az Si $10^{-1,84}$, a CO_2 10^{-1} mol/l koncentrációban van jelen.

27.423 Vasszilikátok. A *berthierin = chamosit* $[(Fe^{2+}, Fe^{3+})_3(OH)_2 \mid AlSi_3O_{10} \cdot (Fe, Mg)_3(O, OH)_6]$ zöldesszürke vagy zöldesfekete ooidokat, néha sűrű, kriptokristályos, földes tömegeket alkotó, kétrétegű, monoklin leptoklorit, 34—43% FeO-, 0—6% Fe_2O_3-, 13—20% Al_2O_3-, 23—29% SiO_2-, 10—13% H_2O-, 0—4% MgO-tartalommal. Oxigénhiányos környezetben keletkező, jellegzetesen tengeri képződmény. A sziderittel együtt a minette- és Clinton-típusú vas-oolitok legjellemzőbb ásványa. Amellett homokkövek és más vasásványokból álló kőzetek kötőanyaga. Finom ürülékcsomókhoz kapcsolódó, jelenkori képződését (l. az I. kötet 22.3122. fejezetrészét is) Guinea partjai mentén, s a Niger, ill. az Orinoco deltájának előterében, 50 m körüli vízmélységből mutatták ki (PORRENGA 1965). Fosszilis előfordulásai is sekély és meleg vízű selfekhez kötődnek.

A berthierin-ooidok alakja mozgatott tengervízben való keletkezésre utal, anyaguk stabilitása viszont üledék/víz határ alatti redukáló viszonyokat kíván. Ezért korábban azt hitték, hogy a berthierin-ooidok kalcit vagy aragonit anyagú ooidok diagenetikus helyettesítődése révén jöttek létre. Ennek lehetőségét azonban újabban megcáfolták. CURTIS—SPEARS (1968) és TALBOT (1974) szerint ezeknek a hullámzó vízben képződött ooidoknak eredetileg Fe-ben és Al-ban dús gélekből álló anyaga a kis mélységű betemetődés során alakult át berthierinné.

A *greenalit* $[(Fe^{2+}, Fe^{3+})_2((OH)_4 \mid Si_2O_5)]$ zöldes, sárgás vagy barna színű, igen finom szemű, többnyire ooidos halmazokat alkotó szepteklorit. Gyakori a Felső-tó vidéki, prekambriumi Mesabi és Guntflint Formáció vasérceiben.

A *türingit* STRUNZ (1982) szerint $(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_3[(OH)_2 \mid Al_{1,2-2}Si_{2,8-2}O_{10}] \cdot (Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_3(O, OH)_6$ összetételű, 19,8—39,3% FeO-, 7,2—31,7% Fe_2O_3-, 15,6—25,1% Al_2O_3-, 19,4—28,8% SiO_2- és 4,6—13,2% H_2O-tartalmú, apró-pikkelyes, szemcsés, földes tapintású, tömeges halmazokat alkotó leptoklorit. Négyrétegű rácsának mind az oktaéderes, mind a tetraéderes rétegeiben a vas van túlsúlyban. Biotit, amfibol vagy augit metamorf átalakulása, üledékes környezetben ugyanezek diagenetikus elváltozása révén képződik. A türingiai és Fichtel-hegységi alsó-szilur s a walesi ópaleozóikum fontos vasérce. A lotharingiai minette-ben magnetittal, chamosittal és sziderittel társul.

A *minnesotait* $(Fe^{2+}, Mg, H_2)_3[(OH)_2 \mid (Si, Al, Fe^{3+})_4O_{10}]$ összetételű, tömör, vesés–gumós vagy pikkelyes halmazokat alkotó, egyébként monoklin vasdús talk. Rácsa két SiO_2 tetraéderréteg között elhelyezkedő brucit $[(Mg, Al)O_4(OH)_2]$ anyagú oktaéderrétegből áll. Az USA-beli Mesabi Range metamorf vasérceinek sziderittel, magnetittel és greenalittal társult, gyakori ásványa.

A *sztilpnomelán* $(K, H_2O)(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg, Al)_{<3} \cdot [(OH)_2 \mid Si_4O_{10}] \cdot X_n(H_2O)_2$ összetételű, pikkelyes–lemezes, monoklin vagy triklin rendszerbeli ásvány. Előfordul a Felső-tó környéki metamorf vasércekben és a Lahn–Dill típusú ércek hasadékaiban.

27.424 Vasszulfidok. A *pirit* vagy „vaskovand" (FeS_2) fakó aranysárga színű, kristályos hintések, szemcsés, tömeges, néha gumós halmazok alakjában — magmás és metamorf kőzeteken kívül — számos üledékes kőzetnek is jellemző autigén ásványa. A pirit a szerves anyagban dús, finomszemű üledékeknek és üledékes kőzeteknek (tőzeg, kőszén, agyagpala, márga) szinte elmaradhatatlan kísérője, de homokkövekben, bauxit-, vas- és mangántelepeken is gyakori. A litorális övtől az óceáni mélységekig, az édes- és hígsós vizű tavaktól, lagúnáktól, mocsaraktól, folyótorkolatoktól az euxin medencékig terjedően igen sokféle üledékes környezetben és sokféle formában jelenik meg *(27.7 ábra)*. Kristályai oktaéder, kocka vagy ötszögtizenkettős (piritoéder) alakúak és ezek kombinációi. A kristályok nyomokban Ni-t, Cr-ot, As-t, Sb-ot és más kalkofil elemeket is tartalmazhatnak. Belső felépítésük a galenit térrácsára emlékeztet.

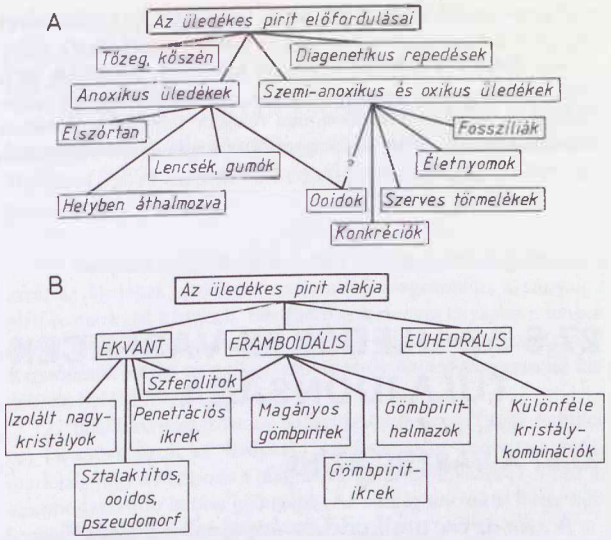
HÁMOR (1988, 1989a, b) az üledékes piritnek három fő alaktípusát és összesen további nyolc változatát különbözteti meg *(27.7 ábra:* **B**). A *framboidok* (gömbpiritek) olyan, 5—100 μm átmérőjű, többé-kevésbé szferoidális kristályhalmazok, amelyek apró krisztallitjai kötőanyag nélkül csatlakoznak egymáshoz. Az *euhedrális piritszemcsék* 0,1—10,0 μm nagyságú, gyakran a framboidok felületén ülő, sajátalakú mikrokristályok. Az *ekvant csoportba* a 20 μm—2 cm átmérőjű, nagy és többnyire ikresedett piritkristályok tartoznak; ezek jól fejlett lapjain gyakran növekedési rendellenességek (pl. kimaródások, poliszintetikus övek) figyelhetők meg (*27.1.* és *27.2. tábla*).

Az üledékes piritképződéshez szükséges kén abból a H_2S-ből származik, amit kisebbrészt a szerves anyag bakteriális bomlása, főként azonban az üledék/víz határ alatt 10—40 cm-re (max. több tucat m-re) a pórusvízben végbemenő bakteriális szulfátredukció (l. az I. kötet 12.44. és 13.5. fejezetét is) hoz létre. Az euxin medencékben a szulfátredukció és a piritképződés már a vízoszlopban bekövetkezik. Régebben azt hitték, hogy a H_2S kizárólag a szerves anyag kéntartalmából származik. Kiderült azonban, hogy ez önmagában sem az édes-, sem a tengervízben nem képes fedezni a képződő pirit mennyiségét. A szulfidkiválásra kedvező körülményeket olykor a tölcsértorkolatok csökkentsós vize biztosítja. Azt, hogy a nagyobb üledékes pirittelepek mégis a tengermedencék szellőzetlen részein vagy vulkáni–üledékes viszonyok között keletkeznek, a tengervíz

viszonylag nagy szulfáttartalma magyarázza. A tengeri agyagpalák >0,5%, a mocsáriak viszont — az ülepítő víz szulfátszegénysége miatt — <0,5% S-t tartalmaznak, s ezért gyakran piritmentesek. Gyors tengeri üledéklerakódás esetén az SO_4^{2-} ionoknak felülről lefelé, a pórusvízbe irányuló diffúziója mérséklődik, és ez csökkenti a piritképződés esélyeit.

A szulfidkiválás során — legalábbis a wattokban — először víztartalmú vas-monoszulfid ($FeS.nH_2O$: *hidrotroilit*) képződik, amely — a legfelső üledékhártya kivételével — 20—40 cm vastagságban mélyfeketére festi az iszapot. Az üledékfelszínt bakteriális oxidáció esetén fehéres színű, elemi kén-film vonhatja be, vagy pedig H_2SO_4 keletkezik. A kén az FeS-sel reakcióba lépve kriptokristályos piritté (*melnikovitté*) alakul át; ebből pedig néhány év alatt 5—25—100 μm-nyi piritgömböcskék és szederszerű kristályhalmazok (*framboidok*) keletkeznek. Eközben az iszap homokszemcséi elveszítik szulfidos bevonatukat, s az üledék kissé világosabbá válik. Semleges vagy enyhén savanyú kémhatás mellett azonban nem pirit, hanem *markazit* képződik (*27.2 ábra*). A finom eloszlású pirit az üledéket kékesre, zöldesre vagy feketésre színezi. Az Atlanti-óceán középső része „kék iszap"-jának színét pl. 0,25%-ot is elérő pirittartalmának tulajdonítják. A Fekete-tengeri iszapokban 2,5% FeS_2 van. A karsztbauxitok redukált fajtáinak piritszemcséi és -gumói (30.5. és 30.8. fejezet) BÁRDOSSY (1977) szerint késődiagenetikusak.

A framboidális vagy gömbpirit tehát a vas-monoszulfid fázis közbeiktatódásával keletkezik. A diagenezis későbbi szakaszában a tengervízzel még kapcsolatban levő pórusrendszeren belüli oldatokból — legalább részben — monoszulfid nélküli, közvetlen kicsapódással euhedrális pirit képződik. A negatívabb $\delta^{34}S$-sel jellemezhető gömbpirit ui. még nyílt, elegendő szerves anyagot, szulfátot és Fe^{3+}-t tartalmazó rendszerben gyorsan, kora-diagenetikusan jön létre. A kevésbé negatív $\delta^{34}S$-sel jellemzett euhedrális pirit pedig a jobban záródó rendszerbe kívülről bevándorló, oldott Fe^{2+} és H_2S reakciója révén, később képződik. Az ekvant típusú, nagy piritkristályok még később és még lassabban, azokból az oldatokból válnak ki, amelyek az üledékszemcséket félrenyomva, folytonosan diffundálnak vagy áramlanak az üledéken át. Zavartalan diagenezis esetén tehát a piritképződés a framboidálistól az euhedrálison át az ekvant típus felé halad. Ennek megfelelően csökken a kristályalakok gyakorisága az oktaédertől a kockán át a pirítoéder felé haladva. Ez a sorrend ui. az oldatok túltelítettségének növekedését jelzi. Az oktaéderes pirit inkább az alacsony pH-jú, anoxikus–pelites



27.7 ábra. Az üledékes piritkristályok osztályozása a megjelenési hely és mód (**A**), valamint alaktípus szerint (**B**), HÁMOR (1989a, b) nyomán

üledékekben gyakori; a nagy piritkockák viszont a lúgos pH-jú, karbonátdús üledékes kőzetekhez kötődnek. Piritoéderek általában az enyhén metamorf üledékes kőzetekben és a szulfátos evaporitok mellékkőzeteiben találhatók.

A *markazit* (FeS_2) a pirittől a rutilléhoz hasonló rácsszerkezetével és rombos rendszerbeli kristályaival különbözik. Szürkészöld vagy zöldessárga konkréciók, bekérgezések és hintés formájában főleg szenes agyagos, homokos agyagos képződményekben gyakori. Bauxitokban a piritkonkréciók magvát alkotja.

A *melnikovit* vagy gélpirit az FeS_2 kriptokristályos (röntgenvizsgálatok szerint tetragonális) módosulata. A *hidrotroilit*hoz ($FeS.nH_2O$) és a *greigit*hez (Fe_3S_4) hasonlóan fekete színű, finomszemcsés halmazokban vagy gömbös–vesés alakzatokban lép fel. Mindhárom hévforrások, mocsarak, tavak, zárt tengerrészek rothadó iszapjában, anaerob baktériumok közreműködésével keletkező, instabilis ásvány.

27.43 AZ EPIGENETIKUS VASÁSVÁNYOK

A vastartalmú kőzetek és ásványok felszíni–felszínközeli vegyi mállásakor a vas legkönnyebben az endogén elváltozású (pl. szerpentinesedett vagy propilitesedett) kőzetekből szabadul fel. Mobilizálódását elősegíti a meleg–csapadékos éghajlat és a dús növénytakaró is. Ennek során a vasásványok vagy más vasásványokká alakulnak át, vagy a vas oldatban vándorol tovább.

Szulfidos vagy sziderites kőzetek oxidációjakor goethit–lepidokrokit–(limonit)–jarosit társulásából álló *vaskalap*, bázisos és ultrabázisos kőzetek laterites mállása esetén nontronit–goethit–sziderogél képződik. A metamorf vaskőzetek oxidációja martitosodást, az itabiritek laterites mállása — a SiO_2 kioldódásával karöltve — hematitosodást eredményez. Beszűremkedés (infiltráció) nyomán pedig hematit–goethit–lepidokrokit–sziderit anyagú vasércek jöhetnek létre (Ural; Hargita).

A *nontronit* zöldessárga vagy barnászöld színű, földes törésű, tömött szövetű halmazokat alkotó, STRUNZ (1982) szerint $Fe_2^{3+}[(OH)_2|Al_{0,33}Si_{3,67}O_{10}]^{0,33-}$. $Na_{0,33}(H_2O)_4$ összetételű filloszilikát. Összetétele azonban Mg, Ca, K, Ni és Cr lehetséges (bár a málló „anyakőzet" minőségétől függő) beépülése következtében ettől jelentékenyen eltérhet. Rácsszerkezetileg a két SiO_2 tetraéder-réteg közötti $Al(OH)_3$- (gibbsit-) réteggel jellemzett montmorillonit-csoportba tartozik. Színes szilikátok, földpátok, montmorillonitok mállási terméke. Vasérctelepek mállási kérgének alján helyezkedik el; a felszínen vashidroxidokká és SiO_2-vé (opállá, kalcedonná, kvarccá) bomlik.

A *szimplezit* [a víztartalmú vasarzenát: $[Fe_3^{2+}(AsO_4)_2.8\ H_2O]$ színtelen, oxidált állapotban zöldeskék színű, triklin ásvány, amely apró, oszlopos kristályok vagy sugaras szerkezetű konkréciók alakjában arzenidekben gazdag érclelőhelyek oxidációs zónájában fordul elő.

A *jarosit* vagy sárga vasérc [KFe^{3+}_3 $(OH)_6(SO_4)_2$] gyantasárga vagy barna színű szemcséket, bekérgezéseket, cseppkőszerű alakulatokat formál. Többnyire szulfidok mállásakor képződik; néha üledékes kőzetek kötőanyagát alkotja. A Szendrői-hegység paleozóikumára települő alsó-pannóniai rétegsor talpi homokkövének kvarcszemcséit pl. a jarosit diagenetikus romboéderei vagy táblás kristálykái cementezik (JÁMBOR 1960). A felszínen limonittá alakul át.

A *melanterit* vagy vasgálic [$FeSO_4 . 7H_2O$] zöld vagy zöldesfehér színű, rostos szerkezetű táblácskák, néha több cm hosszú, hajszálvékony kristályok képében, vasszulfidok oxidációjakor jelenik meg. Szulfidos ércek, bauxit és kőszéntelepek, agyagpalák gyakori másodlagos ásványa (BÁRDOSSY 1977).

27.5 AZ ÜLEDÉKES VASÉRCEK NÉHÁNY JELLEMZŐ TULAJDONSÁGA

27.51 A VASÉRC SZÍNE

A *szín az érc* uralkodó ásványainak színétől függ. A magnetit- és martittartalmú Krivoj Rog-i jáspilit pl. szürkéskék; a hematitból álló, Felső-tó környéki takonit, a brazíliai itabirit s a Lahn–Dill típusú (vulkáni–üledékes) vasérc ellenben vörös színű. Vasvegyületek színezik a mindössze 6,3% Fe-t tartalmazó (egyébként barna színű) mélytengeri vörös agyagot; a sók vörösesre színezéséhez pedig már 0,03% Fe_2O_3 is elegendő.

A partközeli környezetek goethites–sziderogéles oolitjai barnák vagy vörösesbarnák. A velük összefogazódó, kissé mélyebb-vízi, agyagos–anoxikus környezetben keletkezett glaukonitos–chamositos szferosideritek viszont már zöldes, szürkészöld vagy fekete színűek. A karbonátos közegben leülepedett sziderittelepek fehérek vagy szürkésfehérek. A self legkülső és legkevésbé szellőzött részein kivált szulfidok kékre, a jelentős szervesanyag-tartalom pedig feketére festi a kőzetet. Hasonló színösszetételűek a vízfolyások, tavak és mocsarak vasércei is. A FeS_2 és a szervesanyag együttes jelenlétében azonban gyakran nehéz eldönteni, hogy a kettő közül melyik okozza a kőzet sötét színét. Tapasztalat szerint a bitumenes agyagpalák általában annál sötétebbek, minél több szerves anyagot tartalmaznak.

A felszíni mállás során a magnetit eredeti színe nem változik. Az epikontinentális tengerpartok magnetites és ilmenites torlatai is fekete színűek. A szulfidos és sziderites érctelepeket azonban az oxidációs öv vasoxidoktól és -oxihidroxidoktól vörösesre vagy sárgásbarnára festett *„vaskalap"*-ja fedi. A vaslaterit-szelvények felszíne általában barnás vagy vörösesbarnás; gyors bevágódás esetén feltáruló vaspáncéljuk barnásfekete; legalsó — chamositos–greenalitos–szaprolitrétegük ellenben helyenként sárgás foltokkal tarkított zöldeskék.

27.52 A VASÉRC SZÖVETE ÉS SZERKEZETE

A vasérc e sajátságait *a)* a kiindulási kőzet minősége, *b)* az üledékképződés módja, *c)* a diagenezis, *d)* a metamorfózis és *e)* az epigenezis folyamatai határozzák meg.

a) A kiindulási kőzet szövetét és szerkezetét leginkább a felszíni mállással képződött vaskőzetek őrzik. A sziderittelep pl. a felszíni oxidáció ellenére is megtarthatja kristályos szövetét; a vaslaterit szaprolitjának alja is őrzi még „anyakőzet"-ének egyes szöveti–szerkezeti tulajdonságait. A magnetit-telepek lepusztulásából származó hömpölyökön és görgetegeken is még rendszerint jól kivehető anyaguk eredeti rétegzettsége és szemcsézete.

b) Az üledékképződéssel egyidejű (szingenetikus) szövetfajták kialakításában részt vevő biogén elemek csak a törmelékes és vegyi szövetelemekhez keveredve jelentkeznek, önálló típust nem alkotnak. A folyóvízi, tavi és tengeri kifejlődésben egyaránt előforduló törmelékes szövettípusok uralkodó szemcsenagyságuk szerint

— pelitomorf,
— aleuritomorf,
— pszammitomorf és
— pszefitomorf

csoportokba oszthatók. *Pelitomorf* pl. a szén- és agyagvaskövek, *pszammitomorf* a magnetit-torlatok, *pszefitomorf* az áthalmozás után a tengerben vagy a szárazföldön lerakódott törmelékes vasércek anyaga (pl. Salzgitter). Ehhez járulnak az üledékgyűjtőbe került szerves vagy szervetlen vaskolloidoknak a koagulálása következtében kialakult (tehát vegyi eredetű) *fluidális–kollomorf*, ill. *afanitos–amorf* szövettípusok. Az utóbbiak főként a vulkáni–üledékes vasércek nem-

metamorf (Lahn–Dilli), és metamorf (algomai) fajtáit, a kollomorf típusok pedig elsősorban a vas–nikkel lateritszelvények chamositos–nontronitos zónáját jellemzik.

A hullámzó, ennélfogva O_2-ben dús sekélytengerek vastartalmú, partmenti üledékeinek jellemző s még metamorf állapotban is jól felismerhető szövetelemei a 0,1—1 mm átmérőjű, gömb vagy ellipszoid alakú *vasooidok*, meg az ezeknél nagyobb *vasborsók* (pizoidok). Ezek kvarc- vagy földpát-, ill. héjtöredékekből álló magját többnyire goethit (sziderogél), lepidokrokit vagy hematit anyagú, koncentrikus héjak veszik körül. Mennyiségük a parttól távolodva, az Eh csökkenésével kevesebb, s az oxidokat glaukonit, chamosit vagy sziderit kezdi fölváltani. Az üledékhatár feletti vízben vagy a lágy iszap pórusvizében oldott SiO_2, $Ca(HCO_3)_2$ és Al_2O_3 mennyiségétől függően az ooidhéjakba a vas mellett SiO_2, Ca és $Al(OH)_3$ is beépülhet, és így azokban karbonátok és különböző vasszilikátok is kialakulhatnak. Dél-Németország és Lotharingia júra időszaki minette-jeinek limonit-ooidjaiból pl. berthierint, sztilpnosideritet és kalcitot, a kercsi felső-pliocén ooidjaiból pedig sziderogélen kívül nontronitot, ferri-montmorillonitot és manganosideritet is kimutattak. Az ooidokat többnyire vas-, Kercsnél mangánásványok, a dél-afrikai Transvaalban pedig mész, agyag vagy kova cementálja.

A lotharingiai vasooidoknak sok karbonátos vázmaradékot tartalmazó, jól osztályozott és lemezes kvarchomokkő-rétegekben való elhelyezkedése egyértelműen azoknak a litorális öv mozgatott vizében való, elsődleges keletkezését tanúsítja. Ezzel szemben a vaslateritek és a *Lahn–Dill* típusú vasércek kőzetszerkezete tömeges, az algomai és a jáspilites vasérceké lemezes–vékonyréteges, a Felső-tó típusúaké pedig vékony- és vastagrétegű (szalagos).

c) A vastartalmú üledéknek a betemetődéssel erősödő diagenezise a tömörödés, a pórusvíz kiszorítása, redukciós viszonyok kialakulása és új ásványok keletkezése révén erősen átrendezi annak szövetét és szerkezetét. A szerves anyagok bomlása folytán a pórusvíz CO_2-, H_2S-, CH_4-, H^+ és NO_3^--tartalma megnő, az Fe^{3+} Fe^{2+}-vé redukálódik, és pirit, chamosit, sziderit vagy magnetit alakjában válik ki. Az átkristályosodás következtében nő a szemcseméret: metakolloidális, apró- és középkristályos szövettípusok keletkeznek. A bizonyos alkotók kioldódásával létrejött üregek fennőtt kristályokkal töltődnek ki. A kőszéntelepeket kísérő, szerves anyagban dús fekete-szalagos (blackband) fáciesben sziderites–chamositos szferolitok képződnek.

Teodorovics (1947, 1958), valamint saját vizsgálatai alapján a diagenezis jelentőségét hangsúlyozva, Ruhin (1969) az alábbi kőzetképződési fáciesekre tett javaslatot:

(1) Szulfidos (kénhidrogénes vagy erősen redukciós) fáciesűek azok az üledékek, amelyek vastartalmú diagenetikus ásványait a pirit és markazit képviseli. Bár gazdagok szerves anyagban, tengerfenéki faunaelemeket anaerob jellegük miatt nem tartalmaznak. Képződésük idején az oxikus/anoxikus öv határa magasan az üledék/víz határa *fölött* volt.

(2) Szulfidos–sziderites és szulfidos–bertherines (vagy redukciós) fáciesűek azok az üledékek, amelyeknek a sziderit, a pirit–markazit vagy a chamosit a diagenetikus vasásványa. A H_2S-nek az iszapra gyakorolt hatása gyöngébb. Az oxikus/anoxikus határ *közvetlenül az üledékfelszín fölött* volt.

(3) A sziderites és berthierines (enyhén redukciós) fácies üledékeiben a diagenetikus vasásványok sziderit és/vagy chamosit képében jelennek meg. A vasoxidok hiányoznak, de gyakran jelentős mennyiségű szerves anyagot, sőt bentonikus ősmaradványokat is tartalmaznak. Az oxikus/anoxikus határ *egybeesik az üledékfelszínnel.*

(4) Az oxidos–leptokloritos, valamint a sziderites–hematitos (semleges) fácies üledékei az említett ásványokon kívül gyakran bentonikus ősmaradványokat és olykor még kevés szerves anyagot is tartalmaznak. Az oxikus/anoxikus határ *az üledék legfelső részén belül* helyezkedik el.

(5) A gyengén oxidációs fácies üledékeiben az oxidok és leptokloritok mellett a glaukonit a diagenetikus vasásvány. Szerves anyagban szegények, de viszonylag sok bentonikus faunaelemet tartalmaznak. Az oxikus/anoxikus öv határa *az üledék mélyebb részébe esik.*

(6) Oxidációs fáciesűek a vasoxidokban és -oxihidroxidokban dús, szerves anyagtól mentes, de sok bentonikus faunaelemet tartalmazó üledékek.

d) A metamorfózis okozta változások közül a lepidokrokit-, glaukonit-, sztilpnomelán-, greenalit- és minnesotaittartalmú vasércek szövetének zöldpalafáciesre utaló, pikkelyes, lemezes, néha gyapotszerűen pelyhes átalakulása említhető. A jáspilitek, takonitok és itabiritek szövete szemcsésségé, az amfibolit- és granulit-fáciesű vasérceké pedig porfirossá vagy porfiroblasztossá vált.

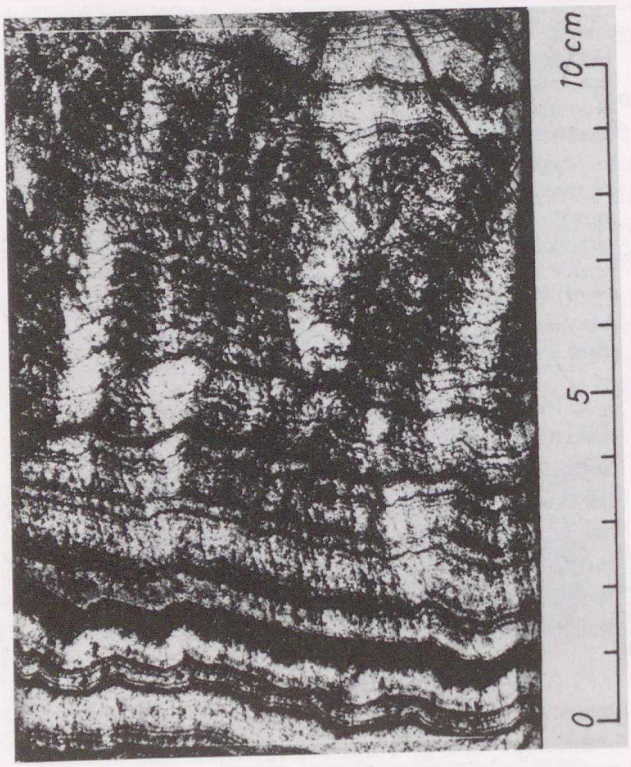
e) A felszínre került szulfidos vagy karbonátos vasércek epigenetikus oxidációja során keletkezett *„vaskalap"*-nak és a bázisos lateritek *vaspáncéljának* goethitje, sziderogélje és limonitja leginkább szivacsos szövetű bekérgeződések, üregkitöltések és vesés alakzatok képét mutatja.

27.53 A RITMICITÁS

Az archaikum, az alsó- és középső-proterozóikum kovaszalagos vasércei (banded iron formation = BIF) 0,5—20 mm vastagságú, vasásványokban, ill. SiO_2-ben dús lemezek vagy rétegek ismételt váltakozásából állanak *(27.8 ábra)*. A Felső-tó környéki archaikum és óproterozóikum szideritben gazdag *(„lutitos")* vasformációinak homogén anyagú, vékony lemezei azonban SIMONSON (1985) szerint többnyire csak néhány m-en át követhetők. A vastagabb rétegek rendszerint több, mm vastagságú belső lemezből állanak; e belső lemezeknek a nyugat-ausztráliai Hamersley-ből ismert, gradációs ritmicitását viszont idáig csupán az ugyancsak archái korú Soudan Formációból sikerült itt kimutatni.

A Felső-tó környéki óproterozóos vasércek *„arenites"* típusai cm–dm vastagságú lutitos (szideritben dús), ill. arenites (túlnyomóan vasoxidos) rétegek váltakozásából állanak. A folytonos és többnyire sík lutitrétegek belső szerkezete lényegileg a „lutitos típus"-éval azonos. A vasarenitek gyakran a lutitrétegekbe ágyazott, többnyire 0,1—0,25 cm vastagságú és 20 cm hosszúságot is elérő, ferdén rétegzett lencséket vagy hullámos rétegeket alkotnak. A Sokoman Formáció 10—30 cm magasságú, 15—25°-os dőlésű, görbe vagy átlós, de a fekvőhöz aszimptotikusan hozzásimuló ferderétegei nagy méretű *áramlási fodrok*ra utalnak. Az arenit-betelepülések áramlásos eredetét azok gyakori, de *vagy* szórványosan jelentkező, *vagy* homokos alapanyagú, szemcsevázú konglomerátummá összeállt, jól lekerekített, *lapos kavicsai* is megerősítik (GROSS 1965; SIMONSON 1985).

FIEGE (1978) szerint az egykori tengerpartok közelében képződött, tűzkőmentes, ooidos és konglomerátumos vasércek a kovaszalagos vasércekénél jóval nagyobb méretű és változatosabb összetételű ritmusokban ismétlődnek. Az általa megkülönböztetett három főtípust a következő példák jellemzik:



27.8 ábra. Ritmikusan rétegzett karbonátos vasérc (Bakal, SZU). — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

(1) A vasérc a ritmus alján helyezkedik el; pl. az alsó-szászországi Salzgitter alsó-kréta üledékeiben:

Agyagpala
Ooidos vasérc
Vasérc-konglomerátum.

(2) A vasérc a ritmus magasabb részén helyezkedik el; pl. Lotharingia felső-liász és alsó-dogger, vagy Yorkshire liász üledéksorában:

Vasérc
Homokkő
Márga
Csontbreccsás és kőzettörmelékes szénpala.

A dél-afrikai Swaziland-rendszer archái Fig-Tree-sorozatában:

Párhuzamosan rétegzett grauvakke
Kovapala
Vasérces agyagpala
Durvaszemű grauvakke.

A Balti-pajzs óproterozóos Jatuliumában:

Márgás agyagpala antracit-csíkokkal
Agyagpala és homokkő vasérclencsékkel
Carelozoonos dolomit
Konglomerátumos kvarcit.

(3) A ritmus vastag mészkőrétegekkel végződik; pl. Kelet-Vesztfália oxfordi korallos oolitjában:

Tömött és ooidos mészkő
Homokos márgába és agyagpalába zárt vasooidok
Durvatörmelékes üledékek.

(Sekélytengeri jellegének megfelelően ez a ritmicitás azonban az ülepítő medence belseje felé megszűnik.)

27.54 EGYÉB TULAJDONSÁGOK

A vasásványok fajsúlya, keménysége és mágnesessége nagy vonásokban vastartalmuk függvénye *(27.6 táblázat)*. A gyakori egyéb alkotók (kvarc, földpát, karbonát, kőzet- és ásványtöredékek, kovás és meszes cement s a különböző nem-vasas bekérgezések), valamint pórus- és üregrendszerek fajsúlycsökkentő szerepe miatt azonban a bányászat inkább az érc térfogatsúlyát használja. Különösen a laza, likacsos vasérceknél azok nedvességtartalma is figyelemre méltó, hiszen már légszáraz állapotban (105 °C-on) is 3—10 súly%-nyi vizet veszíthetnek.

A mágneses szeparáció szempontjából a ferromágneses ásványokból álló ércek *(27.6 táblázat)* a paramágneseseknél sokkal könnyebben hasznosíthatók.

A vaskőzeteknek a szövetükkel, törési és elválási formáikkal is összefüggő keménységét műszeres mérések, ill. állékonysági és fúrhatósági adataik statisztikai feldolgozása alapján állapítják meg. Az egyenletesebb összetételű metamorfizált vasérceknek a fúrhatóság, jöveszthetőség és az ércelőkészítés (apríthatóság) szempontjából is fontos mechanikai tulajdonságai általában kedvezőbbek, mint a nem-metamorf dúsérceké. E tekintetben a vasérc aprózódási képessége (vagyis a kitermelés során keletkezett granulometriai összetétele) középértékének van nagy jelentősége. A SZU vaskohászati előírásai szerint pl. az áruérc 50%-nál több 5 mm alatti szemcsét nem tartalmazhat. A túlságosan kemény, nehezen darabolható érc természetesen nemcsak a fúrási teljesítményeket csökkenti, hanem az előkészítő berendezések idő előtti elhasználódását is okozza.

27.6. táblázat. A fontosabb vasásványok néhány fizikai jellemzője

Ásvány	Fe-tartalom %	Fajsúly kg/cm³	Mohs-féle keménység	Mágnesesség
Magnetit	72,4	4,9—5,2	5,5—6,0	+ +
Maghemit	69,9	~5	~5	+ +
Hematit	69,9	5,0—5,3	5,5—6,0	+
Pirrhotin	60,0—63,0	4,5—4,7	4	+
Goethit	62,9	4,0—4,4	4,5—5,5	*
Limonit	31,4—62,9	3,3—4,0	1,0—4,0	*
Sziderit	48,3	3,9	3,5—4,5	*
Pirit	46,6	4,9—5,2	6,0—6,5	*
Chamosit	26,7—37,1	3,0—3,4	3	*
Glaukonit	4,9—26,2	2,2—2,8	2—3	*

$^{++}$ Erősen mágneses. — $^{+}$ Gyengén mágneses. — * Paramágneses.

27.6 AZ ÜLEDÉKES VASKŐZETEK GENETIKAI OSZTÁLYOZÁSA

A vasércek származás szerinti csoportosítása

— ásványos összetételüknek,
— szerkezeti és szöveti jellegeiknek,
— a bezáró rétegsornak (tehát az üledékképződési környezet tér- és időbeli fejlődésének), valamint
— a kortól is függő metamorfizáltsági állapotnak

az *együttes* figyelembevételét igényli. E szempontok közül az elsőnek és utolsónak a túlhangsúlyozása teleptanilag vagy földtörténetileg ugyan hasznos lehet, a faciológiai megkülönböztetésekre törekvő üledéktan igényeit azonban nem elégíti ki. A korábbi genetikai osztályozás a vasérceknek általában csak két, *„vaskő"*-nek (ironstone), ill. *„szalagos vasformáció"*-nak (*b*anded *i*ron *f*ormation = BIF) nevezett fő csoportját különböztette meg. E rendszerben a *„vaskő"* — keletkezési környezetükre való tekintet nélkül — az oxigénes atmoszférájú fanerozóikum összes *kovamentes*, a *„szalagos vasformáció"* meg az oxigénmentes atmoszférájú prekambrium nagy elterjedtségük miatt (sekély)tengerinek vélt *minden kovás vasércet* felöleli. A két fő csoporton belüli alosztályoknak ásvány-kőzettani és faciológiai szempontok összevegyítésével való kialakítása azonban részint nem biztosít világos áttekintést, részint szükségtelen ismétlésekre vezet. A kovás vasércek és az őket magukba foglaló rétegsorok összetételének, belső szerkezetének és rétegfelületi üledékjegyeinek beható tanulmányozása viszont azt mutatja, hogy — a prekambriumi időszakok viszonyainak a fanerozóosaktól való nagy eltérései ellenére is — *az üledékfelhalmozódás mechanikai föltételei a földtörténet folyamán nem változtak*. Idővel az is egyre világosabbá vált, hogy a prekambriumi vasércek korántsem egységes genetikájúak, és megjelenési módjuk hasonlósága nagymértékben a metamorfózis következménye. Ezért a tengertani kutatások fényében számos kevésbé metamorf képviselőjük származása és leülepedési helye a fanerozóosak faciológiai rendszerébe jól beleilleszthető. Emiatt az alábbiakban a vasérceket elsősorban elsődleges alkatuk és keletkezési környezetük szerint rendszerezzük, s az erősen metamorf Krivoj Rog-i és kurszki jáspilites érctípusokat is az így felállított kategóriákba osztjuk be.

A 2,6 eonnál idősebb algomai típusú kovás vasércek többségének tengeralatti vulkanizmushoz fűződő, exhalációs eredetét Gross (1980) meggyőzően bizonyította. Ezek tehát az ordovíciumtól a

neogénig ismert *Lahn–Dill* típusú, vulkáni–üledékes ércektől lényegileg csak polimetamorfózisuk révén különböznek. A 2,6—1,8 milliárd éves Felső-tó környéki vasérceket leülepedésük sekély- és mélyebbtengeri jellegének valószínűsítésével — vastartalmuk hidrotermális származásának éppen a mai óceáni riftek mentén tapasztalt vaskiválási jelenségek nyomán *(28.23 ábra)* történt megerősítése ellenére is — sikerült a nem-kovás vasércek lerakódási viszonyaihoz némileg közelebb hozni (SIMONSON 1985). A dél-afrikai Transvaal-rendszer kb. 2,2 milliárd éves Nama Formációbeli vasércének ülepedési helye nemcsak az érctestek ooidos jellege, hanem azok rétegtani és faciológiai összefüggései tekintetében is a fiatalabb, minette típusú ooidos ércek ülepedési környezetére emlékeztet. Emellett újabban egyes dél-afrikai archái és óproterozóos vasércek tavi ülepedésének lehetőségét is fölvetették (ERIKSSON 1983; BEUKES 1984).

27.61 A KONTINENTÁLIS VASDÚSULÁSOK

A vasércek e csoportját különféle reziduális mállási termékek, görgetve, lebegtetve vagy oldva szállítás után, a szárazulatok alkalmas mélyedéseiben összegyűlt mechanikai üledékek, valamint a vas oldatból kiválását elősegítő térszíni alakulatok, ill. kőzetfelszínek kémiai–biokémiai csapadékai alkotják. Felosztásuk természetesen csak az említett tényezők valamelyikének előtérbe kerülését föltételezi, anélkül, hogy ezzel más tényezők befolyása teljesen kizárható lenne.

27.611 A mállási és talajképződési eredetű vasfelhalmozódások (I. kötet, 2.3222., 2.4., továbbá 30.7. és 30.9. fejezet) különböző éghajlatú területek sokféle tényező hatására kialakult, nagyon eltérő vastagságú mállási takarójának igen változatos összetételű képződményei. Anyagi felépítésük és képződési mechanizmusuk eltérései mellett is létrejöttükben a Fe-nak a Si-tól és Al-tól való — bár nem mindig tökéletes — elválása játssza a főszerepet. A podzol-talajok *B* szintjében gyakori *vaskőfok* például a feltalajból — a SiO_2 hátrahagyásával — lefelé vándorló Fe-nak és Al-nak agyagásványokkal és szerves anyagokkal kevert hidroxidjaiból áll.

27.6111 A vaskéreg (ferricrete) a száraz és esős évszak váltakozásával jellemzett trópusi–szubtrópusi vidékek talajképződési folyamatok révén kialakult keménykérgének (duricrust) vasban dús fajtája. Lényegében vasoxidokkal cementált, vörösbarna „őstalaj", alluviális üledék vagy konglomerátum. Nedvesebb éghajlaton a *B* talajszintben létrejött vasoxid-kérget az *A* szint lepusztulása juttatja felszínre. Szárazabb éghajlaton pedig a kapilláris vízmozgással fölfelé szállított vas hozza létre a felszíni vaskérget (cuirasse).

Nyugat-Afrika nedves–trópusi területeinek magasabb térszíni helyzetű magmatitjaiból a beszivárgó, enyhén savanyú és semleges talajoldatok a SiO_2-t és a bázisokat a Fe és Al, a Mn és Ti hátrahagyásával kilúgozzák. Az így keletkezett laterites feltalajt, amelyben az $Fe_2O_3/SiO_2 > 2$, *ferrallit*nak nevezik. SCHELLMANN (1982) szerint viszont minden olyan felszíni mállástermékre, amely

— goethit, hematit, Al-hidroxidok, kaolinitek és kvarc társulásából áll,

— amelynek $SiO_2/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ aránya kisebb, mint a kaolinosodott kiindulási kőzeté, s

— amelynek összes Al_2O_3-tartalma kaolinit, összes Fe_2O_3-tartalma vasoxidok alakjában van jelen, és nem tartalmaz több SiO_2-t, mint amennyi a kaolinitben és az elsődleges kvarcban kötve van,

a *laterit* elnevezést kell alkalmazni. Képletszerűen:

$$\frac{SiO_2}{Al_2O_3 + Fe_2O_3} < \frac{1{,}179\ Al + kvarc}{Al_2O_3 + Fe_2O_3} \qquad (27.4)$$

(laterit) *(kiindulási kőzet)*

27.6112 Vaslateritek képződése a kontinensek több — piroxénben, olivinben és amfibolban dús — ultrabázit-területén ma is tart (pl. Conakry: Guinea). A szerpentinesedett piroxenit, dunit és peridotit mégis elsősorban a vas–nikkel telepek anyakőzete (pl. Moa és Maiari Kubában; Urál hegység). Bázisos kőzetek (gabbró, diabáz, bazalt) felszínén viszont inkább csak nagy vastartalmú laterit képződik (Ghana, India, Vietnam; 30.8. fejezet).

Az anyakőzet átalakulási szakaszai GINZBURG—RUKAVISNIKOVA (1951) szerint:

a) korai szakasz, amikor 7—8 közötti pH-nál a ferroszerpentin ferribeidellitté alakul, a hidrolízist előidéző híg kén- és szénsavas oldatok a Mg-ot és a Ca-ot eltávolítják, s megkezdődik a SiO_2 kilúgzódása is;

b) közbülső szakasz, amikor a ferrimontmorillonit (pH = 7,5—7), majd ferrihalloysit (pH = 6,5—6) keletkezik, s folytatódik a SiO_2 kioldódása;

c) zárószakasz (pH = 6-nál): Fe-hidroxidok keletkeznek, az anyakőzet teljesen ellimonitosodik, s a kioldott Mg, Ca, SiO_2 és Fe egy része annak mélyebb, csak részben bontott szintjében újra kiválik;

d) késői szakasz, amikor az oldatban levő Mn, Co és Ni bikarbonát, ritkábban szulfát, esetleg hidrát alakjában válik ki.

Ennek megfelelően az uráli Ni-laterit szelvényekfelülről lefelé a következő övekre tagolódnak:

a) Teljesen elmállott, laza, 6—8 m vastag vasoxidos (okkeres) öv, amelyből a SiO_2, Mg, Ca, Al, Mn teljesen vagy jelentős részben kioldódott. A Ni, Co Cr mennyisége csökkent, kivéve, ha a Ni hidrogoethitbe épült be.

b) Jelentősen elmállott, 4—12 m vastag nontronitos öv, amelyben a ferrimontmorillonit és ferribeidellit Ni-t, Cr-ot, Mn-t és Co-ot tartalmazhat. A Co általában a Mn-hidroxidba épül be.

27.7. táblázat. Egyes vas-, ill. vas–nikkel lateritek súly%-os vegyi összetétele

Lelőhely és fekü	Fe	Ni	Co	Cr_2O_3	Mn	SiO_2	Al_2O_3
Conakry *(dunit)*	51,5	0,02	1,00	1,25	—	2,5	6—10
Új-Kaledónia *(peridotit)*	44—62	0,1	3,14	2,0—5,3	0,02 2,00	3,5—18,4	
Moa–Maiari *(ofiolit)*	40—50	0,7—0,8		1,5—1,6	0,5	18—30	10—12
Halilovo *(ofiolit)*	46,2	—	—	3,17	0,15	6—11	3,94
Szerovo *(szerpentinit)*	52,4	—	—	1,48	0,25	6,5	3,14

c) Félig mállott szerpentinit 5—25 m vastagságban. Ezen belül a Ni garnierit [$(Ni, Mg)_4(Si_4O_{10})(OH)_4 \cdot 4\ H_2O$], revdinszkit [$(Ni, Mg)_6(Si_4O_{10})(OH)_8$], idirlit [$Ni_2Al_4(SiO_4)_3(OH)_4$]. 5 1/2 H_2O és ferribeidellit alakjában van jelen.

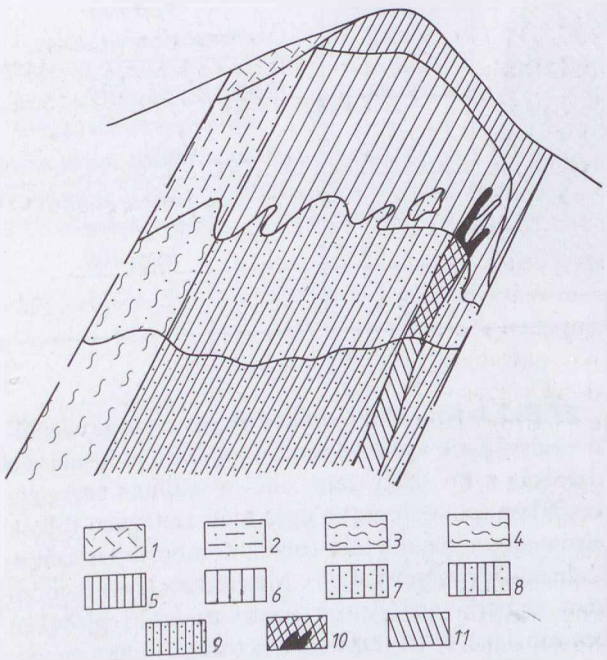
d) Kissé mállott szerpentinit, amelynek repedéseiben Mg, Ca és Fe vált ki.

A lateritszelvény felépítése és vegyi összetétele azonban erősen függ az anyakőzet összetételétől és a kilúgzás fokától. A conakryi vaslaterit telepen pl. a talaj, ill. lejtőtörmelék s az ebben kialakult kemény, „salakos" vaspáncél alatt 8—10 m vastagságú vörös, barna, tömör vasérc helyezkedik el. Ez alatt laza, sárga, goethites–sztilpnosziderites, gyakran Al-hidráttartalmú szegényérc következik. Ezt a szerpentinesedett dunittól néhány cm-es kovás–kalcedonos bevonat vagy néhány dm-es, gyengén bontott kőzet öv választja el.

Kubában a tercier folyamán felszínre került ofiolitos összlet laterittakarójában az 5—25 m vastagságú, porszerű vagy földes küllemű, hematitos–hidrogoethites–hidrohematitos érc alatti nontronitos–garnierites, okkeres–agyagos és okkeres–kovás összlet kromitot, magnetitet és asbolánt is tartalmaz.

Számottevőek még az új-kaledóniai, Fülöp-szigeteki, az uráli (szerovói, elizavetenszki, halilovói), észak-kaukázusi (malkinszki), jugoszláviai, albániai, törökországi és iraki vaslaterit-telepek is *(27.7 táblázat)*.

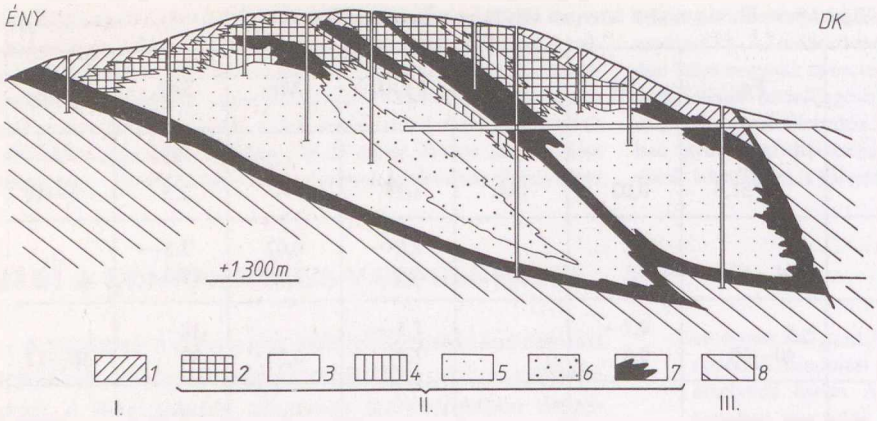
A Föld legnagyobb dúsérc-telepei azonban a prekambriumi itabiriteknek (27.63. fejezet) helyenként 500 m mélységig lehatoló laterites mállása során alakultak ki. Az ép itabirit 37—38%-os vastartalma a mállási öv alján 40—50%-ra, a szaprolitos öv lemezes és porszerű ércében s a felszíni keménykéregben 68%-ig emelkedik *(27.9—27.11 ábra)*. Legtetejének agyagos alapanyagba ágyazott vaskonkréciós szintje a kemény érckéreg negyedidőszaki mállása és áthalmozódása révén keletkezett.



27.9 ábra. Vasérc laterites mállása révén keletkezett dúsérc az Itabirai lelőhelyen (Brazília). — THIENHAUS (1963) nyomán

1. Al-oxidban gazdag cementációs érc. — *2.* Al-oxidban gazdag mállási érc (58 súly% Fe). — *3.* Al-oxidban gazdag itabirit málladék. — *4.* Fillit–itabirit. — *5.* Kiváló minőségű cementációs érc (63—68 súly% Fe). — *6.* Kiváló minőségű lemezes és porszerű érc (60—68 súly% Fe). — *7.* Mállott itabirit (40—50 súly% Fe). — *8.* Részben mállott itabirit. — *9.* Ép magnetit–hematites itabirit (37—38 súly% Fe). — *10.* Martitosodott metamorf dúsérc. — *11.* Magnetites metamorf dúsérc (63—68 súly% Fe).

Mn-, Ni- és Cr-ben is gazdag vaslateritek a Föld ősi pajzsainak számos pontjáról ismeretesek *(27.12 ábra)*. A legértékesebbek mégis Brazíliában (Minas Gerais), Venezuelában (Cerro Bolivar), Nyugat- és Közép-Afrikában (Mauritánia, Libéria, Sierra Leone, Guinea, Gabon), valamint Indiában (Bihar, Orissa, Goa) találhatók.

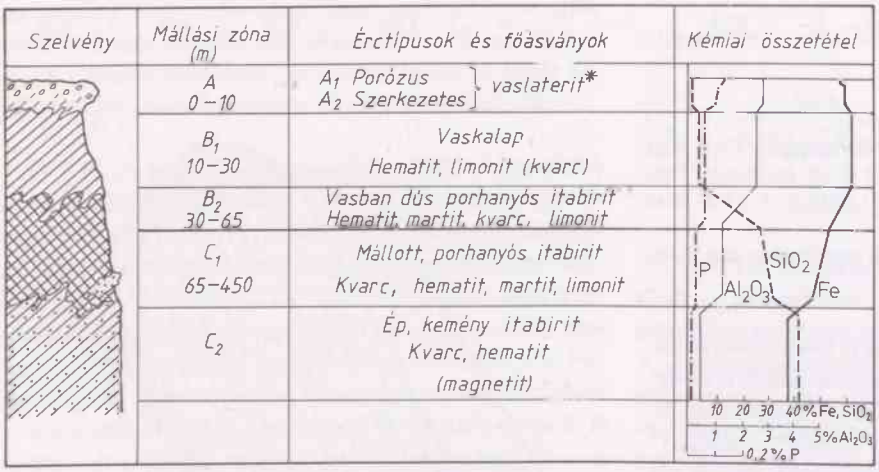


27.10 ábra. A Pincicaba filliten áttolódott João Percirai itabiritpikkely vázlata KEGLER—JACOBS (1982) szerint

I. Al_2O_3-ban gazdag, limonitos típus: *1.* Limonitos ércek.

II. Al_2O_3-ban szegény ércek: *2.* Mállási eredetű, vegyes dúsérc. — *3.* Finomszemű érc (a *7.* típus mállási terméke). — *4.* Porhanyós, hematitos dúsérc 53—63 súly% Fe-tartalommal, *(Itabirit 1—2).* — *5.* Porhanyós itabirit 35—53 súly% Fe-tartalommal *(Itabirit 3—4).* — *6.* Kemény, kovás, nem mállott itabirit, 35 súly% körüli Fe-tartalommal. — *7.* Metaszomatikus tömör érc.

III. Alapkőzet: *8.* Fillit.



27.11 ábra. Az itabiritek mállási szelvénye EICHELER, J. (1968) *in* KEGLER—JACOBS (1982) nyomán

* Limonit, hematit (kvarc, kaolinit, gibbsit).

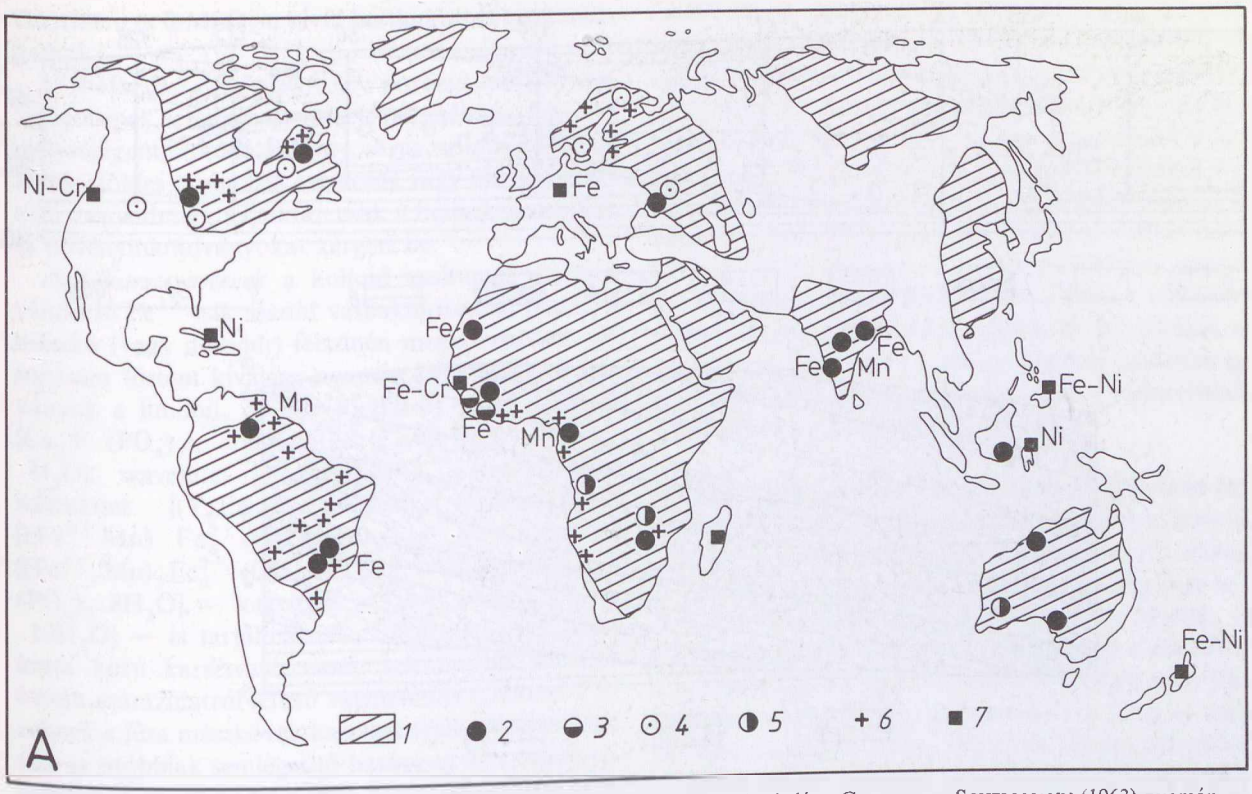
27.612 A folyóvízi vasércek egy része az ellenálló vasásványok aprózódás utáni *torlatos* feldúsulása a vízfolyás azon szakaszain, ahol a szállítás energiája lecsökken (pl. a síkságra lépés után szétágazó folyók zátonyain; a meanderező folyók domború partszakaszain épülő övzátonyokon). Más része a lassú és időnként elapadó vízfolyások medri és ártéri üledékeit bevonó, laza, földes tapintású és törésű, konkréciószerű, ritkábban kemény, pados, limonit anyagú *kémiai csapadék*. Bagamér–nagylétai és somogyszobi előfordulásai 0,1—0,9 m vastagságban, több km hosszúságban, de szélsőségesen (7—70 m között) változó szélességben követhetők. Az előbbiek átlagos Fe-tartalma 22,9%, az utóbbiaké 39,3%. Ezenkívül azonban sok SiO_2-t és P-t is tartalmaznak (a Rinya-mentiek — Somogy m. — 13,5, ill. 2,4%-ban). A környezet savanyú talajvizeivel bemosódó vasnak a vízfolyás lúgosabb közegében, baktériumok és algák közreműködésével történt kicsapódásával (a gyepvasércekével azonos módon) keletkeztek.

Jelentős méretű, ipari értékű folyóvízi vasérctelepek vannak a Szovjetunió ázsiai részén. A középső-oligocénben a Mugodzsar-hegységből az Elő-Aral tavi vízgyűjtőjébe, ill. az Urál hegységből a Turgaj-medencébe érkező folyók nagy mennyiségű vasat hoztak magukkal valószínűleg szerves komplexek és kolloidok alakjában. Az Elő-arali területen mederbeli és delta kifejlődést különböztetnek meg:

A *medri típus*t a Kutan-Bulak folyó *(27.13 ábra)* középső és alsó szakaszának lerakódásaiban talált, 15—20 km hosszú, több száz m, sőt néhány km szélességet is elérő, lencse- vagy szalagszerű érctestek képviselik. Ezek durvatörmelékes jellegük, ferderétegzettségük, többszöri áthalmozódásra utaló nyomaik és hidrogoethites összetételük szerint a folyómeder erős sodrású részeiben keletkeztek. Berthierin és sziderit csak az egykori folyótorkolat tájának finomtörmelékes érceiben és/vagy az üledék kötőanyagában található.

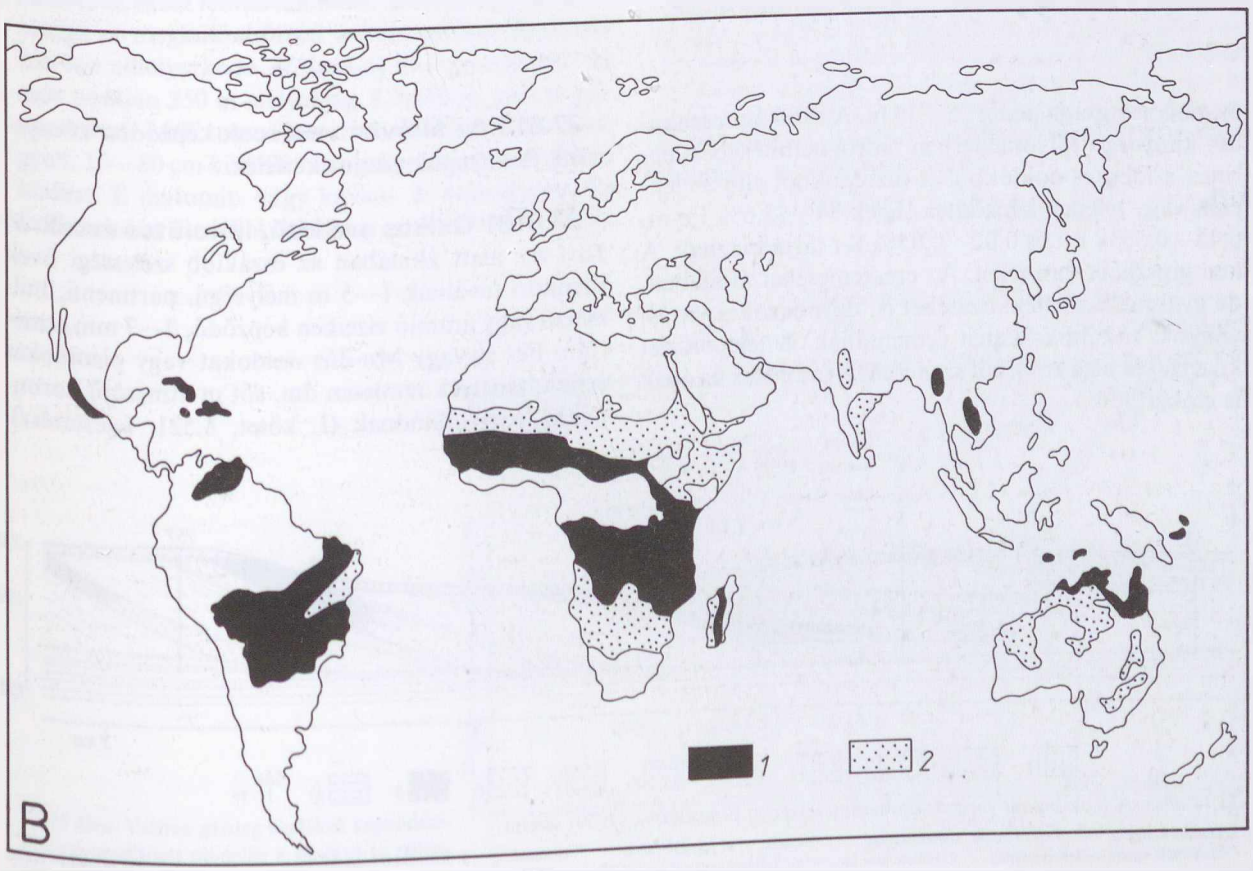
A *Kok-Bulak* deltájának lassúbb vizeiben *(27.14 ábra)* a folyó sodorvonalára merőlegesen, 2—8° dőléssel leülepedett telepek viszont 0,3—0,4 mm átmérőjű, a felszín közelében hidrogoethites, mélyebben hidrogoethites–berthierines–sziderites vagy csak chamositos–sziderites ooidokból és ugyanilyen ásványi összetételű kötőanyagból állanak.

A *Turgaj-medence* É-i részének azonos éghajlatú középső-oligocénjében még az Aral-mellékieket is meghaladó méretű lelőhelyek vannak. Közülük a liszakovi >100 km hosszúságú, 2—8 km szélességű;



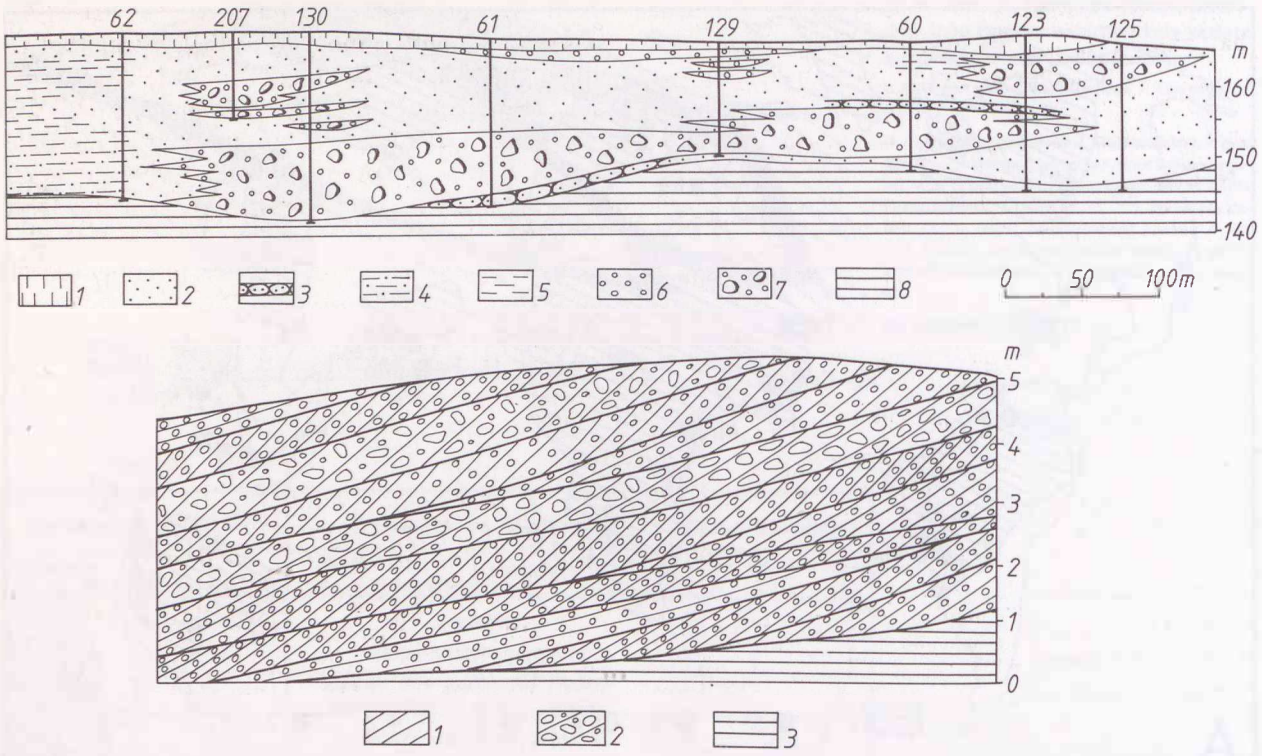
27.12 ábra. **A:** Az itabirit-, valamint Mn-, Ni- és Cr-tartalmú vaslaterit-telepek elterjedése, GAERTNER—SCHELLMANN (1963) nyomán

1. Prekambriumi pajzs. — *2.* Gazdasági jelentőségű itabirit-dúsérc. — *3.* Gazdasági jelentőségű itabirit és itabirit-dúsérc. — *4.* Gazdasági jelentőségű itabirit. — *5.* Itabirit-dúsérc. — *6.* Itabirit. — *7.* Bázisos vagy ultrabázisos kőzetből keletkezett laterites dúsérc.



B: A ferrozjomok elterjedése GLASOVSKAYA (1985) nyomán

1. A ferrozjom és a ferrallit közötti talajok. — *2.* Túlnyomóan ferrozjom talajok.



27.13 ábra. Fent: a Kutan-bulaki vasérctelep harántszelvénye FORMOZOVA (1959) szerint

1. Homokos agyag. — *2.* Aleurit. — *3.* Vasas aleurit és homokkő. — *4.* Agyagos aleurit. — *5.* Kőzetlisztes agyag. — *6.* Ooidos vasérc. — *7.* Ooidos vasérc-konglomerátum. — *8.* Tengeri agyag (Csegáni összlet — paleogén).

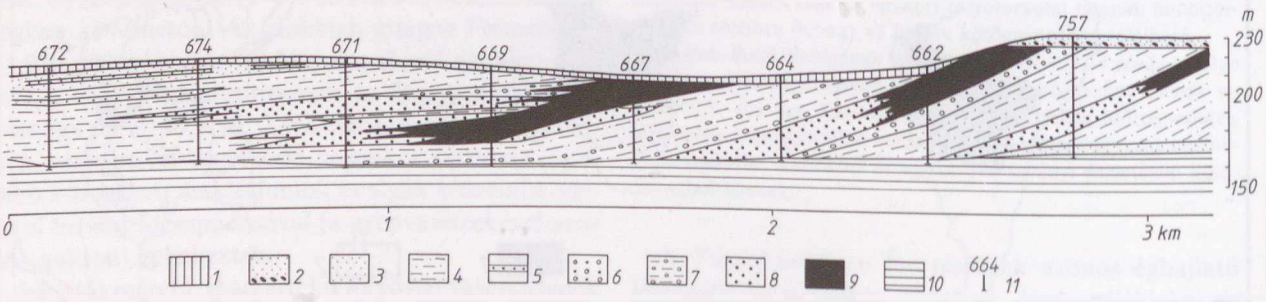
Lent: a vasérctelep keresztrétegei

1. Ooidos érc. — *2.* Konglomerátumos érc. — *3.* Agyag (Csegáni összlet: paleogén).

összletvastagsága pedig 25—35 m. A több ágra szakadó, kanyargó folyómederben hidrogoethites–berthierines–sziderites ooidokból és pizoidokból álló érclencsék vagy telepek képződtek. Ezek 34—42,6% Fe-ot, 0,45—0,55% P-t és 0,02—0,05% S-t tartalmaznak. A kén gipszként van jelen. Az ércszemcséket általában, de gyakran a mellékkőzeteket is, ugyanazok a vasásványok, ritkábban kalcit cementálják. A telepösszlet középső és alsó részéből szenesedett fatörzsek és ágak is előkerültek.

27.613 Az állóvízi vasércek képződési környezetük és anyaguk szerint kétfélék.

27.6131 Oxikus eredetű, limonitos ércek. *a) Tavi érc* alatt általában az északibb szélességi övek jelenkori tavainak 1—5 m mélységű, partmenti, hullámzó vagy áramló vizeiben képződő, 2—7 mm átmérőjű, Fe- és/vagy Mn-dús ooidokat vagy pizoidokat értjük, amelyek rendesen dm, sőt m átmérőjű korongokká cementálódnak (I. kötet, 8.521. fejezetrész).



27.14 ábra. A Kok-bulaki vasérctelep harántszelvénye FORMOZOVA (1959) szerint

1. Homokos agyag. — *2.* Vasas homok, alján kaviccsal. — *3.* Homok. — *4.* Agyagos alurit. — *5.* Homokkő. — *6.* Homokkő vasooidokkal. — *7.* Ooidos vasérccel váltakozó agyag. — *8.* Tömör vasérc sideritcementtel. — *9.* Fekete laza érc. — *10.* Tengeri agyag (Csegáni összlet — paleogén). — *11.* Mélyfúrás.

Goethiten és δ-MnO_2-n kívül berthierint is tartalmazhatnak.

b) A mocsár- vagy gyepvasérc porózus talajok vagy tőzegtelepek felszínén és belsejében, néhány dm–1 m mélységig mutatkozó, vékony, sárga, sötétbarna vagy fekete, földes tapintású, szivacsos vagy pizoidos szövetű vasoxidréteg. Gyakran csak a homokszemcséket és növénymaradványokat kérgezi be.

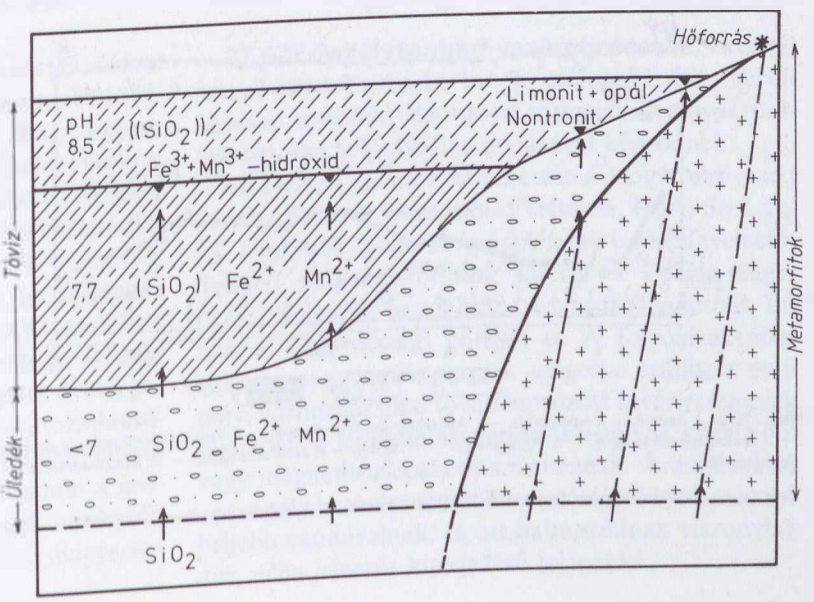
c) A karsztvasércek a kolloid vashumát alakban vándorló Fe^{3+}-nak részint vasbaktériumok, részint a mészkő (vagy dolomit) felszínén megnövekedett pH hatására történt kiválása nyomán képződnek. Főásványuk a limonit, de sok foszfátot — pl. apatitot [$Ca_5F(PO_4)_3$], crandallitot [$CaAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O$], wavellitet [$Al_3(OH)_3(PO_4)_2 \cdot H_2O$], weinschenkitet [$(Y, Er)(PO_4) \cdot 2H_2O$], rockbridgeitet [$(Fe^{2+}Mn)Fe^{3+}_4(OH)_5(PO_4)_3$], laubmannitot [$(Fe^{2+}, Mn)_3Fe^{3+}_6(OH)_3(PO_4)_4$], vivianitot [$Fe^{2+}_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$], kakoxént [$Fe^{3+}_4(OH)_3(PO_4)_3 \cdot 12H_2O$] — is tartalmaznak. ÉK-Bajorország alsókréta korú karsztvasérceinek keletkezését a csehhercín szárazulatról lefutó vashumátos („fekete") vizeknek a júra mészkövek karsztos felületére kerülésével, az utóbbiak semlegesítő hatásával és a baktériumoknak a semleges közegben történt elszaporodásával magyarázzák (Szádeczky-Kardoss 1955).

d) A felszíni vízfolyások és a talajvíz táplálta tavi és mocsárércektől fémtartalmának eredete és ásványtársasága is megkülönbözteti a kelet-afrikai árokrendszerben elhelyezkedő *Malawi-tó* D-i csücskének számos pontján 250 m mélységig, 8,5 pH-jú, oxikus környezetben Müller—Förstner (1973) által megfigyelt, 13—80 cm közötti vastagságú, jelenkori vasleraködást. E diatomit- vagy kavics- és homokrétegeket fedő, vasdús üledékek külleme aszerint válik „iszapszerű"-vé, ill. „pelletes"-sé, ooidossá vagy bekérgezésessé, hogy nontronitból, limonitból, vivianitból (és opálból) álló ásványtársaságukban melyik vasásvány jut uralomra. A nontronit és az akaganéit (β-FeOOH) típusú limonit ott csapódik ki, ahol a vastag fekvőüledék Fe- és Mn-tartalmát redukáló körülmények között kioldó, savanyú kémhatású hidrotermák a tó felső, O_2-tartalmú és gyengén alkálikus vizével találkoznak *(27.15 ábra)*. A vivianit képződéséhez szükséges P-t pedig e savanyúvizek valószínűleg a tófenékre süllyedt halmaradványokból oldják ki, és szállítják az enyhén redukáló, de >7 pH-jú, legfelső üledékrétegbe. A vasásványok természetesen csak a törmelékhiányos helyeken dúsulnak fel.

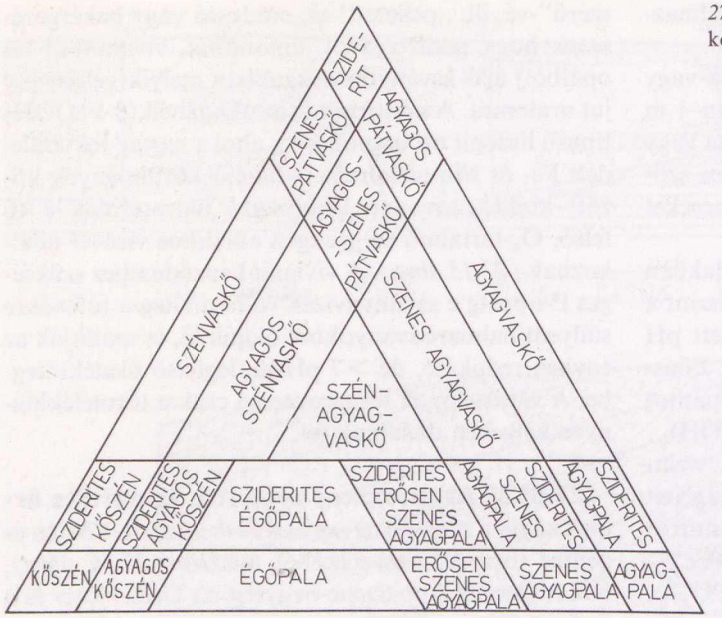
27.6132 Az anoxikus eredetű, sziderites ércek közül a *szén-* és *agyagvaskövek* sziderit, kőszén és pélites törmelék keverékéből állanak *(27.16 ábra)*. Különösen az Appalache-hegység, az Uráli előtér és a Ruhr-vidék karbon–perm kőszéntelepeit kísérik. A dm–m vastagságú szénvaskő-rétegek *vagy* a kőszéntelepen belül *vagy* annak közvetlen fedőjében vagy fekvőjében találhatók. Az agyagvaskövek főleg a telep agyagos mellékkőzetében alkotnak vékony rétegeket, lencséket és gumókat. Az Urál előterének több m vastagságú szénvaskövei több ezer km²-en át követhetők.

Müller (1952) *in* Füchtbauer—Müller (1970) szerint *a Ruhr-vidéki szénvaskövek*, amelyek egy részét 1914 előtt vasércként bányászták, az egykori kőszénlápon belüli hosszú beszakadásokban képződtek. Ez utóbbiakat a beléjük áramló és a dús növénytakaróval borított környezet erős mállása folytán $Fe(HCO_3)_2$-ben dús talajvíz tavakká alakította. A tavak tőzeggel borított, anoxikus fenekén pedig — a szegélyeiken továbbfolytatódó tőzegképződéssel egyidejűleg — sziderit csapódik ki:

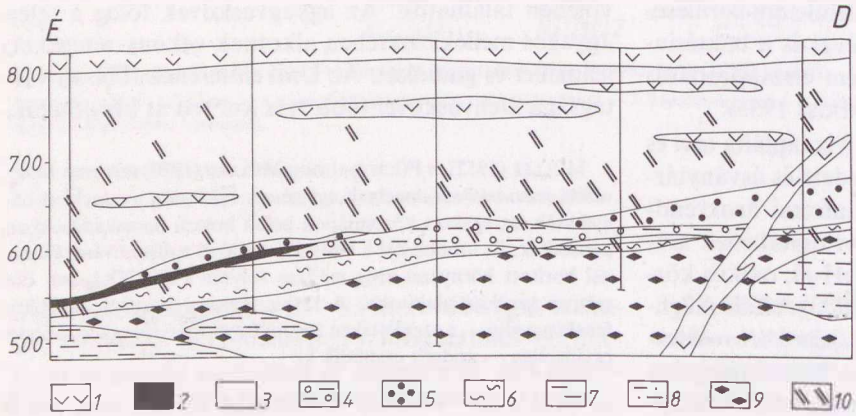
$$Fe(HCO_3)_2 = FeCO_3 + H_2O + CO_2 \qquad (27.5)$$



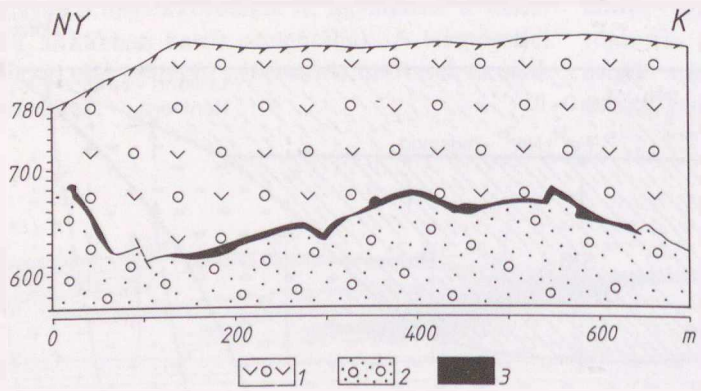
27.15 ábra. Vasban gazdag üledékek képződésének egyszerűsített modellje a Malawi-tó példáján. Müller—Förstner (1973) nyomán



27.16 ábra. Sziderit-, agyag- és kőszéntartalmú üledékes kőzetek osztályozása MÜLLER (1952) szerint

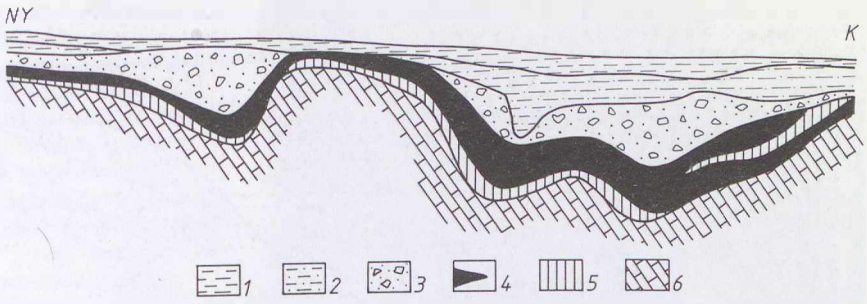


27.17 ábra. Infiltrációs vasérctelepek a Hargita Ny-i előterének vulkáni üledékes összletében, PELTZ *et al.* (1979) szerint



Fent: *Vlăhița. 1.* Andezit. — *2.* Andezittufa. — *3.* Andezitbreccsa és piroklasztit. — *4.* Vegyes andezitbreccsa és piroklasztit. — *5.* Andezitkonglomerátum. — *6.* Agyagmárga. — *7.* Agyag. — *8.* Homokos agyag. — *9.* Konglomerátum. — *10.* Szideritesedés.

Lent: *Lueta. 1.* Vulkáni–üledékes formáció. — *2.* Miocén üledékek. — *3.* Szideritttelep, -lencse, -konkréció.



27.18 ábra. Az alapaevi előfordulás (Urál hegység) szelvénye GRUZDEV *in* SZMIRNOV (1974) nyomán

1. Negyedidőszaki homokos agyag. — *2.* Mezozóos homok és agyag. — *3.* Agyagos kötőanyagú homokból, kavicsból, fanglomerátumból álló, osztályozatlan Beliki összlet. — *4.* Vasérc. — *5.* Mállási kéreg és feküagyag. — *6.* Paleozóos mészkő.

Lehetséges azonban, hogy e szideritnek legalább egy része annak a vashidroxidnak a lesüllyedésekor képződött, amely a tó felszínén, a levegő és a víz érintkezésén vált ki.

A szénvaskövek jelentékeny mennyiségű, szideritből diagenetikusan keletkezett piritet vagy markazitot tartalmaznak; FeO/MnO, ill. FeO/MgO arányuk azonban jóval kisebb, mint a tengeri szideritekben.

A *„fehérvasérc"* puha, fehér, sziderit anyagú rétegecskéi jelenkori tőzeglápok redukáló iszapjában gyakoriak.

Anoxikus környezetben kicsapódott karsztvasérc az Oberpfalz-i (Németország) felső-kréta szideritteleپeknek az egykori tengerparti karszt mély többreiben elhelyezkedő — ma már azonban többnyire limonitosodott — anyaga.

27.614 Az infiltrációs vasércek Fe-tartalmát a repedezett vagy porózus kőzetekben átszivárgó vizek oldják ki, majd pH–Eh viszonyok változása következtében a mélyebben fekvő kőzetrészekben, vagy egy másféle kőzet felületén rakják le. Erre főleg erősen bontott (pl. erősen pirites) vulkanogén képződményeken belül vagy vastartalmú törmelékes kőzeteknek karbonátos kőzetekre települése esetén kerül sor.

Ide tartoznak pl. a Hargita Ny-i lejtőjén az andezitagglomerátum-összlet és a fekü miocén üledékek határán elhelyezkedő, részben már limonitosodott sziderittelepek és -konkréciók *(Lueta)*, valamint a vulkanoklasztitok alsó részének lencsés átitatódásai *(Vlăhița)*: PELTZ *et al.* 1979; *27.17 ábra.*

Karbonátos képződményekre települt vastartalmú kőzetek jellemző példája az Urál hegység K-i oldalán levő *Alapaevi* lelőhely.

Itt a vékony agyagréteggel fedett alsó-karbon mészkő és dolomit karsztosodott felszínét heterogén összetételű, rendkívül osztályozatlan, mezozóos törmelékes összlet borítja. A leszivárgó vagy ingadozó szintű talajvíz hatására keletkezett hidrogoethit–limonit-, valamint szferosziderit-telepeket, lencséket, gumókat, bekérgezéseket a talajvíz tükre alatt zöld chamositos, afölött pedig barna, okkeres agyag cementálja. Az egyes érctestek 5—20 km csapáshosszúságúak és 0,5—1 km szélességűek; vastagságuk 0,5—70 m között változik *(27.18 ábra)*. 20—58% Fe-ot, 6,4—6,9% Al_2O_3-at, 20—25% SiO_2-t, 0,02—0,05% S-t és 0,06—0,09% P-t tartalmaznak.

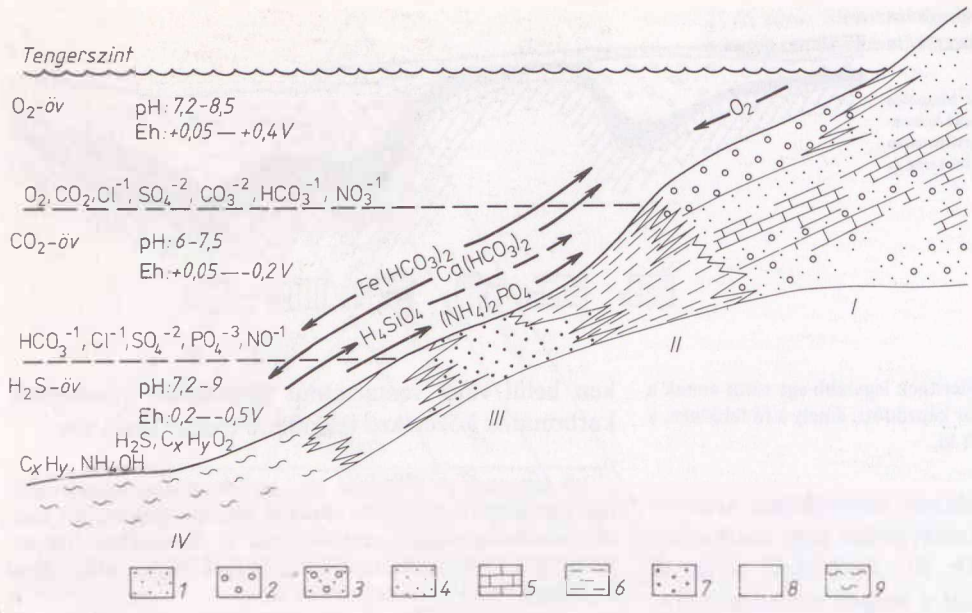
0,07—0,22%-os Cr_2O_3-, 0,1% Ni-, 0,01% Co-, 0,15—0,36% MnO-, 0,8% CaO- és 0,3—0,4% MgO-tartalmuk a vasércnek ultrabázitok mállási kérgéből való származására utal.

27.62 A SEKÉLYTENGERI VASÉRCEK

Ezek az ércfajták általában az enyhe lejtésű, lassan süllyedő tengerfenék vízmélység szerint változó geokémiai feltételei között képződtek *(27.19 ábra)*. Egyenletes törmelékszállítás esetén, partközelben homokos, attól távolodva agyagos, majd karbonátos és/vagy kovás vasüledékek rakódnak le. A vaskiválás módját — a pH és Eh szabályozásán keresztül — szerves anyag jelenléte is erősen befolyásolja. Az oxigéndús partközeli *vizekben* limonitos ooidok, a CO_2-tartalmú mélyebb vizek agyagos *iszapjában* berthierin és/vagy sziderit, a hullámbázis alatti kénhidrogénes övben pedig vasszulfidok válnak ki. Az éghajlat változatlanságát föltételezve, az ezen ideális modelltől való eltérések a tengerfenék egyenetlenségeivel, valamint a geokémiai viszonyoknak a beszállított üledék mennyiségétől és minőségétől is függő változásaival magyarázhatók.

27.621 Sekélytengeri vasércbreccsák, -konglomerátumok és torlatok utólag felszínre került idősebb vasércek felaprózott törmelékének a partközeli régióba való áthalmozódásával képződnek.

a) Tengeri torlatok keletkezése a tengerrel övezett országok (India, Ausztrália, Vietnam, USA, Sri Lanka, Új-zéland) homokos partjain ma is megfigyelhető. Tengeri magnetit-torlatok kísérik a Fekete-tenger (SZU, Bulgária) és a Földközi-tenger (Egyiptom, Libanon, Olaszország) partjait is. A folyóvizek által sokszor nagy területekről a tengerbe szállított és a parti vízmozgás által továbbaprózott ásványszemcsék általában a lepusztulási terület kristályos kőzeteiből vagy magnetit-telepekből származnak. Áramlások és az árapály hatására azonban a torlatásványok sokszor beljebb vándorolnak, és ott halmozódnak viszonylag dús, néha jelentős kiterjedésű telepekké.



27.19 ábra. A különböző sekélytengeri vaskőfáciesek elhelyezkedésének vázlata

1. Limonitos durva homok. — *2.* Limonit-ooidok. — *3.* Limonitos durva homok. — *4.* Glaukonitos durva homok. — *5.* Mészkő-törmelék. — *6.* Agyagvaskő. — *7.* Chamosit. — *8.* Tűzkő. — *9.* Piritdús szerves iszap és márga.

I = Gazdag állatvilág. — *II* = Fajszegény állatvilág. — *III* = Nagyon szegény állatvilág. — *IV* = Bentosz nélküli rész, gazdag baktériumflórával.

India D-i részén pl. a lateritesedett archái gneisz, charnokit, leptit lepusztulása nyomán 20 km hosszúságot is elérő, 100—200 m szélességű, 60—70%-nyi ilmenitet, továbbá cirkont, monacitot, gránátot és sillimanitot tartalmazó lelőhelyek keletkeztek.

b) A partközeli vasércelőfordulások lepusztulása során tengerbe szállított osztályozatlan, nem (vagy alig) koptatott ércdarabok a meszes–márgás–agyagos iszapban megülnek, vagy a tengerfenék kimélyüléseiben felhalmozódva, az ott uralkodó geokémiai viszonyoknak megfelelően vasas, agyagos, meszes, esetleg kovás anyaggal cementálódnak. Így a tengerpart árkos mélyedéseiben jelentős vastagságú, durva vasérctörmelék halmozódhat fel. Ide sorolhatók pl. a Harz-hegység É-i oldalán levő Peine–Ilsedei és az alsószászországi salzgitteri vasérctelepek.

A 24—33% Fe-, 6—18% SiO_2-, 15—25% CaO-, 0,5—4% Mn- és 0,6—1,6% P-tartalmú Peine–Ilsedei vasérc az ottani szantoni üledékek alapkonglomerátuma; anyaga az alsó-kréta agyagkövek sziderítgumóinak — részben szubmarin — eróziójából származik.

A salzgitteri vasérctelepek a közeli liász és dogger összlet agyagvaskő-konkrécióinak a valangini-hauterivei transzgresszióval kapcsolatos áthalmozódásával jöttek létre. A partszegély menti keskeny vályúkban „tiszta", a parttól távolibb, szélesebb medencékben viszont helyben képződött limonitooidokkal tarkított törmelékes vasérc halmozódott föl. Az ooidok — az ércdarabok limonitburkával együtt — a törmelékszállítással egyidejű kémiai vaskicsapódás bizonyítékai. A törmelékes telepek vastagsága 30—50 m, az ooidos ércé helyenként > 100 m. A goethit- és hidrogoethitből álló törmeléket goethit-, berthierin- és sziderit-ooidok, valamint kvarc és agyagos–meszes kötőanyag cementálja. Gyakoriak a glaukonit-, a berthierin- és a pirit-szemcsék is. Az Fe-tartalom 20—40%, a kvarcban és az agyagásványokban levő SiO_2 mennyisége 23—26%, a P_2O_5-é 2%.

Júra és kréta időszaki törmelékes vasércek ismeretesek még a balkáni és kisázsiai bázit- és ultrabázit-tömegek környezetében és az uráli és észak-kaukázusi ofiolitos övek mentén is.

Az idősebb vasércek áthalmozódása a prekambriumi tengeri vasérctelepek létrejöttében föltehetően nagyobb szerepet játszott, mint a fanerozóosakében. Ezt Plakszenko (1962, 1963) szerint ezen ércek vaskvarcit-törmelékből álló, cementációs szövete, réteges szerkezete, ritmikus felépítése bizonyítja.

Az újproterozóos *Angaro-Piti* ércterületen pl. hematitból, kvarc–hematitból, agyagásványokból és kloritból álló, konglomerátumos–aprókavicsos ércek, ritkán hematit–sideritbreccsák találhatók. Az *Fe* hematit, hidrohematit, goethit, berthierin és türingit alakjában van jelen. Ezekhez még kvarc, szericit, kloritok és agyagásványok járulnak. 40—50%-nyi Fe, 9,5—0,6%-nyi TiO_2 mellett az S és a P mennyisége jelentéktelen. A homokos és agyagos változatok képződését Judin (1968) és Pusztovalov—Judin (1960) azzal magyarázza, hogy a szervesanyag-tartalom viszonylag nagy mennyisége következtében a partközeli övben sziderit, továbbá vasklorit is keletkezett.

27.622 Az ooidos vasércek eredeti ülepedési környezete leginkább a karbonát-oolitokéval vethető össze. A vasoolitok elsődleges limonitanyagát azonban a diagenezis és a metamorfózis nagymértékben átalakítja. Ezért azok alábbi osztályozása ennek az átalakulásnak az ásványparagenezisekben tükröződő menetét követi.

Az ooidos vaskövek Houten és Bhattacharyya (1982) *lemeztektonikai értelmezése* szerint háromféle területen fejlődtek ki: *(1)* Interkontinentális medencék stabil selfterületei (pl. Közép- és Nyugat-Európa júra–kréta szegélytengerei). — *(2)* Széttartó vagy összezárulni kezdő lemezszegélyek (pl. az újfundlandi Wabana ordovíciuma vagy az eifeli devon). — *(3)* Orogén előmélységek belső oldala (pl. a Bajor Alpokat szegélyező eocén vagy a krími redők előterének pliocénje).

A *közép-európai* kicsiny ércgyűjtő medencék — részint a partszegélyen, részint (főleg a doggerben) nagyobb parttávolságban — az egyidejű tektonikai vagy sótektonikai mozgások következtében egymástól elszigetelten alakultak ki. Ezt faciológiai eltéréseik bizonyítják. Az ércsapdák gyakori részarányta lanságát a telepeknek a nyílt tengertől elválasztó szegélytörés előtti (100 m-t is elérő) kivastagodása bizonyítja. A dogger korú ércek kifejlődése tenger alatti küszöböket ért lehordódási és oldódási folyamatokra és a medencetöltelék áthalmozódására utal. A berthierin, goethit és hematit anyagú és a ritkább Ca–Fe-, Fe^{3+}—Fe^{2+}- vagy magnetit-ooidok ui. többnyire az egykori medencék középső részén dúsulnak.

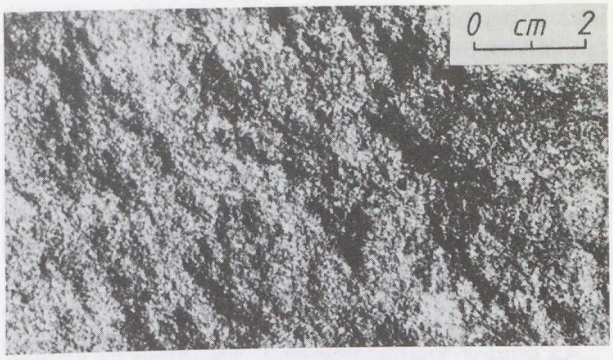
A *nyugat-európai* vasoolitos medencék a közép-európaiaktól inkább csak nagyobb (30—60 km-es) átmérőjükben különböznek.

A vasoolitok anyaga részint az egykori szárazulatokról folyók által behordott vashidroxid-gélből, részint a megelőzően lerakódott tengeri agyagkőzetek ásványi kötésben levő vagy kioldott vastartalmából származtatható. Felszaporodását a törmelékszállításnak a lankás domborzat, a csapadékos éghajlat, az erős kémiai mállás és a bőséges szervesanyag-képződés melletti háttérbe szorulása okozhatta. A Fe^{3+}-ionok kovasav- vagy huminanyag-tartalmú kolloidokon adszorbeálódva szállítódhattak a tengeröblökbe. A továbbiakban a vas oxidként, karbonát, szilikát vagy szulfid alakjában való leülepedését az Eh/pH-feltételek és a kioldódott többi elem minősége és mennyisége szabályozta.

27.6221 Minette-típusú, limonitos vasoolitok. Legnagyobb lelőhelyeik ÉK-Franciaország, Luxemburg és Belgium területén, a Lotharingiai-medence felső-liász–alsó-dogger képződményeinek 200 km hosszú és 20—30 km széles sávjában, 1100 km^2 területen találhatók. Csaknem kizárólag törmelékes és/vagy karbonátos rétegösszletekben jelennek meg. A homokkövön nyugvó és márgával fedett, 25—50 m vastagságú érces összlet 12—15 telepének egyenkénti vastagsága 0,5 és 13 m között mozog, s a jobb minőségűek 6—16% SiO_2, 5—19% CaO, 0,5% körüli MnO, 2% körüli P_2O_5 és 4—7% Al_2O_3 mellett 31—37% Fe-t tartalmaznak. A mélyebb helyzetű, zöldes, feketés vagy barnás színű telepek vasszilikátos–limonitos anyagúak, a felsőbbek szürkés, sárgás vagy vöröses színűek, meszesebbek és hematitban is dúsabbak. Az egyes telepeket flázeres és finomlemezes szerkezetű agyagkő- és aleurolit-betelepülések választják el egymástól. A telepek anyaga részint görgetegeket tartalmazó, részint keresztrétegzett vagy lemezes, elsődlegesen limonit-ooidokból, kvarcszemcsékből és kalcitos héjtörmelékből álló, jól és igen jól osztályozott homokkő, amely a Tethysnek a hercíniai hegységroncsok közé nyomult, epikontinentális melléktengere partjai mentén rakódott le. A 0,2—1,0 mm-es ooidok és kvarcszemcsék mediánja 0,20—0,25 mm, a karbonátos héjtöredékeké 0,5—1,0 mm között változik *(27.20 ábra)*.

A telepek kétfélék:

a) A finomabb rétegekből fokozatosan kifejlődő, vastagabb telepek rétegeinek *fölfelé növekvő szemcsenagysága* és emelkedő vastartalma ismételt negatív parteltolódások *(regressziók)* eredménye. A vashidroxid-géleket humuszanyagokkal telített, „fekete vizű" folyók vihették a tengerbe, ahol azt a tengervíz sói, ill. oxigénje



27.20 ábra. Főleg limonit-ooidokból álló minette-érc. Luxemburg, Braunes Lager. — FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970), p. 509, 6–41. ábra

kicsapta (ZEIL 1975). Az érckiválásnak a 0,2 mm átmérőjű törmelék megjelenéséhez kötött megindulása néhány m-es vízmélységre utal.

b) A regressziós felszínekre települt, aljukon áthalmozott görgetegeket tartalmazó, *fölfelé finomodó, transzgressziós* ércszintek viszont vékonyak és kicsiny (< 25%-os) Fe-tartalmúak (FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970). Elképzelhető, hogy ezeknek a tengerfenék üledékeiből redukciós viszonyok között kioldódott vastartalma az Eh-viszonyok pozitívvá válása következtében csapódott ki.

Ezzel szemben SIEHL—THEIN (1978) a lotharingiai goethit-ooidokat a szárazföldi laterites mállás termékeinek tekinti. Az ooidok szerintük a tengerbe szállítódásuk után az árapály járta, lapos selfeken torlatokként sokszor áthalmozódtak, osztályozódtak és koncentrálódtak. Később azután anyaguk a helyi viszonyoknak megfelelően alakult át magnetitté, szideritté, berthierinné vagy piritté. Ezt a modellt az ooidok viszonylag nagy lateritogén elemtartalma (Al, Ti, Mn, V, Cr és P) támasztja alá. — GYGY (1981) a bázeli malm vasanyagát szintén laterites mállásból származtatja. Az ooidok képződését azonban a max. 100 m mély tengervízben történt, lassú üledékképződés számlájára írja.

BORCHERT (1960) szerint a vasat nem a szárazföldi mállás szabadítja ki ásványaiból. Úgy véli, hogy a vas túlnyomó része feltáratlanul érkezett a szárazföldről a tengerbe, és csak annak CO_2-dús övében oldódott ki az üledékes iszapból. Ez az O_2-ben gazdag felszíni víz és a H_2S-ben dús mélyvízi öv közötti CO_2-zóna a mai tengerekben nincs meg, de a jégsapkák nélküli időszakokban a redukáló tengeráramlatok következtében létrejöhetett, és a vas felszabadulásának fő színhelyévé válhatott. Az ércásványok minőségét a továbbiakban BORCHERT szerint is a helyi viszonyok határozták meg.

A vasooidok képződésének további módja lehet a mészooidok anyagának kiszorítása és a szingenetikusan kivált vas színerézise.

E tisztán anorganikus képződési módokkal szemben DAHANAYAKE és KRUMBEIN (1985) a ferrivas-ooidok és -mikroonkoidok nyugodtvízi, gombaszövedékes környezetben való képződését föltételezi. Vasásványokkal bekérgezett, elágazó mikroszervezetek ui. a liász korú „Lorrain Minette"-eknek nemcsak a „be-

burkolt szemcsé"-iben, hanem az azokat körülvevő, rendesen finomszemű, karbonátdús alapanyagban is jelen vannak. A képződés ezen módját pedig hasonló szervezeteknek a harmadkori vasdús sztromatolitokban való kimutatása mellett kísérletekkel is sikerült alátámasztani.

Algás sztromatolitokra emlékeztetnek azok az 50 cm átmérőt is elérő *ferrodolomit-ooidok* is, amelyeket a Bajor Alpok Wettersteini Mészkövéből SCHNEIDER és WALDVOGEL (1964) írt le.

Az ooidok kvarcszemcséket, ritkábban kagylóhéjtöredékeket burkoló, sziderogél, goethit, sztilpnosziderit anyagú gömbhéjakból állanak, és vastartalmú klorittal (türingittel) cementezettek. *Ez a cementanyag természetesen már éppúgy diagenetikus eredetű, mint az ooidok ellapulása.* A diagenezis későbbi szakaszában az Fe-kloritot sziderit, még később valamennyi ásványt (legalább részben) pirit szorítja ki. BUBENICEK (1961) szerint a limonit redukciójának egyes állomásait a következő ásványparagenezisek jelzik:

(1) Vasklorit-cement és kevés sziderit megjelenése a limonit-ooidok, a kvarc- és kalcit-szemcsék között.
(2) Második generációjú sziderit, Fe-klorit, kvarc, limonit és több-kevesebb kalcit.
(3) Pirit, sziderit, Fe-klorit, kvarc, limonit és kevés kalcit.

A limonit→klorit→sziderit→pirit átalakulásnak ez az egy telepen belüli és a betemetődés mellett főleg a szerves anyag anaerob bomlásától függő sorrendje a limonitos oolitokkal oldalasan összefogazódó ércfácieseknek a parttávolság, a vízmélység és a szervesanyag-tartalom növekedésével mérhető változásaival elég jól egybevág.

A lotharingiaiakkal (Lorraine-beliekkel) azonos korú, limonitos minette-ek a Párizsi-medence K-i oldalára, sőt Angliába is átterjednek. A northamptoni vasérc pl. sziderittartalmú agyagos kőzetliszt, homok és mészkő, sziderites alapanyagba zárt berthierines–oxidos ooidok, továbbá homokkőbe ágyazott berthierines és kaolinites ooidok alkotta rétegekből áll. A Vogézek, a Schwarzwald, a Cseh-masszívum és az azóta eltűnt Vindelíciai-hátság paleozóos kőzeteinek lepusztulásához kapcsolódó dél-németországi előfordulások ezektől lényegileg csak alsó–középső-liász, ill. középső-dogger koruk révén különböznek. A Thüringer Wald, Vogtland, a Prágai-medence, a Szent-Kereszt-hegység, s a wisconsini Mayville (USA) ordovíciumi korú limonitos–vasszilikátos oolitjain kívül a minette-típusú ércek minden más lelőhelye mezozóos vagy harmadidőszaki. Legfiatalabb közülük a SZU kercsi lelőhelye, amely a Fekete-tenger egyik neogén öblének az Ukrán-pajzs és a Kaukázus felől feltöltődött, kiédesedő vizű lagúnáiban keletkezett. Felső telepét limonitos–mangánoxidos–sziderites–rodokrozitos konkréciók, az alsót mangánásványokkal cementált, sziderogél és nontronit anyagú ooidok és pizoidok alkotják. Hogy létrejöttében az ülepítő közeg nagy szervesanyag-tartalma jelentős szerepet játszott, az ooidok anyagán kívül cementjük vivianit, kercsinit és realgár (AsS), ill. 1—3%-nyi P_2O_5-tartalma bizonyítja.

27.6222 Clinton-típusú, hematitos vasoolitok. A diagenetikus vasoolitok ezen csoportját a magnetit és hematit uralma jellemzi. A vasooidok limonitját és berthierinjét kiszorító kicsiny magnetitkristályok és -szemcsék olykor még a lorraine-i minette-ekben is önálló közbetelepüléseket alkotnak. A paleozóos vasoolitok magnetittartalma azonban valószínűleg metamorf eredetű.

A limonitos minette-ekhez igen hasonló, de hematitos vasoolitok közül a göttingeni középső-liász 4—5 m vastag érctelepei hematittá és berthierinné, ill. hematittá, a weserbergiek, valamint az Alleghany-hegység DNy-i végén gyakori, szilur időszaki „Clinton-ércek", s a georgiai kambriumi vasércek pedig uralkodóan hematittá alakult vasooidokból állanak. Hasonló alkatúak a kínai szilur, devon és perm, valamint az arizonai és argentínai devon „vaskövei" is. Nyugat-Európa Portugáliától Norvégiáig terjedő sávjának ordovíciumi és szilur képződményei hematitos–berthierines, ill. hematitos–sziderites vasoolitokat tartalmaznak.

27.6223 Berthierines vasoolitok. A paleo- és mezozóikum limonitos és hematitos oolitjaiban gyakori chamosit = berthierin uralomra jutása esetén kialakult ooidos *berthierintelepek* az angliai (clevelandi) liászból, a macedóniai és a Volga–Urál-vidéki devonból, a szardíniai, portugáliai (quadramili) és újfundlandi (wabanai) ordovíciumból ismeretesek. Általában nagy Al_2O_3-, MgO- és P_2O_5-tartalmuk a törmelékes ásványok részarányától és a diagenezis fokától függően változik.

A berthierin/hematit ércek SCHELLMANN (1969) szerint a tenger nem nagyon parttávoli, vasooidos fáciesterületén képződtek. A berthierin-ooidok redukáló viszonyok mellett a vas és a kaolinites agyag reakciója folytán, a korai diagenezis során, a még zavartalan üledék pórusoldataiból csapódtak ki. Hematittá és goethitté oxidálódásuk viszont az üledék kis mértékű áthalmozódása közben, magasabb redox-értékeknél ment végbe. A szilikátos és oxidos héjak váltakozásából álló ooidok viszont az Eh-értékeknek a vízmozgás és anyagbeszállítás, ill. a szellőzöttség mértékétől függő ingadozására utalnak.

WÜRDEMANN (1962) szerint a felső-aalenien korú staffhorsti berthierin/sziderit/magnetit telep (Németország) képződése a felső-liász/dogger határon lerakódott agyagok diagenetikus berthierintartalmának a medence belsejében történt áthalmozódásával kezdődhetett. Az itt kialakult monomineralikus berthierines agyag koagulálódott és továbbgörgetett ásványszemcséi végül is 0,1—0,2 mm-es ooidokká váltak. A jobban szellőzött helyeken azonban ezek anyaga már nem berthierin, hanem magasabb oxidációs fokú magnetit.

27.6224 Pirites vasoolitok. Az újfundlandi ordovícium nyílt-óceáni áramlásokra és mély vízre utaló, szürke–fekete graptolitos agyagpaláiban 2,5—30 cm vastagságú, *önálló* piritoolit-telepek is ismeretesek. A koncentrikus ooidhéjak váltakozva piritből és Ca-foszfátból állanak, az ooidokat pedig finom eloszlású pirit, foszfát és kalcedon cementezi. CAROZZI (1960)

ezeket szervesanyag-bomlás folytán redukáló környezetben létrejött, elsődleges képződményeknek tartja.

Ezzel szemben a virginiai szilur nem-redukáló kőzeteiből MITCHELL—PORTER (1985) által leírt, 0,6—1,5 mm-es, kvarcszemcséket beburkoló ooidok héjai csak sugaras szerkezetű piritből állanak, tehát föltehetően diagenetikus eredetűek.

27.6225 Prekambriumi vasoolitok. Bár az ooidos kifejlődés elsősorban a fanerozóikumot jellemzi, nagy kiterjedésű ooidos vasérctelepek a prekambriumban is előfordulnak. Az észak-ausztráliai Constance-hegység, valamint Roper Bar újproterozóikumában Clinton-típusú, a Felső-tó környéki és labradori óproterozóikumból sztilpnomelánnal, greenalittal és glaukonittal tarkított kvarc–hematitos, kvarc–magnetites és hematit–sziderit–chamositos oolitok ismeretesek. Dél-Afrika >500 km csapáshosszúságban követhető Transvaal-rendszerének 2,2 milliárd éves Nama Formációja alján transzgressziós helyzetben lévő magnetit–chamosit–hematit–sziderit anyagú vasoolitok vannak. Ezek apró ooidokból álló, gyengén rétegzett, 5—30 m vastagságú főtelepe az egykori partvonaltól távolodva mélyebbvízi vasas agyagpalába, majd kvarcitszalagos vasércbe megy át.

A prekambriumi oolitokat kísérő, finom rétegzésű, sötét agyag- és kovapalákat, agyag- és homokköveket a metamorfózis általában grafitos, kloritos, szericites, tűzkőlencsés palákká, ill. kvarcitokká alakította át. Az érctelepek gyakran kovás, foszforitos, pirites és sziderites konkréciókat is tartalmaznak.

27.623 Sziderites érctelepek. A sziderit JAMES (1966) szerint csak a finomszemű, agyagásványok és kvarc mellett szideritet is tartalmazó, tömeges megjelenésű pélitekben elsődleges. Legismertebb példájuk Angliában, a Northampton környéki dogger rétegekben van. Ezek sziderites pélitjeit helyenként sziderites alapanyagú, de limonit- és berthierin-ooidokból álló érc váltja fel. Mivel a sziderit részben az ooidok anyagát is kiszorítja, CURTIS—SPEARS (1968) a northamptoni előfordulás *valamennyi* szideritjét diagenetikus eredetűnek véli. A sziderites vaskövek kémiai összetétele a nem-karbonát ásványok részarányától függően erősen változik. A pélites változat FeO-tartalma kedvező esetben 45%-ot is meghalad. A pélites érc kicsiny (0,1% körüli) P_2O_5-tartalma az ooidos változatban az ooidok mennyiségével együtt növekszik.

A Középső-Urál újproterozóos korú, *Bakali* szideritttelepét — ritmikus (finom)rétegzettsége és a telepet átjáró diabáztelérek miatt — korábban hidrotermális eredetűnek vélték. MALAHOVnak (1955) azonban sikerült a teléreknek a szideritnél fiatalabb korát igazolnia. SZTAROSZTINA (1962) pedig azt valószínűsítette, hogy ez a nagy kiterjedésű karbonátos képződményekkel egyidejű, sajátos szideritttelep az egykori tengerparttól távol, jelentős mennyiségű szerves anyag jelenlétében, a dolomitos és az agyagos fáciesöv határán ülepedett le, 29%-os Fe-, 2,8%-os SiO_2-, 0,8%-os S- és 0,02%-os P-tartalommal, magnezit, szideroplesszit, pisztomezit és ankerit tartalmú rétegek kíséretében *(27.8 ábra)*.

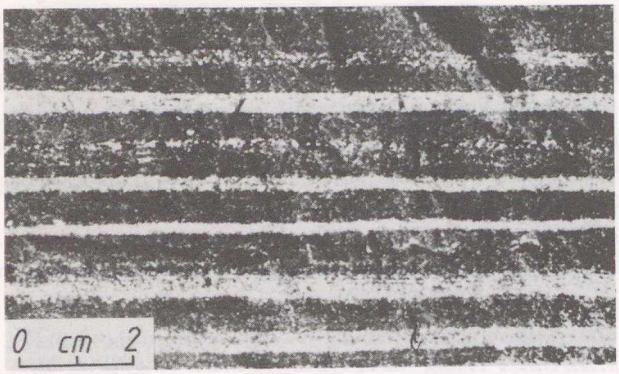
A mintegy 100 km² kiterjedésű Bakali-medence szideritttelepeinek csapáshossza olykor 1—2 km-t, vastagsága pedig 80—100 m-t is elér. A meredek dőlésű szideritrétegek anyaga a felszíni oxidáció következtében természetesen salakos, okkeres, agyagos vagy tömör limonittá és turjittá oxidálódott.

27.624 Szulfidos vasérctelepek. A mindig diagenetikus pirit tengeri üledékekben ritka dúsulásai közül kiemelkedik a michigani óproterozóos Riverton sziderites vasérc *alatti* agyagpalák pirites tagozata, s az ausztráliai Mount Isa sötét színű agyagpaláiban levő piritfelhalmozódás. Nagy szervesanyag-tartalma alapján ezen üledékek mindegyike szapropélitnek, az átlagosan 11%-nyi piritet tartalmazó, felső-devon korú Chattanooga-pala (USA) pedig olajpalának (31.24. fejezet) minősül.

27.63 A KOVASZALAGOS VASÉRCFORMÁCIÓK

A „banded iron formation" (=BIF) elnevezés a Lake Superior (Felső-tó, USA) vidéki vaskohászoktól származik. Ma már kőzetnév gyanánt a minden ősi pajzson fellépő és csaknem kizárólag prekambriumi korú szalagos vasércekre alkalmazzák. Eredeti definíciója szerint (JAMES 1954, 1966) olyan jellegzetesen vékony rétegű vagy lemezes kémiai üledék, amely legalább 15%-nyi üledékes eredetű vasat és általában — de nem feltétlenül — tűzkő-közbetelepüléseket tartalmaz *(27.21 ábra)*. Ércásványai a hematit, magnetit, sziderit és greenalit; fő meddő ásványa a kvarc, de helyenként kevés kalcit is megjelenik. Csak ritkán tartalmaz Mn-t, S-t és szulfidokat; a Felső-tó környéki ércek azonban 0,01—0,1%-nyi P_2O_5-ot és 0,3—2% közötti Al_2O_3-ot tartalmaznak.

E nagy kiterjedésű és tömegű, SiO_2-ben gazdag, de Al-ban szegény és változó erősséggel metamorfizált kőzetek keletkezésmódja mindmáig vita tárgya. Azzal ugyan minden kutató egyetért, hogy olyan tengeri (esetleg tavi) eredetű vegyi kiválásról van szó, amit az algonkiumtól kezdve egyeduralkodóvá lett, tűzkőmentes „vaskövek"-től élesen el kell különíteni. Véleménykülönbség van azonban a vas és a SiO_2 származása, szállítási és kiválási módja, a diagenetikus és metamorf folyamatok hatásai tekintetében. Az eddig fölmerült lehetőségeket a *27.8 táblázat* tünteti fel.



27.21 ábra. Fehér kovaszalagokkal váltakozó sötét hematitcsíkok alkotta itabirit. — Minas Gerais, Brazília. — FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970), p. 509, 6–41. ábra

A szalagos vasércek vasásványainak többségét és tűzkőtartalmát sokan elsődleges kicsapódásúnak tekintik. JAMES (1954) szerint ui. a tűzkő mennyisége

— sem a tűzkőformáció egy adott rétegének széles kiterjedésében, sem a tűzkőformáció egy adott típusában nem változik;
— a tűzkőcsíkok sztilolitjai a metamorfózis előtt képződtek;
— a tűzkőszalagokat is magukkal ragadó vízalatti üledékcsúszások és a szögletes tűzkődarabokat tartalmazó intraformációs breccsák még a kőzet megszilárdulása előtt keletkeztek.

A vasnak kovával váltakozó kicsapódása csak olyan medencékben képzelhető el, ahová a lepusztuló kőzetek mechanikai törmeléke nem mosódhat be. Az Al-nak a „vasformációk"-ból való hiányát GOVETT (1966) azzal magyarázza, hogy az agyagásványok alacsony hőmérsékleten való nagy tömegű képződése szárazföldi növényzet hiányában még nem volt lehetséges *(27.22 ábra)*. MOORE—MAYNARD (1929) a vasformációk szalagozottságát a frissen kicsapódott vagy kolloidálisan stabilizált ferri-hidroxid, ill. a kova különböző ülepedési sebességére, SAKAMOTO (1950) pedig a csapadékhullás évszakos változására vezeti vissza. Eszerint a nedves–hideg évszakokkal (vagy időjárási periódusokkal) összefüggő pH- és Eh-csökkenés a vas oldatban tartása mellett a SiO_2 kicsapódásának kedvezett volna; a meleg–száraz időszakokhoz fűződő, ellenkező irányú geokémiai változás pedig a SiO_2 oldatban tartását és az előzőleg beáramlott vas oxidos kicsapódását mozdította volna elő. Ha a pH csak a savanyú és a semleges állapot között változik, akkor kétféle (Fe_2O_3 és SiO_2) szalag keletkezik. Ha azonban a pH ciklusa a savanyú és a lúgos kémhatás között ingadozik, akkor háromfajta (Fe_2O_3, SiO_2 és Fe-szilikát vagy Fe-karbonát) szalag jön létre. Ezt a gondolatmenetet követi GOVETT (1966)-nak a hipolimnion évszakos cirkulációját (I. kötet, 8.33. fejezet) is tekintetbe vevő tavi elmélete. EUGSTER—CHOU (1973) viszont a szalagos ércek tűzkőrétegeinek képződését a forró–száraz és nedves évszakokkal jellemzett tavak elsődleges nátrium-szilikátjainak (kenyait és magadiit) átalakulásához hasonló módon képzeli el (II. kötet, 25.3314. fejezetrész).

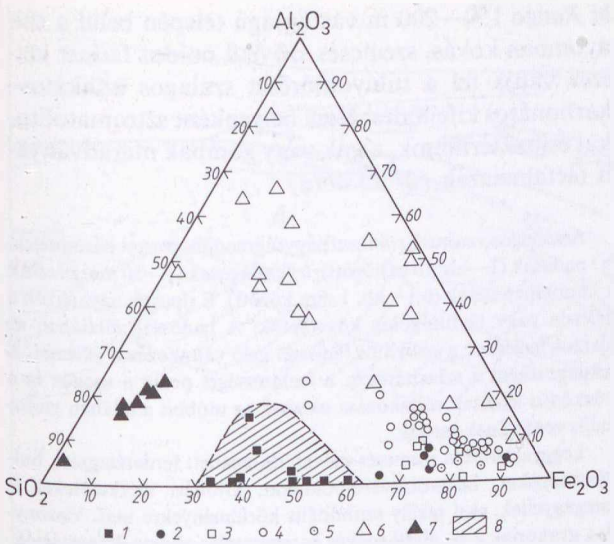
Mások olyan, többé-kevésbé zárt medencerészekbe helyezik a kovás vasformációk keletkezését, amelyeket küszöbök vagy vulkáni szigetívek választottak el a nyílt tengertől. A Felső-tó környéki vasércek négy (oxidos, szilikátos, karbonátos és szulfidos) fáciesének JAMES (1954) által egy ilyen medencében feltételezett elhelyezkedését a *27.23 ábra* szemlélteti. Eszerint a medence szárazulati és gátfelőli oldalán leülepedő homokos és agyagos üledékekhez a medence belseje felé előbb az oxidos, ill. az alul szulfidos, felül oxidos fácies

27.8. táblázat. A proterozóos szalagos vasércek eredetére vonatkozó hipotézisek áttekintése*

A vas eredete		A hipotézis lényege	Szerző
Tavi		Mély és rétegezett vízű, vagy időszakos sóstavakban történt lerakódás	1
Tengeri	Kontinentális (mállási)	Az anoxikus atmoszférában történt kémiai mállással felszabadult vasnak zártabb tengermedencékben való kicsapódása	2
	Evaporációs	A vasnak és a kovának evaporációval besűrűsödött tengervízből való kiválása	3
	Biogén	A vasnak és kovának tengeri élőlények közreműködésével történt kiválása	4
	Feláramlási	A vasnak és kovának tengerfenéki vizek feláramlásával történt kicsapódása	5
	Hidrotermális	Tengeralatti hévizekben feldúsult vasnak és kovának a feltörés közelebbi vagy távolabbi környékén való kicsapódása	6

*SIMONSON (1985) nyomán, kiegészítve.

1. GOVETT (1966); EUGSTER—CHOU (1973). — *2.* GARRELS *et al.* (1973); SCHIDLOWSKI (1976). — *3.* TRENDALL (1973); BUTTON (1976). — *4.* CLOUD (1973); LA BERGE (1973). — *5.* HOLLAND (1973); DREVER (1974). — *6.* GROSS (1980); YOUNG (1988) részben.



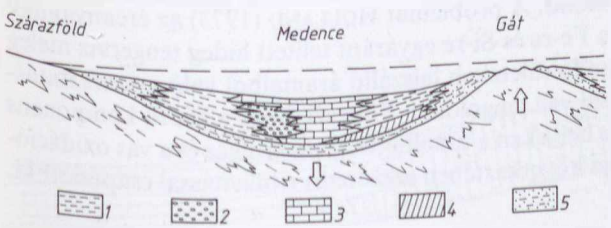
27.22 ábra. Különböző vasérctípusok SiO_2, Al_2O_3 és Fe_2O_3 aránya GOVETT (1966) szerint

1. Szalagos vasércformáció *(prekambrium).* — *2.* Ooidos vasércek *(prekambrium).* — *3.* Nem-ooidos vasformáció. — *4.* Ooidos vasformáció. — *5.* Jelenkori tavi és mocsárvasércek. — *6.* Lateritek és bauxitok. — *7.* Preholocén és holocén üledékek. — *(3—7. fanerozóikum).* — *8.* A szalagos vasformációk összetételi mezeje.

csatlakozott. A szilikátos és karbonátos fácies pedig a medence közepén ülepedett le.

(1) Az oxidos fáciest hematitcsíkokkal váltakozó tűzkőlemezek, vagy vasszilikát-, karbonát- és tűzkő-anyagú rétegekkel elválasztott magnetitrétegek alkotják. A *hematitos alfácies* szemcsenagysága a metamorfózis fokától függ; koncentrikus hematit- és kvarchéjakból vagy tisztán hematitból álló, olykor széttört ooidjai hullámzó sekély vízben való képződést bizonyítanak. Az ontarioi Vermilion Range Guntflint Formációjában fölfedezett gombafonalakat DAHANAYAKE és KRUMBEIN (1985) az ooidos vaskiválás katalizátorainak tartja, a teleppé halmozódást pedig az ooidok utólagos összemosódásával magyarázza. — A *magnetites alfácies* összetétele csekély redoxpotenciálú közegre utal. Hematit-reliktumok és diagenetikus magnetit megjelenése a felszínközeli vízben keletkezett hematitnak a vízfenéken való redukcióját tanúsítja. Ezzel szemben a hematitszalagos vasércek elsődleges vasásványa QUALE szerint mindig a később martitosodott (hematittá alakult) magnetit volt (SCHNEIDER—WALTHER 1988).

(2) A szilikátos fáciesben a greenalit és más — többnyire ebből képződött — K- és Al-szegény szilikátokon kívül a magnetit és a karbonát is gyakori. A vasszilikátok hematittal, valamint pirittel



27.23 ábra. A kovaszalagos vasércek képződésének modellje a nyílt tengertől vízalatti gáttal elválasztott medencében, JAMES (1954) és EICHLER (1976) nyomán

1. Homok és palás agyag. — *2.* Oxidok. — *3.* Szilikátok. — *4.* Karbonátok. — *5.* Szulfidok.

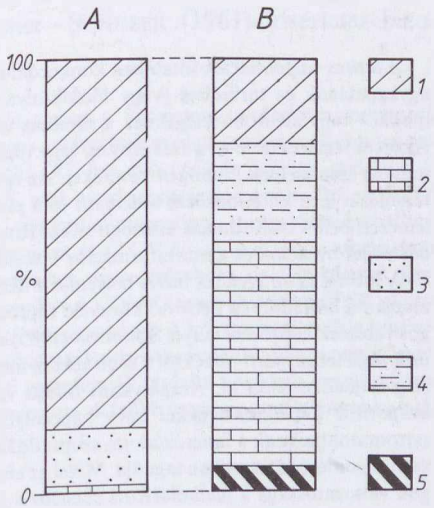
együttes megjelenése azok széles redoxtartományban való stabilitását bizonyítja.

(3) A karbonátos fáciesben a tűzkő és a Fe-dús karbonát kb. 1 : 1 arányban van jelen. Az ooidok hiánya a hullámbázis alatti ülepedésre utal.

(4) A kis tömegű *szulfidos fáciest* képviselő fekete, pirites agyagpalákat a szélsőségesen vasdús tengervíz szapropélitjeinek lehet tekinteni.

A labradori (minnesotai) kovaszalagos vasércet, amelynek Fe-tartalma bontatlan állapotban > 25%, a SiO_2-tartalom mállási kilúgzódása esetén azonban 50—60%, *taconite*-nak („fénylő kő"-nek) nevezik. Ennek — Felső-tó környéki megfelelőivel együtt — SIMONSON (1985) szerint két („arenites" és „lutitos") típusa van; ezek részint üledékes szerkezeteik, részint a fekvő és fedő üledékek jellege alapján különböznek egymástól.

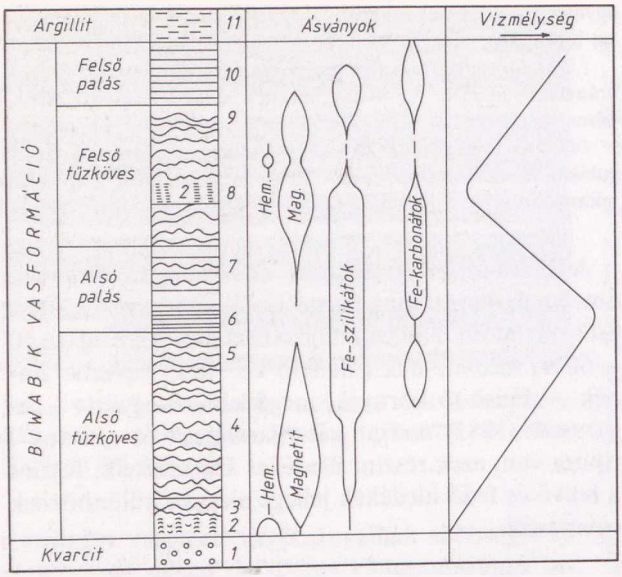
Az arenites típusú szalagos vasérc konkordánsan települ a feküjében levő, kvarchomokban gazdag üledékekre, amelyek valószínűleg nagy energiájú selfeken rakódtak le. Fedője azonban turbidites vagy üledékfolyásos szerkezetű, grauvakke-betelepülésekkel tarkított, flis jellegű agyagpala-összlet. Az érctesteket főleg vaskarbonátokból



27.24 ábra. Az ásványok viszonylagos mennyisége két kanadai arenites vasformáció (*balról* a Sokoman, *jobbról* az Ironwood) arenitjében *(A)*, ill. lutitjában *(B)*, SIMONSON (1985) szerint

1. Vasoxidok. — *2.* Vaskarbonátok. — *3.* Vasszilikátok. — *4.* Vaskarbonátok és vasszilikátok. — *5.* Vasszulfidok.

és vasszilikátokból álló, finomszemű, *lutitos*, valamint uralkodóan vasoxid anyagú, durvaszemcsés, *arenites* rétegek alkotják *(27.24 ábra)*. A lutitrétegek szerkezete semmiben sem különbözik a lutitos formációkétól. Az arenites rétegeknek és lencséknek a 27.53. fejezetben leírt felépítését gyakran *abiogén sztromatolitok* tarkítják. (SIMONSON csak a szerves anyagot is tartalmazó sztromatolitokat hajlandó bakteriális működéssel kapcsolatba hozni.) Gyakoriak az elsődleges szerkezeteket felismerhetetlenekké tevő, diagenetikus konkréciók.



27.25 ábra. A Felső-tó típusú Biwabik vasformáció (Mesabi Range, Minnesota, USA) vázlatos szelvénye MAYNARD (1983) nyomán

1. Kvarchomok. — *2.* Sztromatolitok. — *3.* Szemcsés hematit és tűzkő. — *4.* Szemcsés magnetit és tűzkő. — *5.* Szemcsés szilikátos–karbonátos tűzkő. — *6.* Lemezes, szénes, szilikátos–karbonátos tűzkő. — *7.* Lemezes, olykor szemcsés szilikátos–karbonátos tűzkő. — *8.* Szemcsés, karbonátos–szilikátos tűzkő. — *9.* Szemcsés magnetites tűzkő. — *10.* Lemezes szilikátos–karbonátos tűzkő. — *11.* Agyagpala és aleurolit.
Hem = hematit. — *Mag* = magnetit.

A lutitos vasformációk általában konkordáns fedőjét és fekvőjét agyagpalának és turbidites (vagy üledékfolyásos) szerkezetű homokkő- vagy aleurolit-rétegeknek a ritmikus váltakozása építi fel. Az érces lemezek néhány vasásvány és/vagy tűzkő finom (0,01—0,3 mm-es) szemcséinek homogén keverékei. Az egyes rétegek ásványtársulásai igen különbözőek; a hematit és a pirit vagy sziderit egy lemezen belüli előfordulása azonban ritka. Ritkák továbbá az üledékes deformációk és az intraformációs breccsák is.

A lutitos és az arenites fácies helyenként *összefogazódik*. Ennek alapján a labradori és Felső-tó környéki újproterozóos kovaszalagos vasércek képződési helyét SIMONSON (1985) a néhány dekaméter mélységű tengerparti részektől a több száz m mélységű medencebelsőig terjedően jelöli ki. Árapályszint fölötti vagy árapálysíki, ill. evaporitos képződményekkel való kapcsolatukat és bakteriális sztromatolitjaiknak a fanerozóikum szupratidális algaszőnyegeihez való hasonlóságát azonban tagadja. Mivel az eredeti ásványtársaságok változatossága a metamorfózis ellenére is fennmaradt, az oxidokban szegény érceket a mélyebb, az oxidokban dús és egyhangúbb ásványtársasággal rendelkezőket pedig a sekélyebb tengerrészek üledékének tartja. A vas és a kova forrását — a tavi és a kontinentális mállásból eredő felhalmozódás teljes kizárásával — a tengermedencék hidrotermáiban látja.

A *Felső-tó* (vagyis Superior-) *típusú* vasércformációk a 2,6—1,8 milliárd év közötti óproterozóikum világszerte elterjedt lerakódásai. Többnyire másodlagosan is dúsult telepeik a Föld legnagyobb vasérckészleteit tartalmazzák. E vasformációk olyan, több km vastagságú rétegösszletek részei, amelyek diszkordánsan települnek az archáikumra és a sekélytengeri self karbonátjaiból és sziliciklasztjaiból állanak. Fekvőjükben és fedőjükben gyakran bázisos vulkanitok (pl. párnalávák) találhatók. A Minnesota állambeli *Mesabi Range* 150—200 m vastagságú telepén belül a túlnyomóan kovás, szemcsés szövetű ooidos fáciest kétszer váltja fel a túlnyomórészt szalagos szilikátos–karbonátos kifejlődés. Ezek helyenként sztromatolitokat és baktériumok, algák vagy gombák maradványait tartalmazzák *(27.25 ábra)*.

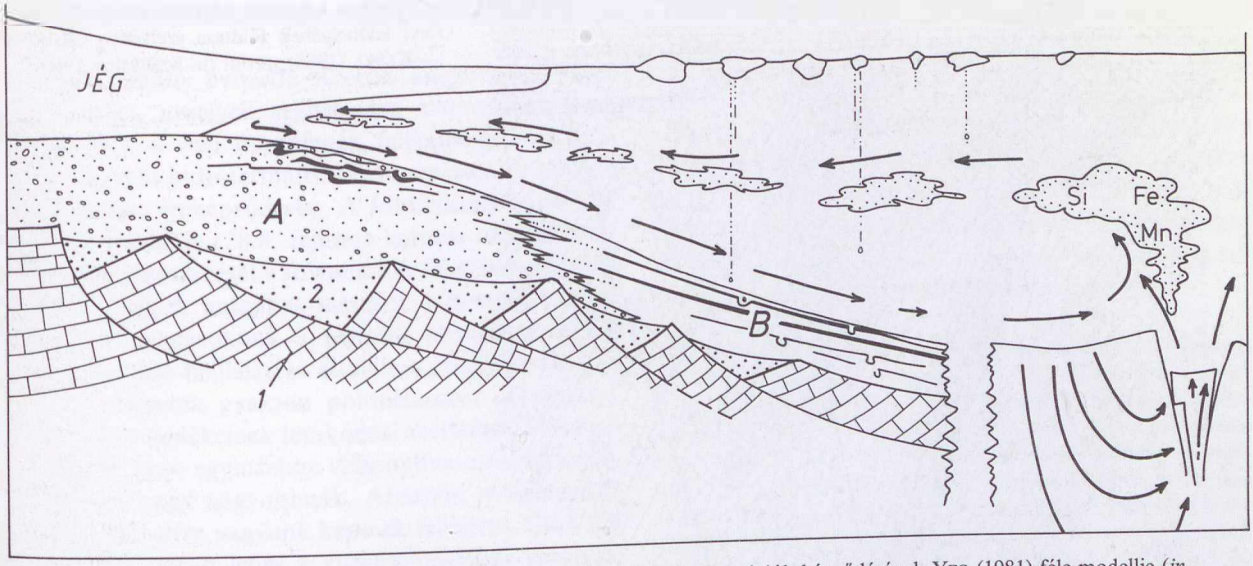
A szalagos vasércek *ritmusai* nagyságrendjük szerint háromfélék: *a)* padosak (1—kb. 10 m között); *b)* szalagosak (1—50 mm között); *c)* finomlemezesek (0,1—kb. 1 mm között). E típusok ugyanazon a telepen nagy távolságokig követhetők. A padosság általában az oxidos fáciesnek a szilikátos fáciessel való váltakozását jellemzi. A szalagosságot a színeltérések, a lemezességet pedig a vasdús és a tűzkődús lemezek váltakozása okozza; az utóbbit általában szezonális eredetűnek tartják.

Leggyakoribb a szemcsés szövet; de emellett ferderétegzést, hullámfodrokat, hematit/kvarc-ooidokat, kitöltési szerkezeteket is megfigyeltek, ami sekély szubtidális körülményekre utal. Viszonylag gyakoriak a víz alatti rogyás és csuszamlás okozta deformációk. Gyűrődés esetén tapasztalható a vasnak redőáthajlásokban és nyírási felületeken a kvarc rovására történt dúsulása. A metamorfózis gyakran gyűjtőkristályosodást eredményezett. Hidrotermális hatásra és laterites mállás esetén pedig hematitos–goethites dúsércek keletkeztek.

A szalagos vasércek nagy kiterjedésű, érett peneplléneket feltételező, zárt tengermedencékből vagy tavakból való származtatása önmagában sem az ércformációk nagy kiterjedését, sem azoknak az utolsó eon üledékeiből való hiányát nem képes megmagyarázni. Tavi eredetet egyébként is csak néhány archái és óproterozóos képviselőjüknél sikerült valószínűsíteni (ERIKSSON 1983; BEUKES 1984). Azt az ellentmondást, ami az alsó- és középső-proterozóikum — ettől függetlenül föltételezett — CO_2-gazdagsága, ill. O_2-szegénysége és a szalagos vasércek túlnyomó részének ferrioxidos jellege között fennáll, az oldott állapotban érkező vas tavi kicsapódásának föltételezése nem oldja fel.

Az óriási (10^{10}—10^{14} t) tömegű Superior-típusú előfordulások (Brazília: Serra dos Carajás; Nyugat-Ausztrália: Hammersley) vas- és kovaanyagát sokan vulkáni vagy folyóvízi eredetűnek tartják, de azok utólagos dúsulásával is számolnak. Ezen ércтípus világszerte egységes kémiai összetétele és a törmelékes betelepülések hiánya azonban e feltevéseknek ellentmond. A problémát HOLLAND (1973) az ércanyagnak a Fe-re és Si-re egyaránt telített hideg tengervíz meleg selfterületeken felszálló áramaiból való származtatással véli megoldani. Fölteszi, hogy a két fő komponens e helyeken a túltelítettség, a párolgás és a vas oxidációja következtében szezonális ritmicitással csapódott ki.

Ennek éppen megfordítottja az ÉNy-kanadai Mackenzie-hegység újproterozóos tillitekből álló *Rapitan* Formációcsoportjának kovás vasérceire vonatkozó YOUNG-féle (1988) elképzelés *(27.26 ábra)*. Eszerint a hegység óproterozóos platform-üledékei felgyűrődésük után — a jelenkori Vörös-tengerhez hasonlóan — riftesedtek.



27.26 ábra. Az észak-nyugat kanadai, újproterozóos, Rapitan-típusú vasércformációk képződésének YEO (1981)-féle modellje (*in* YOUNG 1988) a „vizes lábú" és borjadzó jégtakaró vagy gleccser tengerbe szakadása közelében

1. Riftesedett platform-üledékek. — *2.* A riftes árkokat kitöltő üledék.

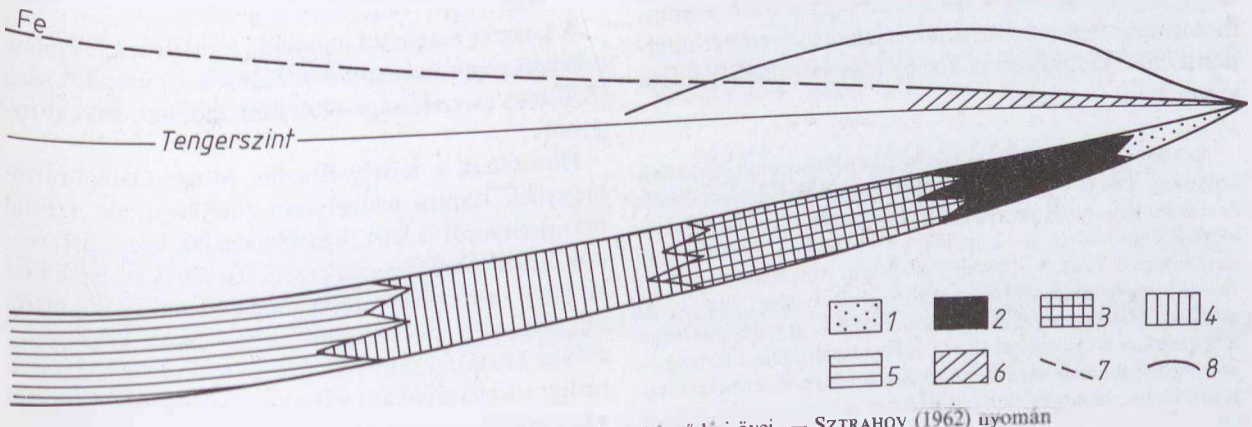
A = glacigén diamiktitek. — *B* = zagyárüledékek. — Si, Fe, Mn = a medencebelseji hasadékokon át felszálló, nehézfémionokban dús hidrotermák.

A nyilak a forró, majd a jég hatására lehűlt oldatok áramlási irányát jelzik.

Az így keletkezett mélyedéseket kitöltő „rift-üledékek"-et a Rapitan Csoport glaciális törmelékei borították el. Az utóbbiakhoz kapcsolódó kovás vasérctelepeket a mélyebb tengerrészek hasadékai felől a borjadzó jégtakaró irányába áramló Fe-, Mn- és Si-tartalmú hidrotermák lehűlve és lesüllyedve visszaáramló vize rakta le a keletkezett „kis óceán" selfjén és selflejtőjén.

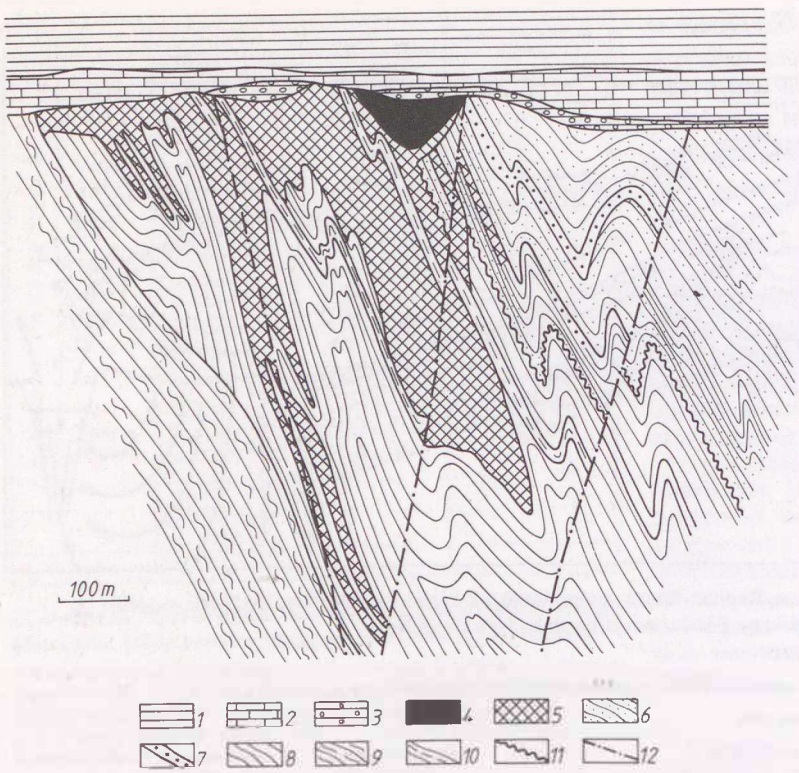
Hogy eredetileg szideritből és opálból álló, később kvarccá és hematittá, ill. magnetitté alakuló kovavasérc bázisos működéssel kapcsolatos hidrotermákból képződhet, korábban már SZTRAHOV (1948), majd JAMES (1954) és WHITE (1954) is kifejtette. Azt, hogy savanyú vasklorid-oldatoknak kalcittal való reakciója során nagy nyomáson és hőmérsékleten magnetit keletkezhet, HOLSER—SCHNEER (1961) kísérletei bizonyítják.

SZTRAHOV (1948) szerint a Szovjetunió erősebben metamorf, *jáspilit-típusú* szalagos vasérceinek eredeti anyaga mélyebb tengermedencék parttávoli, CO_2-ben dús, pélites üveinek szideritje és pirites tűzköve volt, ami a redoxpotenciál pozitívabbá válásával kloritos–sziderites, sziderites–magnetites, magnetites–hematitos, végül tiszta tűzkőbe ment át *(27.27 ábra)*. Azt, hogy a nem nagy redoxpotenciálú tengerben egyre erősebben oxidált kőzetek képződtek, *a redoxpotenciálnak Cl és F tartalmú vulkáni gőzök okozta helyi megnövekedésével magyarázta*. A kovavasércek efféle környezetben lejátszódó, anorganikus keletkezését akkoriban még közvetlenül csak a vulkáni hidrotermák táplálta tavakban megfigyelt kovavasérc-kiválás támogatta. Később azonban a mélytenger-kutatás



27.27 ábra. A vaskvarcitos (jáspilites) formáció autigén ásványainak képződési övei. — SZTRAHOV (1962) nyomán

1. Homokkő és aleurolit. — *2.* Agyagpala. — *3.* Kovás és sziderites tűzkő pirittel. — *4.* Magnetites tűzkő. — *5.* Hematitos tűzkő. — *6.* A vas klarkját tartalmazó üledék. — *7.* Átlagos vastartalom. — *8.* A vas oxidációs foka.



27.28 ábra. A kurszki mágneses anomália jakovlevi lelőhelyének földtani szelvénye CSAIKINA—KLEKL (1965) szerint (in SZMIRNOV 1969)

1. Mezo- és kainozóos üledékes fedőösszlet. — *2.* Alsó-karbon képződmények. — *3.* Allitok és ferrallitok. — *4.* Érckonglomerátum és -breccsa. — *5.* Vascsillámos–martitos, martitos-vascsillámos, részben hidrohematitos–martitos és martitos–hidrohematitos dúsérc. — *6.* Felső, fillitszerű palaösszlet. — *7.* A felső palaösszlet konglomerátuma. — *8.* A középső és felső összlet vaskvarcitjai. — *9.* A középső (vasérces) összlet ércközi palái. — *10.* Alsó palaösszlet. — *11.* A középső és felső összlet lepusztulási felszíne. — *12.* Törések.

oly mértékben megerősítette, hogy az — a Transvaali-medence egyes kovás vasformációinak kivételével — a kriptozóikum nemvulkáni rétegsorokba zárt kovaszalagos vasérceinek általános modelljévé vált. (Ez természetesen nem zárja ki, hogy a fanerozóikum mélytengeri radiolaritjainak és „vörös agyag"-jának képződéséhez szükséges Eh-emelkedésért a csekély hőmérséklete folytán lesüllyedő, O_2-dús sarkkörnyéki víz egyenlítő felé tartó áramlását is felelőssé tegyük.)

A kovás vasércek hidrotermális–üledékes eredetének elismerése mellett a vasérc- és a kovaszalagok végső elkülönülésében számos szovjet kutató a dinamotermális metamorfózisnak is jelentős szerepet tulajdonít. Ezt különösen a krivoj rogi jáspilitek példája szemlélteti:

Az Ukrán-pajzs 100 km csapáshosszúságú, bonyolult szerkezetű *krivoj rogi* lelőhelyén az archái paragneisz–gránit–migmatit aljzatra diszkordánsan települő óproterozóos összlet több fázisú metamorfózist szenvedett, kb. 2 milliárd éves palái 6—9 jáspilit-telepet tartalmaznak. Ezek 2—10 mm vastagságú, ritmikusan váltakozó vasoxid (magnetit, martit, hematit) és kovasávokból állanak; az utóbbiak csak kevés hematitot tartalmaznak. A jobb minőségű teleprészeken a vasoxid-sávok vastagsága meghaladja a kovasávokét; a gyengébb minőségű teleprészeken fordítva. A telepeket elválasztó klorit-, biotit- és aktinolitpalákban is van kevés magnetit és vascsillám (szpekularit). A 28—35% Fe-tartalmú jáspilit-telepek — helyenként — zöldpala fáciesű metamorfózis hatására 46—62% Fe- és 6—8% SiO_2-tartalmú, oszlop, tömzs vagy lencse alakú dúsérc-telepekké alakultak át. BELEVCEV (1981) szerint a SiO_2 mobilizálódása mellett a metamorfózisnak ez a foka biztosította leginkább a vas helyben maradását. A hőmérséklet és nyomás további növekedésével azonban a vasásványok stabilitása is csökkent. Ezért az amfibolit-fáciesű teleprészeken a vas dúsulása már nem számottevő, a granulit-fáciesűeken pedig nagyon ritka. A SiO_2-nek a martit–hidrohematit sávokból való hipergén kioldódása révén viszont 2—20 cm vastag vasdús rétegek keletkeztek.

A kurszki mágneses anomália területének felépítése a krivoj rogihoz hasonló *(27.28 ábra)*; csapáshossza (850 km) és szélessége (200 km) azonban sokkal nagyobb.

Hasonlóak a Közép-Brazília Minas Gerais tartománybeli Itabira lelőhelyéről elnevezett, de a Föld más pontjairól is leírt, kristályospalák közé zárt, oxidos fáciesű, lemezes szerkezetű *itabiritek* is. Ezek tűzkő vagy vasas tűzkő szalagjainak eredetileg finomszemű anyaga a metamorfózis során durva kvarcszemcsékké kristályosodott át. 37—38%-nyi Fe-tartalmuk pedig a kovasávokkal váltakozó magnetit-, hematit- vagy martit-anyagú, vékony rétegekben van jelen.

27.64 A MÉLYTENGERI VASÉRCTELEPEK

Csak néhány évtizede sikerült kifejleszteni olyan eszközöket, amelyek segítségével közvetlenül betekinthetünk a mai óceánfenék felépítésébe, vulkáni, exhalációs és hidrotermális folyamataiba s az ezekkel kapcsolatos ércképződésbe. A földfejlődés lemeztektonikai modellje (28.8. fejezet) számos idős ércképződmény keletkezését e folyamatok fényében világítja meg. E telepek hatalmas méreteit a bennük rejtőző aktualista vonásoknak a régmúlt időszakok eltérő kereteibe való beillesztése általában megmagyarázza. Az ősi tengerek gyakran polimetamorf átalakulást szenvedett üledékeinek lerakódási mélységét azonban többnyire csak egymáshoz viszonyítva minősíthetjük kisebbnek vagy nagyobbnak. Abszolút mélységeiket viszont már nem vagyunk képesek felmérni. Csak ezt szem előtt tartva lehet a vulkáni-üledékes vasércek fosszilis képviselőit „mélytengeri" származásúaknak tekinteni.

27.641 A jelenkori mélytengeri vaskövek főleg vasoxidokból és -hidroxidokból állanak. Egy részük közvetlenül az aktív óceáni hátságok közelében kicsapódó hidrotermális ásványtársulások tagja (28.71. fejezet). Más részük az ezen hátságoktól távolibb pelágikus üledék(ek)ben helyet foglaló vasgumó és -kéreg. Ez utóbbiak képződése az aktív hátságokról szétszóródó vastartalomnak az O_2-ben dús óceánfenéki áramlások hatására az üledék/víz határon történt oxidációjával magyarázható *(28.24 ábra)*.

27.642 A vulkáni–üledékes vasérctelepek (Vörös-tenger, Hawaii-környék) az óceáni hasadékokhoz fűződő bazaltvulkanizmus párnaláváinak és bázisos tufáinak exhalációs és halmirolitikus elbontásával és/vagy a hidrotermák fémtartalmának közvetlen kicsapódásával keletkeztek. Lahn–Dill és algomai típusra bontásukat koruk, méreteik, érctartalmuk és metamorf állapotuk különbözősége indokolja.

27.6421 A Lahn–Dill típusú fanerozóos vasércek közé minden nem vagy alig metamorf, bázisos tengeri vulkanitokkal és piroklasztitokkal kapcsolatos hidrotermális üledékes vasérctelep besorolható. Ezek többségét a viszonylag kis kiterjedés mellett a gyakori fáciesváltozás, rétegesség, üledékes kőzettörmelék és cementanyag jellemzi. Érchozó hidrotermáknak tengeralatti hátságokon való kilépéséhez kötődnek. A telepek szomszédságából többnyire hiányzanak a nagyobb szulfid- és Mn-telepek.

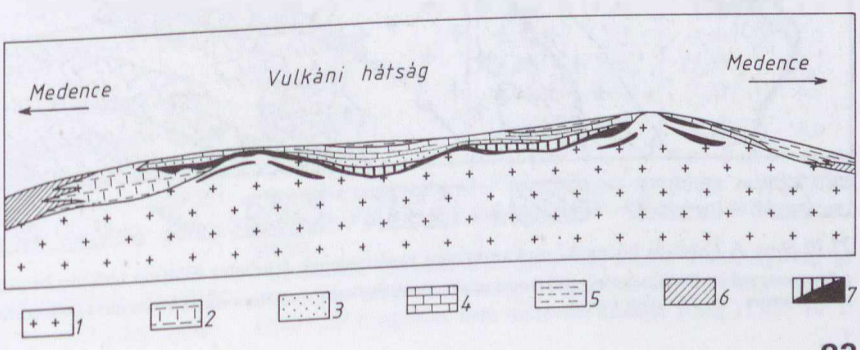
Ez az érctípus a Rajnai Palahegység K-i részének a középső- és felső-devon határára eső Lahn–Dill Formációjáról nyerte nevét. Keletkezése ahhoz a bazalt-vulkanizmushoz kötődik, amely a herciniai geoszinklinálist küszöbök és kis kiterjedésű medencék láncolatára tagolta. A vulkáni tevékenység a süllyedések mozgékony szegélyén volt a legerősebb. A vasérc két — de csak néhány m vastagságú — telepet alkot *(27.29 ábra)*. A kitörési központok közelében az érc spilitekre települ. Reá lemezes mészkő, nagyobb tengermélységben pedig agyagpala, helyenként vulkáni tufa települ. A hidrotermák kilépési pontjain kolloidális (és ezért vaskos), kovás, hematitos érc rakódott le. Ez utóbbi azonban a hátság lejtője mentén rétegessé válik, és végül pados sziderítbe megy át. A mendenceszegélyekhez kötött érc/pala váltakozások irányában erősen csökken a vas-, nő a törmeléktartalom, a medence közepén pedig már csak ércnyomok találhatók. A vízmozgás és a kéregnyugtalanság következtében a vízalatti hátságok ércei gyakran a lejtő mélyebb részeire halmozódtak át. A telepek meszes, agyagos, durvatörmelékes és tufás közbetelepülésekkel tarkított, vasdús és vasszegény rétegekből állanak. Az érces szinteket bazalttufa, -tufit, párnaláva és tengeri üledék fedi.

A vulkáni–üledékes vasércnek hematit, kvarc és kalcit a főásványa, de a magnetit, sziderit, a vasszilikátok és -szulfidok (pirit, melnikovit, kalkopirit, galenit, szfalerit) is gyakoriak. A jugoszláviai Tajvište és Varěs, valamint a svájci Gonten telepein pedig — kivételképpen — a Mn mennyisége is jelentős.

A Lahn–Dill típusú vasércek létrejöttének lehetséges tényezői:

(1) a tengeralatti vulkáni tevékenységhez kapcsolódó *exhalációs tevékenység*, amelynek során a felhalmozódott láva-, tufa- és üledékrétegeket:

— a vas- és szilícium-kloridos gázok és azok oldatai,
— vas-hidrogénkarbonátos és vas-hidrogénszulfidos oldatok, ill.
— vízgőz és CO_2-tartalmú forróvíz hatják át (HARBORT 1903; SCHNEIDERHÖHN 1941, 1962; CISSARZ 1954, 1957);



27.29 ábra. A Lahn–Dill típusú hidrotermális–üledékes vasércek és a kapcsolódó üledékfáciesek elhelyezkedése egy tenger alatti vulkáni hátság három kitörési központja körül, QUADE (1970) nyomán

1. Spilites vulkanitok. — *2.* Tömeges mészkő. — *(1—2. Középső-devon.)* — *3.* „Dillenburgi tufa". — *4.* Cephalopodás és lemezes mészkő. — *5.* Agyagpala. — *6.* Flinzi mészkő és agyagpala. — *(3—6. Felső-devon.)* — *7.* Elsődleges vasérc/Áthalmozott vasérc.

(2) a *tengeralatti mállás* következtében oldatba került vas sekélytengeri, O_2-dús környezetben való (hematitos), vagy O_2-hiányos mélytengerben történő (sziderites) kicsapódása (HARRASSOWITZ 1921; HARDER 1960, 1964); továbbá

(3) az epigenetikus *hidrotermális metaszomatózis* (HENTSCHEL 1960; RÖSLER 1962; RICHTER 1930; LEHMANN 1941).

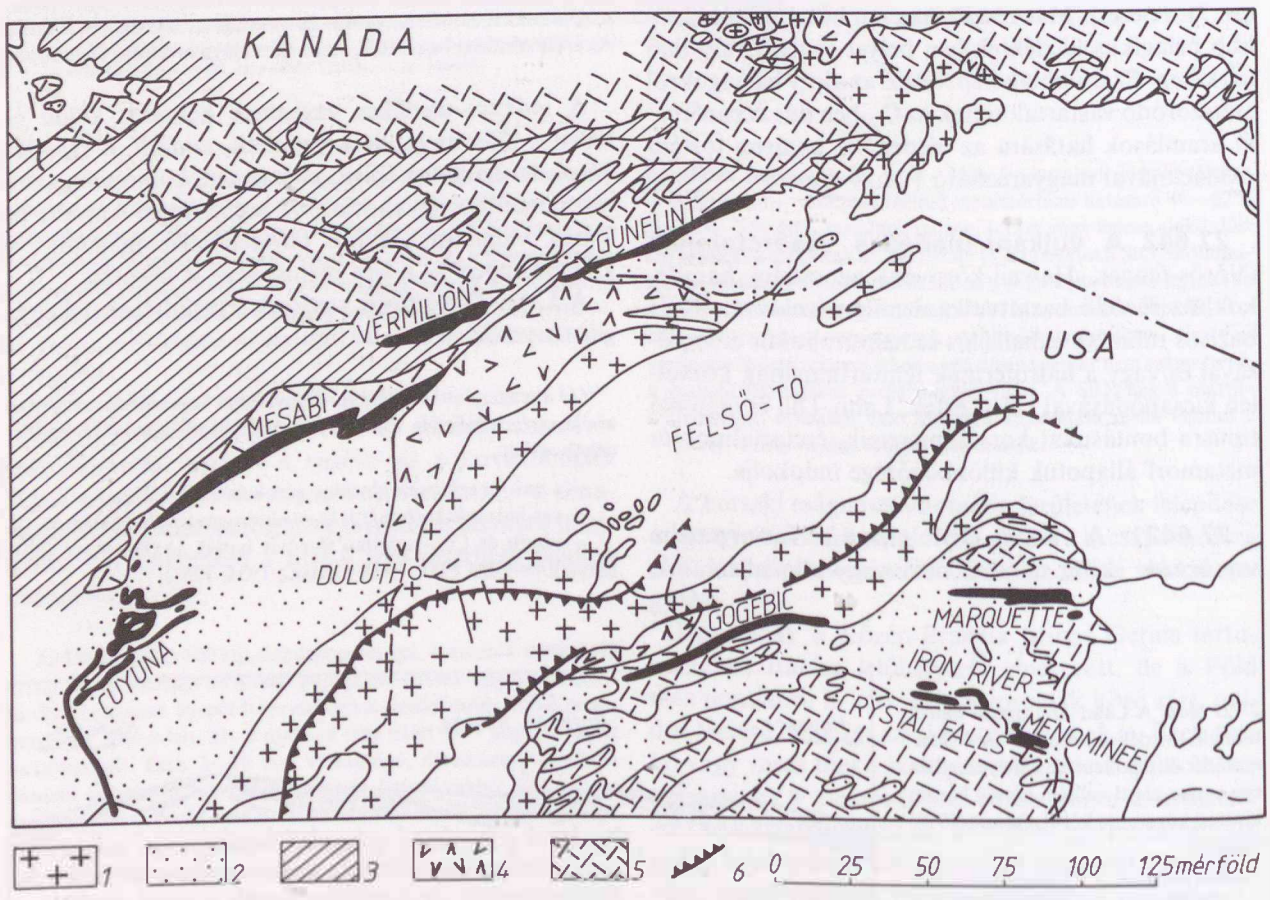
A QUADE (1970, 1976) szerinti képződési fázisok: A hidrotermáknak a hideg tengervízbe lépését gyors Fe^{3+}- és SiO_2-, valamint kalcit-kicsapódás kíséri. Az elsődleges ércek kristályosodását részleges eróziójuk és áttelepülésük követi. Ezután a másodlagos ércek és a cement kristályosodnak ki. Majd újabb bazalt-felnyomulás következtében epigén–hidrotermális átalakulás és második generációjú magnetit-képződés következik. A jelenlegi összetételt az érctestek felszíni (hipergén) mállása alakítja ki.

A létrejött számos ércfajta közül a hematitosak Fe-tartalma 50—68%, a szideriteseké azonban csak 30—40% között van.

A fanerozóikum legnagyobb Lahn–Dill típusú vasérctelepeit Nyugat-Európában a Kaledonidák ordovíciumi és szilur, a Hercinidák devon, Kelet-Európában pedig az alpi szakasz triász, júra és neogén képződményei tartalmazzák. A devon vasérctelepek a Rajnai Palahegység K-i végétől a Keleti-Szudétákig és Morvaországig sorakoznak. A Déli Kárpátokban a Pojána Ruszka középső-devon tengeralatti vulkánjainak oldalán helyezkednek el sziderittelepek. Magyarországon csak a mecseki alsó-kréta korú „trachidolerittufa" és mészkő határán képződött, de már lefejtett zengővárkonyi lelőhelyet lehetne idesorolni (27.8. fejezet).

A Lahn–Dill típusú vasércelőfordulások földtani készlete a néhány millió tonnát csak ritkán éri el. Nagyfokú tisztaságuk miatt azonban a 20. sz. első feléig bezárólag a jobb minőségű ércben szűkölködő európai országokban élénk bányászkodás tárgyai voltak. Azóta azonban részint kimerültek, részint a kohászati követelmények megemelkedése miatt versenyképtelenekké váltak.

27.6422 Az algomai típusú prekambriumi vasércek típuslelőhelye a Felső-tó Ny-i oldalán levő minnesotai Vermilion Range *(27.30 ábra)* átlagosan 2,7 milliárd éves (felső-archái) Soudan Formációja. Ennek fekvőjét az Ely Formáció többnyire gneisszá és amfibolittá átalakult, pillow-szerkezetű metabazaltja és vulkanoklasztos kőzetei, fedőjét pedig a Lake Vermilion Formáció legalább részben flis-típusú, vulkanoklasztos grauvakkéi, konglomerátumai és kloritos–szericites vagy grafitos palái alkotják (SIMONSON



27.30 ábra. A Felső-tó környéki prekambriumi vasérctelepek átnézetes földtani térképe MARSDEN (1970) szerint

1. Keewenavi vulkáni–üledékes összlet. — *2.* Huroni tengeri törmelékes összlet. — *3.* Timiscamingi és keewatini képződmények (archaikum). — *4.* Duluthi gabbró. — *5.* Laurenciumi gránit és gneisz. — *6.* Tektonikai vonalak.

1985). A tengeralatti vulkanizmussal való kapcsolat kétségtelen. A főleg magnetit és hematit, alárendelten sziderit, vasszilikát és vasszulfid anyagú, néhány cm vastagság mellett ritmikus belső rétegzettségű érclencsék és lencsesorok tufa-eredetű csíkokkal váltakoznak. A kovaszalagos vasércek jáspilites típusától (27.63. fejezet) tehát a kísérő kőzetek uralkodóan vulkáni eredete, a vasérces összlet szeszélyes kifejlődése, kisebb vastagsága és kiterjedése révén különböznek. A Lahn–Dill típushoz viszont polimetamorf jellegük ellenére is szorosan kapcsolódnak. Az $FeCl_2$- és $FeCO_3$-tartalmú, savanyú hidrotermák Fe-tartalma ui. aszerint vált ki szulfidos, sziderites, szilikátos vagy oxidos alakban, hogy milyen messzire került azok feltörési helyétől. Az eredeti ásványos összetételnek az oxidok felé való eltolódásáért természetesen a metamorfózis is felelős lehet. A magnetit finomszemcsés, a hematit és a türingit viszont inkább lemezes formában jelenik meg. Elemtársaságát az Al_2O_3 3—6%-os, a P_2O_5 0,2—0,4%-os mennyisége, továbbá a Ni, Cu, Zn és Au dúsulása jellemzi.

Algomai típusú, ZITZMANN (1977) és BELEVCEV (1981) által is mélytengeri („eugeoszinklinális") eredetűnek minősített telepek az archái pajzsok mindegyikén (pl. Afrikában, Nyugat-Ausztráliában és Szibériában is) találhatók. Kialakulásuk azzal függ össze, hogy a földtörténet kezdetén igen élénk vulkáni és utóvulkáni tevékenység révén különösen sok vas került az akkori óceánok vizébe. A vasas hévizek nemcsak átitatták és cementálták a különböző típusú vulkanitokat, hanem a felső-archaikum folyamán már önálló telepeket is kialakítottak azokban.

Ide sorolhatók az Ukrán-pajzs bázisos vulkanitokból, kvarcitokból, grafitpalából és kalcifirből álló (>3,0 milliárd éves) összletében található, Azovmelléki (marjupoli és verhovcei) vasérclelőhelyek is. Ezek kvarcban szegényebb anyagából a karbonát teljesen hiányzik. Az előbbi az amfibolit- és eklogit-fácies határán levő metamorfózisa folytán jól kristályosodott piroxén–magnetit és cummingtonit [$(Mg, Fe)_7(OH|Si_4O_{11})_2$]–magnetit ásványtársulással rendelkezik. A verhovcei ércet ért gyöngébb metamorfózis viszont az eredeti sziderit–magnetit, ill. vasszilikát–sziderit–magnetit összetételen nem sokat változtatott. Mindenesetre a 32—42% Fe-tartalmú marjupoli érc a szideritben gazdag verhovceinél jóval könnyebben dúsítható. Ezért az utóbbinak csak a felszínen oxidálódott részeit termelik. — Az azoviakhoz hasonló telepek Venezuelából, Brazíliából és Kamerunból is ismeretesek.

A Ny-i Bushman-föld proterozóikumának különböző rétegtani egységeiben talált, szélsőségesen változó összetételű, kisebb kiterjedésű vasérces szintek Fe-tartalmát és Zn-, Ba-, Cu, Pb- és Ni-dúsulásait WESTHUIZEN *et al.* (1986) az elsődleges grafitos–agyagos üledékek adszorpciós hatásának tulajdonítják. Jelenlegi ásványtársaságuk (hematit, magnetit, kvarc, gránát, muszkovit, biotit, sillimanit, ritkábban grafit, alunit, plumbojarosit, galenit, dufrenit) és szerkezetük kialakulását azonban az erős metamorfózis következményének tekintik.

27.7 A FÖLD ÜLEDÉKES VASÉRCKÉSZLETE

Az 1979. évi statisztika szerint *(27.9 táblázat)* a Föld ismert vasércvagyona (45%-os Fe-tartalom mellett) 93,6 milliárd tonna, a reménybeli készletek mennyisége pedig 104 milliárd t. Az ismert vagyonnak kb. 59%-a (vagyis 55 milliárd t), a reménybeli készleteknek pedig kb. 78%-a (vagyis 81 milliárd t) exogén (tehát üledékes és mállási) eredetű *(27.31 ábra)*. Az üledékes vasércek közül ZITZMANN (1976) szerint a tengeri eredetűek mennyisége a legnagyobb (87%), és ezek túlnyomó része ooidos.

A világ vasérctermelésének ma a metamorf sávos (kovás, agyagos, karbonátos) vasérc-formációk és az ezek mállásával képződött dúsércek a legfontosabb objektumai. Ezek ismert vagyona ZITZMANN (1976) szerint kb. 200×10^9 t-t, reménybeli készlete pedig közel 500×10^9 t-t tesz ki.

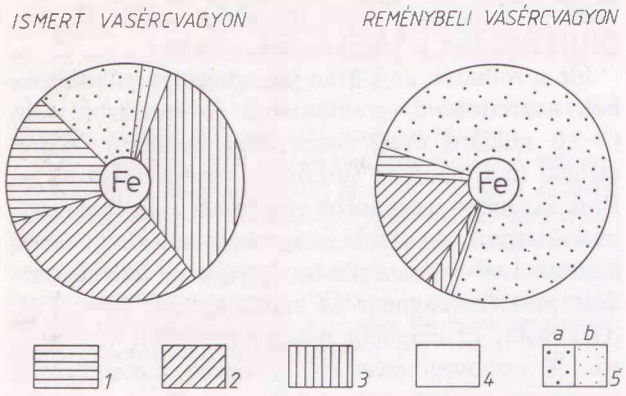
A vaskohászat visszaesése következtében a világ vasérctermelése 1979—1983 között kb. 20%-kal csök-

27.9. táblázat. A biztos és valószínű, valamint a reménybeli vasérckészletek Fe-tartalmának világrészenkénti mennyisége és %-os megoszlása 1979-ben*

Világrész	Biztos és valószínű		Reménybeli	
	10^6 t	%	10^6 t	%
Észak-Amerika	14,520	15,5	29,700	28,6
Latin-Amerika	19,230	20,5	27,700	26,6
Afrika	3,420	2,7	4,100	3,9
Ny-Európa	6,700	7,2	3,400	3,3
K-Európa	28,800	30,8	23,600	22,7
Ázsia	10,030	10,7	7,200	6,9
Ausztrália** + Óceánia	10,900	11,6	8,300	8,0

*Az *Untersuchungen über Angebot und Nachfrage mineralischer Rohstoffe. XII. Eisenerz. Dezember 1979* — Stuttgart: *Schweizerbart* szerint.

**Ausztrália kimutatott és gazdasági értékű vasércvagyona az *Australian Mineral Industry. Annual Review for 1983* szerint $15,40 \times 10^9$ t; egyelőre nem műrevaló készlete pedig $11,46 \times 10^9$ t.



27.31 ábra. A világ ismert és reménybeli vasércvagyonának genetikai típusok szerinti megoszlása ZITZMANN (1976) szerint

1. Magmás vasérc. — *2.* Vaskvarcit. — *3.* Dúsérc. — *4.* Mállási érc. — *5.* Tengeri *(a)* és szárazföldi *(b)* üledékes vasérc.

kent, s ez elsősorban az USA és Kanada gyöngébb minőségű takonitjának és algomai típusú vasérceinek kitermelését vetette vissza.

A Föld legnagyobb tömegű és legjobb minőségű nyersvasércei az ó- és középső-proterozóikumból származnak. Ezt a 2,6—1,0 eon közötti időt, amelyből Norvégia, Svédország, a SZU, Mandzsúria, Brazília, Venezuela, India, Nigéria, Dél-Afrika, Ausztrália összesen 50—80 × 10^9 t-ra becsült, 60% körüli Fe-tartalmú vasérce származik, méltán nevezik a Föld „vaskor"-ának. E mennyiség nagyobb része — amit még a Kanadán kívül minden déli kontinensen is megtalálható, és bizonyos föltételek között még gazdaságosan hasznosítható, kisebb Fe-tartalmú vasércek is gyarapítanak — üledékes eredetűnek tekinthető *(27.32 ábra)*. — A fontosabb vasérctípusok időbeli megoszlásáról, rétegtani helyzetéről és jellegéről a *27.10 táblázat* tájékoztat.

27.10. táblázat. A Föld nevezetesebb üledékes vasérctelepeinek időbeli megoszlása és jellege

10^9 év	Lelőhely	Rétegtani egység	Jelleg
3,8	DNy-Gröndland	Iona-kvarcit	Hematitos kvarcit
3,7	Kelet-Szibéria	Aldan-rendszer	Vulkáni üledékes
>3,5	Murmanszk	Saamida-rendszer	Magnetites kvarcit
3,2	Dél-Afrika	Fig Tree Formáció	Kovaszalagos vasérc
2,9—2,6	Dél-India	Dharwar-öv	Hematitos kvarcit
2,8	Dél-Mandzsúria	Fuping csoport	
2,7	Felső-tó (USA)	Soudan Formáció	Vulkáni üledékes
2,65	Közép-Svédország	Svionium	Vulkáni üledékes
2,5	Dél-India	Chitradurga	Hematitos kvarcit
2,2	Dél-Afrika	Transvaal-rendszer	Kovaszalagos vasérc
2,15	Kína	Wutai-rendszer	Kovaszalagos vasérc
2,3—2,0	ÉK-India	Vasérc-sorozat	Hematitos kvarcit
2,0—1,9	Krivoj Rog (SZU)	Szakagon Formáció	Jáspilites-kovaszalagos
2,0—1,9	Felső-tó–Labrador	Riverton, Nyanee	Lutitos } kovaszalagos
		Ironwood, Guntflint, Sokoman F.	Arenites }
1,8—1,7	Guayana-pajzs	Keietevo Formáció	Kovaszalagos vasérc
1,6	Észak-Kína	Csang-Csu-rendszer	Ooidos hematit
1,5	Brazília	Itabira-csoport	Kovaszalagos itabirit
1,1	Észak-Kína	Yixian	Ooidos hematit
1,0—0,8	Dél-Ausztrália	Torrensian + Stuartian	Ooidos hematit
~0,35	NSZK	Lahn–Dill	Vulkáni-üledékes
0,19—0,15	Lotharingia + Franken	Alsó-liász-középső-dogger	Minette
~0,004	Kercs (SZU)	Felső-miocén	Minette



27.32 ábra. A szalagos vasércformációk elterjedése SCHNEIDER és WALTHER (1988) nyomán

Észak- és Dél-Amerika, Grönland:
1. Snake River, Rapitan Formáció (Yukon-vidék). — *2.* Coiceland (Manitoba). — *3.* Guntflint Range (Ontario). — *4.* Algoma (Ontario). — *5.* Temagami (Ontario). — *6.* Labradori tengerályú (Quebec és Újfundland). — *7.* Mesabi és Cuyuna Range (Minnesota). — *8.* Gogebic és Marquette Range (Wisconsin és Michigan). — *9.* Atlantic City (Wyoming). — *10.* El Pao és Carro Bolivar (Venezuela). — *11.* Relún (Chile). — *12.* Mutún (Bolívia) és Urucum, Matto Grosso (Brazília). — *13.* Amapa (Brazília). — *14.* Serra dos Carajas, Pará (Brazília). — *15.* „Vasnégyszög"(Brazília). — *16.* Raposos, Minas Gerais (Brazília). — *17.* Isua (Grönland).

Európa és a Szovjetunió:
1. Sydvaranger (Norvégia). — *2.* Pahtavaara (Finnország). — *3.* Közép-Svédország. — *4.* Olenogorszk (Kola-félsziget). — *5.* Kosztamuksa (Karélia). *6.* Krivoj Rog (Ukrajna). — *7.* Azov-mellék (Ukrajna). — *8.* Kurszk. — *9.* Karszakpaj (Kazahsztán). — *10.* Szibériai pajzs. — *11.* Saya Bajkal (Kelet-Szibéria). — *12.* Malij Kingan (Távol-Kelet). — *13.* Usszuri-medence.

Dél- és Kelet-Ázsia:
1. Wadi Swanin (Szaúd-Arábia). — *2.* Hormuz-sorozat (Irán). — *3.* Goa (India). — *4.* Bellary (India). — *5.* Bailadila (India). — *6.* Murwara, Madhya Pradesh (India). — *7.* Singlhum, Bihar-Orissa (India). — *8.* Bajanobo (Belső-Mongólia). — *9.* Jangjüan, Senhszi (Kína). — *10.* Luanhszien, Hopej (Kína). — *11.* Ansan, Liaoning (Kína). — *12.* Muszan (Észak-Korea).

Afrika:
1. Mauritania. — *2.* Szenegál. — *3.* Sierra Leone. — *4.* Bong Range (Libéria). — *5.* Mt. Nimba (Libéria). — *6.* Tulu (Szudán). — *7.* Les Mamelles (Kamerun). — *8.* Belinga (Gabon). — *9.* Uele (Zaire). — *10.* Cassinga (Angola). — *11.* Kaokoveld (Namíbia). — *12.* Zimbabwe-kraton. — *13.* Swaziland. — *14.* Thabazimbi (Transvaal). — *15.* Sishen (Dél-Afrika). — *16.* Fatsintsara (Madagaszkár).

Ausztrália:
1. Mt. Goldsworthy, Pilbara-tömb. — *2.* Robe River. — *3.* Mt. Tom Price. — *4.* Mt. Newman. — *5.* Koolanooka. — *6.* Koolyanobbing. — *7.* Yampi Sound. — *8.* Constance Range. — *9.* Middleback Range. — *10.* Umberatana.

a: Rapitan-típus. — *b:* Algoma-típus. — *c:* Bizonytalan. — *d:* Felső-tavi típus. — *e:* Azov-melléki típus. — *f:* Folyóvízben áthalmozott.

27.8 A HAZAI ÜLEDÉKES VASÉRC-ELŐFORDULÁSOK

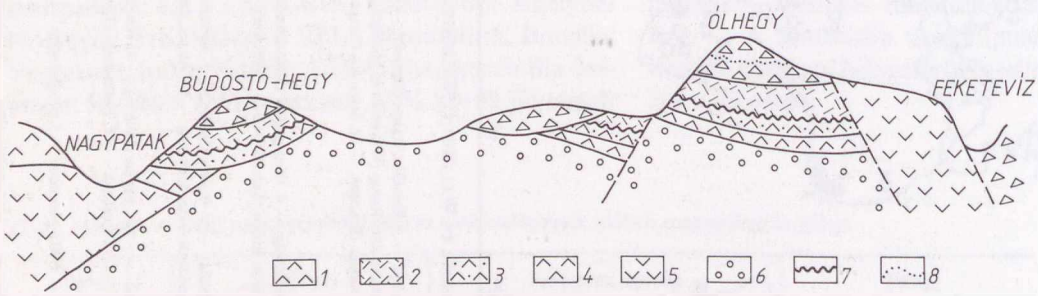
Ezek túlnyomó többsége csekély készlete és kis fémtartalma miatt sohasem volt tartós bányászkodás tárgya. Az Upponyi-hegység Tapolcsányi Formációjának agyag- és kovapalával társult vas–mangándúsulásai (26.92262. fejezetrész) csupán azoknak a 18. századi kis vashámoroknak a szükségleteit elégítették ki, amelyekből később a szepes–gömöri és rudabányai, ma krivoj rogi vasérceket feldolgozó diósgyőri kohómű kifejlődött.

A *mecseki liász* kőszénösszlet alsó részéből ismert, 20—25%-nyi átlagos Fe-tartalom mellett 16—30% SiO_2-t tartalmazó szferosziderites–berthierines *szénsavkövek* vagy az *alsótelekesi alsó-triász* Pantó (1956) által elsődlegesnek ítélt, de utólag hematitos–kovás metaszomatózist szenvedett, 0,5—10 cm vastagságú *sziderítcsíkjai* éppúgy fejtésre érdemtelenek, mint az egykori vízfolyásokat kísérő, bagamér–nagylétai, somogyszobi és Vas megyei *gyepvasércek*, vagy a rudabányai vasércvonulat fedőjében itt-ott jelentkező, felsőmiocén korú, szferosziderites *mocsárvasérc* (Morvai 1966, 1976).

A mecseki alsó-kréta alkáli-diabáz működéssel kapcsolatos utómagmás tevékenység és halmirolízis folytán oldatba került vas algák és baktériumok hatására történt kicsapódásával létrejött, 0,15—1,80 m vastagságú, $CaCO_3$-on kívül kevés foszfátot és SiO_2-t is tartalmazó *zengővárkonyi* limonittelepet még az 1950-es években lefejtették (Sztrókay 1952; Molnár 1961). (A magyaregregyi alsóbádeni abráziós konglomerátum magnetithömpölyeinek anyaga ugyancsak az alsó-kréta alkáli bazaltot kísérő ércesedés lepusztulásából származhat.)

A *Börzsöny-hegységi* (szokolyai) *limonittelepek* kitermelését nagy SiO_2-tartalmuk meghiúsította. Ezeknek a 0,25—3,00 m vastagságú, hegységszerkezetileg is feldarabolt és részben lepusztult telepeknek a többsége az itteni biotitandezit-agglomerátumon átszüremkedő csapadékvizek (ill. hidrotermák) vastartalmának vízzáró tufitrétegek feletti megrekedésével létrejött tavakban csapódott ki *(27.33 ábra)*. A lencseszerű vasérctesteket azonban a hidrotermák helyenként kovával itatták át, a mellékkőzet repedéseit pedig hematit- és kovakiválásokkal töltötték meg.

A *Tokaji-hegység* Regéc, Fony, Mogyoróska és Mád határába eső, bontott piroxénandezittufa elválási lapjait, repedéseit és kisebb



27.33 ábra. A szokolyai vasérclelőhely földtani szelvénye Lengyel (1956) szerint

1. Hiperszténamfibol-andezit agglomerátum. — *2.* Hiperszténamfibol-andezit tufa. — *3.* Gránátos biotitamfibol-andezit tufit. — *4.* Gránátos biotitamfibol-andezit. — *5.* Gránátos biotitandezit. — *6.* Durva kavics. — *7.* Vasopál. — *8.* Barnavasérc.

mélyedéseit kitöltő (festékanyagként értékesített) breccsás limonitnak és laza *vasokker*nek az anyagát a kőzetbe beszivárgó vizek a kőzet pirithintéséből oldották ki, és rakták le ismét.

A *nézsai* Valkó-hegy felső-triász karbonátjainak többreiben levő, erősen kovás limonit a fedő hárshegyi homokkőn és bauxitos agyagon átszivárgó vasas oldatoknak a karsztos felszínen való kicsapódásával keletkezett, *infiltrációs karsztvasérc*.

A hazai *bauxittelepek* 5—15% SiO_2 és 1,33—2,72% TiO_2-n kívül 16,1—22,7% Fe-t is tartalmaznak, amely kémiai kicsapódású hematit, goethit, limonit, berthierin, ill. törmelékes magnetit és ilmenit alakjában van jelen. A bauxittelepek középső és felső övezetének határán kialakult vasas kéreg Fe_2O_3-tartalma 50%-ot is elérhet.

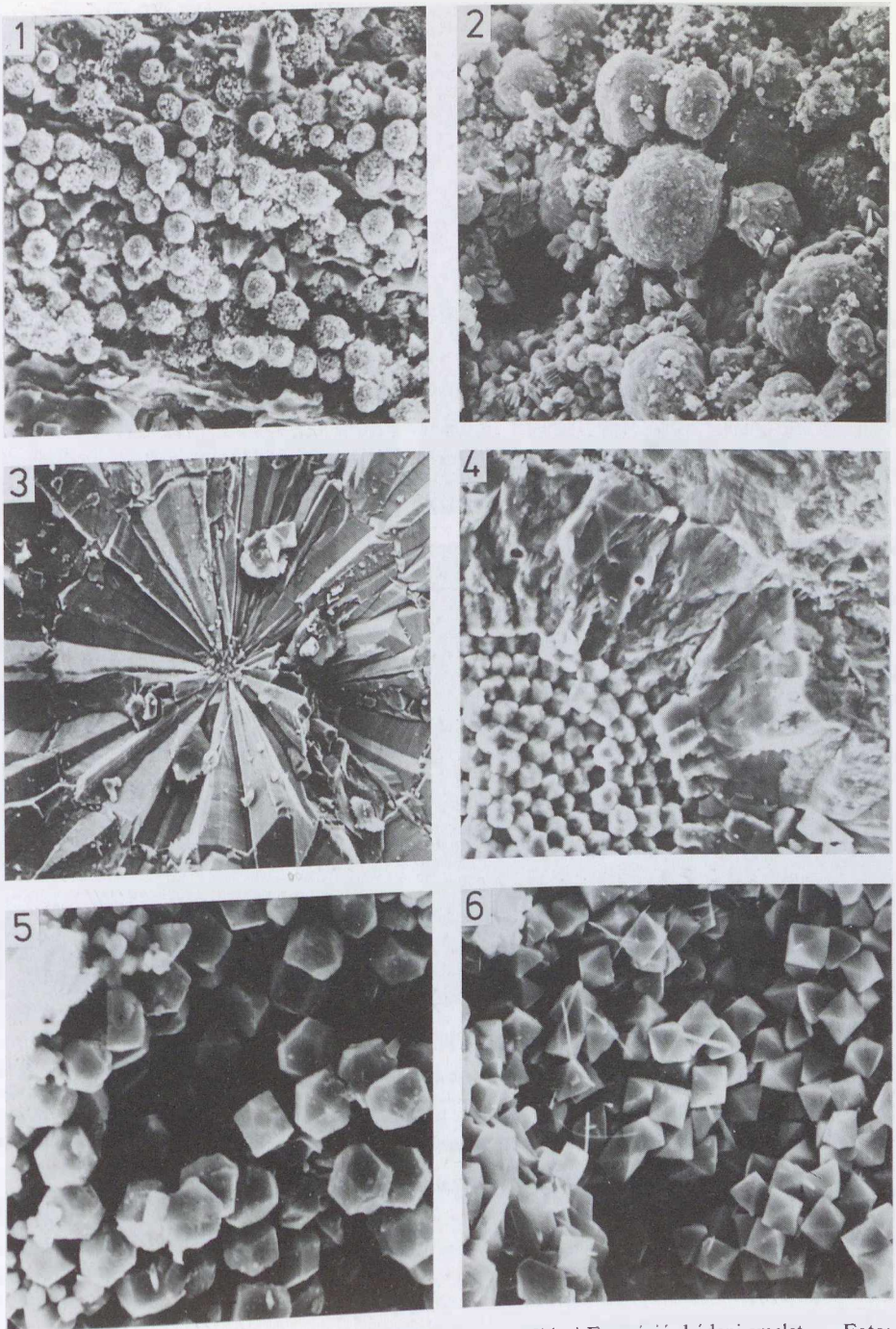
Vasércben szegény országunkban ez tehát még bizonyos — bár egyelőre kiaknázatlan — tartalékot jelent. A timföldgyártás során nyert „vörösiszap"-ban az Fe-tartalom 31—34%-ig feldúsul; ezzel együtt azonban a SiO_2 és a TiO_2 részaránya is 13—15, ill. 5,2—5,7%-ra nő, és felhasználását Na(OH) és Al_2O_3-tartalma is nehezíti.

Hazánk egyetlen nagyobb vasérctelepe *Rudabánya és Alsótelekes* között, az itteni alsó-triász homokkőben, valamint a Szinpetri Mészkő és a Gutensteini Dolomit Formációk határán fejlődött ki. Ez a limonitos vaskalappal rendelkező sziderittelep azonban hidrotermális metaszomatikus jellegénél fogva (Pantó 1956) sztratiform megjelenésmódja ellenére sem tartozik az üledékes vasércek körébe. Bányászata pedig (oxidos érckészleteinek kimerülése, ill. a fejtés gazdaságtalansága következtében) 1985 végén meg is szűnt.

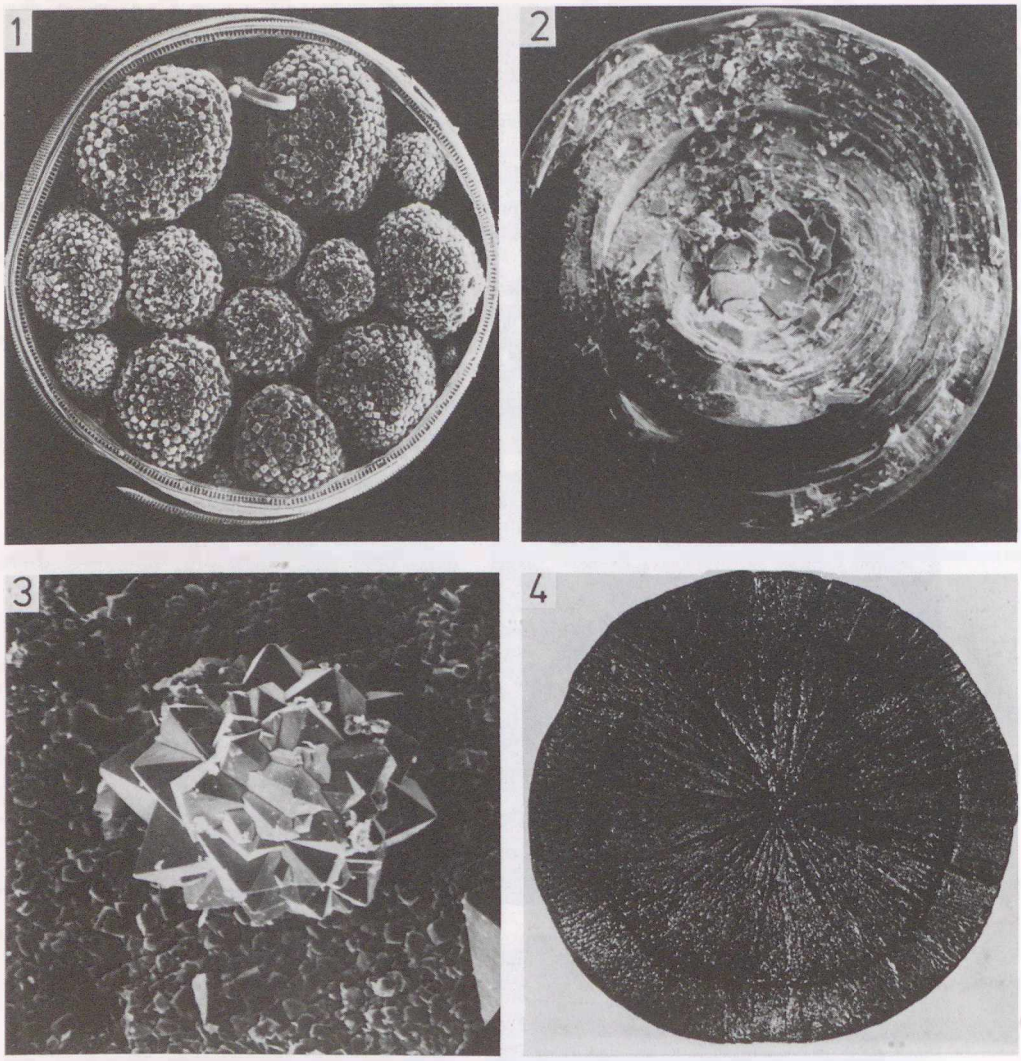
Tenger alatti exhalációkhoz kapcsolódhatnak a Bükk hegység egyes pontjain (a Létrás-tetőn, a szilvásváradi Kukucsó-lápán s az eger–miskolci műútnak a Fekete-len déli részével szemközti kanyarában) többnyire vékony rétegű triász mészkővel váltakozó vulkáni–üledékes hematitnyomok is (Molnár 1955; Jámbor 1961 *in* Balogh 1964).

27.1. tábla

Az üledékes pirit néhány megjelenési formája



1. Gömbpirit xilitben. — Berhida-3. sz. fúrás: 441,3 m. — Hidasi Formáció: bádeni emelet. — Foto: Hámor Tamás. — 322,5 ×
2. Vastag héjú gömbpiritek. — Tiszapalkonya- I. sz. fúrás: 1442,1 m. — Bükkaljai Formáció: balatoni (felső-pannóniai) emelet. — Foto: Hámor Tamás. — 585 ×
3. Kokárdaszerű piritszferolit. — Iharosberény-I. sz. fúrás: 54,1 m. — Hansági Formáció: balatoni (felső-pannóniai) emelet. — Foto: Hámor Tamás. — 375 ×
4. Piritszferolit gyengén kristályos pirit alapanyagon, a gömbpiritből álló központi részhez sugarasan illeszkedő, rosszul kristályosodott, megnyúlt piritkristályokkal. — Iharosberény-I. sz. fúrás: 1375,0 m. — Tófej Formáció: kunsági (alsó-pannóniai) emelet. — Foto: Hámor Tamás. — 645 ×
5. Egyedi piritkristályok oktaéder és hexaéder kombinációjából. — Tiszapalkonya-I. sz. fúrás: 1458,6 m. — Bükkaljai Formáció: balatoni (felső-pannóniai) emelet. — Foto: Hámor Tamás. — 3000 ×
6. Euhedrális piritoktaéderek. — Balassagyarmat-5. sz. fúrás: 505,0 m. — Szécsényi Formáció: felső-oligocén, katti emelet. — Foto: Hámor Tamás. — 2250x



27.2. tábla

Az üledékes pirit néhány megjelenési formája

1. Diatomahéjba zárt, 50 μm átmérőjű piritframboidok. — Foto: DEGENS *et al.* (1986).

2. Többhéjú piritooid. — Foto: MITCHELL—PORTER (1985).

3. Ikresedett oktaéderekből álló „piritrózsa". — Iharosberény–I. sz. fúrás: 54,1 m. — Hansági Formáció: balatoni (felső-pannóniai) emelet. — Foto: HÁMOR TAMÁS. — 297,6 ×

4. Sugaras szerkezetű markazitkonkréció („markazit-dollár"). — Sparta, Illinois (USA). — Foto: BAXTER—REINERTSEN (1988). — 0,38 ×

Irodalom

Al Rawi, Y. 1983: Origin of red color in the Gerues Formation (Eocene), northeastern. Iraq. — *Sedim. Geol.*, **35,** 177—192.

Appel, P. W. V. 1983: Rare elements in the Early Archean Iona Iron-Formation, West Greenland. — *Precambrian Research*, **20,** 243—258.

Balogh K. 1964: *A Bükkhegység földtani képződményei.* — *MÁFI Évk.*, **48,** 2, 241—717.

Baxter, J. W.—Reinertsen, D. L. 1988: The minerals of Illinois: an overview. — *Rocks and Minerals*, **63,** 194—200.

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

Becker, R. H.—Clayton, R. N. 1972: Carbon isotopic evidence for the origin of a banded iron-formation in Western Australia. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36,** 577—594.

Belevcev, Ja. N. (ed.) 1981: *Zseleznorudnie mezdorozsdenija dokembrija Ukrainü i ih prognoznaja ocenka.* — Kiev: Naukova Dumka, 230 p.

Beukes, N. J. 1984: Sedimentology of the Kuraman and Griquatown Iron-formations, Transvaal Supergroup, Griqualand West. — *South Africa Precambrian Research*, **24,** 47—84.

Borchert, H. 1960: Genesis of sedimentary iron ores. — *Trans. Instn. Min. Metall.*, **69,** B261—279 és B530—539. — London.

Boström, K.—Peterson, M. N. A. 1966: Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise. — *Econ. Geol.*, **61,** 1258—1265.

Bubenicek, L. 1961: Recherches sur la constitution et la répartition du minarai de fer dans l'Aalénien de Lorraine. — *Sci. Terre*, **8,** 5—204.

Bubenicek, L. 1964: Étude sédimentologique du minerai de fer oolithique de Lorraine. — *In:* Amstutz, G. C. (ed.): *Sedimentology and Ore Genesis.* — Developments in Sedimentology, **2.** — Amsterdam: Elsevier, 113—122.

Button, A. 1976: Iron-formations as an end member in carbonate sedimentary cycles in the Transvaal Supergroup, South Africa. — *Econ. Geol.*, **71,** 193—201.

Carozzi, A. V. 1960: *Microscopic Sedimentary Petrography.* — New York–London: Wiley, 485 p.

Cayeux, L. 1911: Comparaison entre les minéraux de fer oolithique de France — *Compt. rend. Acad. Sci.*, **153,** 1188—1190.

Charlot, G. 1949: *Théorie et méthodes nouvelles d'analyse qualitative.* — (3ième edit.) — Paris.

Chauvel, J.-J.—Dimroth, E. 1974: Facies types and depositional environment of the Sokoman Iron Formation, Central Labrador Trough, Quebec, Canada. — *J. Sed. Petrology*, **44,** 299—327.

Cissarz, A. 1954: Zur Petrographie und Genesis südwestmazedonischer Eisenerzlagerstätten. — *Bull. Serv. géol. géophys. Serbie*, **11,** 261—340.

Cissarz, A. 1957: Lagerstätten und Geosynklinalvulkanismus in den Dinariden und ihre Bedeutung für die geosynklinale Lagerstättenbildung. — *N. Jb. Miner., Abh.*, **91,** 484—540.

Clarke, F. W. 1924: Data of Geochemistry. — *U. S. Geol. Surv., Bull.*, **770,** 814 p.

Cloud, P. 1973: Palaeoecological significance of the banded iron-formation. — *Econ. Geol.*, **68,** 1135—1143.

Cronan, D. S. 1980: *Underwater Minerals.* — London, etc.: Academic Press, 362 p.

Curtis, C. D.—Spears, D. A. 1968: The formation of sedimentary iron minerals. — *Econ. Geol.*, **63,** 257—270.

Dahanayake, K.—Krumbein, W. E. 1985: Microbial structures in oolitic iron formations. — *Mineral. Deposita*, **21,** 85—94.

Davies,—Supko, P. 1973: Oceanic sediments and their diagenesis. — *J. Sediment. Petrol.*, **43.**

Degens, E. T. 1965: *Geochemistry of Sediments.* — Englewood Cliffs, New Jersey, 342 p.

Degens, E. T.—Meyers, P. A.—Brassel, S. C. 1986: *Biogeochemistry of Black Shales.* — Hamburg, 421 p.

Dimroth, E. 1976: Aspects of sedimentary petrology of cherty iron-formation. — *In:* Wolf, K. H. (ed.): *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*, **7.** — Amsterdam: Elsevier, 203—254.

Dimroth, E. 1978: Cherty iron formation (BIF). — *In:* Fairbridge, R. W.—Bourgeois, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 124—125.

Drever, J. L. 1974: Geochemical model for the origin of Precambrian banded iron formation. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **85,** 1099—1106.

Dymond, J. *et al.* 1973: Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84,** 3355—3372.

Eichler, J. 1976: Origin of the Precambrian banded iron-formations. — *In:* Wolf, K. H. (ed.): *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*, **7.** — Amsterdam: Elsevier, 157—201.

Eriksson, K. A. 1983: Archean iron-formations: Environments of deposition and controls on formation. — *Journ. Geol. Soc. Australia*, **30,** 473—482.

Eugster, H. P.—Chou, I.—M. 1973: Depositional environments of Precambrian banded iron-formation. — *Econ. Geol.*, **68,** 1144—1168.

Fiege, K. 1978: Cyclic sedimentation. — *In:* Fairbridge, R. W.—Bourgeois, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 229—230.

Formozova, L. N. 1959: Zseleznie rudi Szevernogo Priuralja. — *Trudi Geol. Inszt. SzSzSzR*, **20,** 1—447.

Formozova, L. N. 1973: *Formacionnie tipü zseleznih rud dokembrija i ih evolucija.* — Moszkva: Nauka, 172 p.

Füchtbauer, H.—Müller, G. 1970: *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Stuttgart: Schweizerbart, 505—533.

Fülöp J. (szerk.) 1969: Földtani kirándulás a Mecsek hegységben, a Villányi-hegységben és a Dunántúli-középhegységben. — *Mediterrán Jura Kollokvium.* — Budapest: MÁFI.

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

Garrels, R. M. 1960: *Mineral Equilibria at Low Temperature and Pressure.* — New York: Harper, 254 p.

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

Garrels, R. M.—Mackenzie, F. T. 1971: *Evolution of Sedimentary Rocks.* — New York: Norton, 397 p.

Garrels, R. M.—Perry, E. A. Jr.—Mackenzie, F. T. 1973: Genesis of Precambrian iron-formations and the development of atmospheric oxygen. — *Econ. Geol.*, **68,** 1173—1179.

Ginzburg, I. I.—Rukavisnikova, I. A. 1951: *Mineralü drevnej korü Vüvetrivanija Urala.* — Moszkva: Izd. Ak. Nauk SzSzSzR, 715 p.

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

Govett, H. J. S. 1966: Origin of banded iron formations. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **77,** 1191—1212.

Gross, G. A. 1965: Geology of iron deposits in Canada I.: General geology and evaluation of iron deposits. — *Geol. Surv. Canada, Econ Geol. Rept.*, **22,** 1—81.

Gross, G. A. 1980: A classification of iron formation on depositional environments. — *Canadian Mineralogist*, **18,** 215—222.

GYGY, R. A. 1981: Oolitic iron formation: marine or not marine. *Eclogae. geol. Helv.*, **74:** 233—254.

HARBORT, E. 1903: Zur Frage der Entstehung gewisser devonischer Roteisenerzlagerstätten. — *N. Jb. Min. Geol. Pal.*, **1,** 179—192.

HARDER, H. 1960: Rezente submarine Eisenausscheidungen von Santorin, Griechenland. — *Fortschr. Mineralogie,* **38,** 187—189.

HARDER, H. 1964: Geochemische Unterscheidung genetisch verschiedener marin-sedimentärer Eisenerzlagerstätten. — *Ber. geol. Ges. DDR,* **9,** 4/5, 475—478.

HARRASSOWITZ, H. 1921: Die Bedeutung der gesteinsbildenden Vorgänge für die Erzlagerstättenlehre. — *Z. prakt. Geol.*, **29,** 65—72. — Halle.

HÁMOR T. 1988: Üledékes piritek genetikája és fáciesanalízis a Tiszapalkonya I. sz. fúrás felső-pannóniai képződményeinek vizsgálata alapján. — *MÁFI Évi Jel.*, **1986,** 413—434.

HÁMOR T. 1989a: *Az üledékes pirit.* — Egyet. dokt. értek. — NME Miskolc, Bányamérnöki Kar. — Kézirat, 117 p.

HÁMOR T. 1989b: The occurrences and morphology of sedimentary pyrites. — *IAS Tenth Regional Meeting, Budapest 24—26 April 1989.* — Abstracts, 106—107.

HENTSCHEL, H. 1960: Zur Frage der Bildung der Eisenerze von Lahn—Dill-Typ. — *Freiberg. Forsch.-H.*, **C 79,** 82—105.

HOLLAND, H. D. 1973: The oceans: a possible source of iron in iron-formations. — *Econ. Geol.*, **68,** 1169—1172.

HOLSER, W. T.—SCHNEER, C. J. 1961: Hydrothermal magnetite. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72,** 369—386.

HOUTEN, F. B. VAN—BHATTACHARYYA, D. B. 1982: Phanerozoic oolitic ironstones, geologic record and facies model. — *Ann. Rev. Earth planet. Sci.*, **10,** 441—457. Palo Alto, Ann. Revs. Inc.

JAMES, H. L. 1954: Sedimentary facies of iron formation. — *Econ. Geol.*, **49,** 235—293.

JAMES, H. L. 1966: Chemical composition and occurrence of iron-bearing minerals of sedimentary rocks, and composition, distribution, and geochemistry of ironstones and iron-formations. — *U.S.G.S. Prof. Paper,* **440-W,** 1—61.

JARVIS, I. 1985: Geochemistry and origin of Eocene—Oligocene metalliferous sediments from Central Equatorial Pacific: Deep Sea Drilling Project sites 573 and 574. — *Initial Rep. Deep Sea Drilling Project,* **85,** National Sci Found., 781—804.

JÁMBOR Á. 1960: Jarosit kötőanyagú homokkő a Szendrői-hegység DK-i peremén. — *Földt. Közl.*, **90,** 424—427.

JUDIN, N. L. 1968: *Litologija zselznorudnüh mesztorozsdenij Angaro—Pitszkogo basszejna.* — Moszkva: Nauka, 152 p.

JUST, G. 1985: Zur Geochemie von Eisen und Mangan führenden Knollen und Krusten an glazialen Ablagerungen im Norden der DDR. — *Geophys. u. Geol. Leipzig, 3. Ser.*, **3,** 2, 67—78. — Berlin.

KEGLER, J.—JACOBS, W. 1982: Montangeologische Bearbeitung der Hämatit-Reicherzlagerstätte Fábrica de Ferteco Mineração S. A. im Eisernen Viereck von Minas Gerais/Brasilien. — *Zeitschr. dt. Geol. Ges.*, **123,** 169—183.

KISS J. 1982: *Ércteleptan II.* — 10. Vasérctelepek. — Budapest, Tankönyvkiadó, 5—69.

KONDA J. 1985: Gerecse, Lábatlan, Nagypisznicei kőfejtő. — *Magyarország geológiai alapszelvényei.* — Budapest: MÁFI, 6 p.

LA BERGE, G. L. 1973: Possible biological origin of Precambrian iron-formations. — *Econ. Geol.*, **68,** 1098—1109.

LEHMANN, E. 1941: *Eruptivgesteine im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde.* — Wetzlar: Scharfes Druckereien, **8,** 391 p.

LENGYEL E. 1956: A Börzsöny-hegység Nógrád és Szokolya környéki területének újrafelvétele. — *MÁFI évi Jel.*, **1954,** 105—126.

LEPP, H. (ed.) 1975: *Geochemistry of iron.* — Benchmark Papers in Geology, **18.** — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutschinson & Ross, 464 p.

LEPP, H.—GOLDICH, S. S. 1964: The origin of Precambrian iron-formation. — *Econ. Geol.*, **59,** 1025—1060.

MALAHOV, A. JE. 1955: O szosztave rud Bakala i ih genezisze. — *Trudü Szverdl. gorn. inszt.*, **22.**

MARSDEN, R. W. 1970: Geology of the iron ores of the Lake Superior Region in the United States. — *In:* RIDGE, I. D. (ed.): *Ore Deposits in the United States 1933/67,* pp. 7—21.

MAYNARD, J. B. 1983: *Geochemistry of sedimentary ore deposits.* — New York, etc.: Springer, 305 p.

MITCHELL, R. S.—PORTER, W. P. 1985: Pyrite Ooliths in sandstone in the Cayuga Group (Silurian), Wise County, Virginia. — *Rocks and Minerals,* **60,** 4, 179—181.

MOLNÁR J. 1961: A zengővárkonyi vasérckutatás. — *Bány. Lapok,* **94,** 3, 187—194.

MOORE, E. S.—MAYNARD, J. E. 1929: Transportation and precipitation of iron and silica. — *Econ. Geol.*, **24,** 272—303, 365—402, 506—527.

MORVAI G. 1966: A vasérc. — *In:* JANTSKY B. (ed.): *Ásványtelepeink földtana.* — Budapest: Műszaki Kiadó, 95—120.

MORVAI, G. 1976: The iron ore deposits of the Hungarian People's Republic. — *In: Iron Ore Deposits of Europe and Adjacent Areas.* **1.** — Hannover, 193—196.

MÜLLER, G. 1952: *Vorkommen und Entstehung der Karbonate, insbesondere der Eisenkarbonate, in den Steinkohlenflözen des Ruhrgebietes.* — Dissert. Univ. Bonn, 92 p.

MÜLLER, G.—FÖRSTNER, U. 1973: Recent iron ore formation in Lake Malawi, Africa. — *Mineral. Deposita (Berl.)*, **8,** 278—290.

PANTÓ GÁBOR 1956: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. — *MÁFI Évkönyve,* **44,** 2, 327—637.

PELTZ, S.—PELTZ, M.—BRATOSIN, I.—IANC, R. 1982: Contribuții lacunoasterea mineralizației de fier din regiunea Lueta—Vlăhița—Chirui (județul Hargita). — *Dări de seamă ale ședintelor,* **66** (1979), *2. Zăcăminte.* — Inst. Geol. Geofiz., București, 81—116.

PETTIJOHN, F. J. 1975: *Sedimentary Rocks.* — New York: Harper & Row, 628 p.

PLAKSZENKO, N. A. 1962: Osznovüe zakonomernoszti zseleznorudnogo oszadkonakoplenija v dokembrii KMA. — *In: Teziszü Mezsobl. geol. szovescs, po geol. i miner. reszursz. CCsO, Voronezs,* 65—71.

PLAKSZENKO, N. A. 1963: O dvuh geneticseszkih gruppah zseleziszt üh kvarcitov Kurszkoj szerii KMA. — *Trudü Voronezsszkogo Univerz.*, **62,** geol. szb., 82—89.

PORRENGA, D. H. 1965: Chamosite in recent sediments of Niger and Orinoco deltas. — *Geol. Mijnb.*, **44,** 400—403.

PUSZTOVALOV, L. V.—JUDIN, N. I. 1960: Zseleznorudnüe otlozsenija Angaro—Pitszkogo rajona v Vosztocsnoj Szibiri. — *In: Vopr. szedimentol. — Doklad. szov. geol. na VI. Mezsdunar. Kongr. po szedimentol.* — Moszkva: Goszgeoltehizdat, 67—79.

QUADE, H. 1970: Der Bildungsraum und die genetische Problematik der vulkano-sedimentären Eisenerze. — *Clausthaler Hefte,* **9,** 27—65.

QUADE, H. 1976: Genetic problems and environmental features of volcano-sedimentary iron-ore deposits of the Lahn—Dill typs. — *In:* WOLF, K. H. (ed.): *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits,* **7,** — Amsterdam: Elsevier, 255—294.

RICHTER, H. 1930: Beitrag zur geologischen Kenntnis der Lahn-Dillmulde mit besonderer Berücksichtigung der Diabase, Schalsteine und Roteisensteine. — *Z. int. Bergwirts. Bergtechn.*, **23,** 1, 65—80, 85—101. — Halle.

RÖSLER, H. J. 1962: Zur Entstehung der oberdevonischen Eisenerze vom Typ Lahn-Dill in Ostthüringen. — *Freiberg. Forsch.-H.*, **C 138,** 1—79. — Berlin.

RÖSLER, H. J. 1984: *Lehrbuch der Mineralogie.* — Leipzig, 833 p.

RUHIN, L. B. 1969: *Osznovü litologii. Ucsenie ob oszadocsnih porodah.* — Leningrad: Nedra, 703 p.

SAKAMOTO, T. 1950: The origin of Pre-Cambrian banded iron ores. — *Amer. Journ. Sci.*, **248,** 449—474.

SCHELLMANN, W. 1969: Die Bildungsbedingungen sedimentärer

Chamosit- und Hämatit-Eisenerze am Beispiel der Lagerstätte Echte. — *N. Jb. Min., Abh.*, **111,** 1—31, Stuttgart.

SCHELLMANN, W. 1982: Eine neue Lateritdefinition. — *Geol. Jahrb.*, **D58,** 31—47. — Hannover.

SCHIDLOWSKI, M. 1976: Archean atmosphere and evolution of the terrestrial oxygen budget. — *In:* WINDLEY, B. F. (ed.): *The Early History of the Earth.* — London: Wiley, 525—535.

SCHNEIDER, H.-J.—WALTHER, H. W. 1988: Erzlagerstätten in Sedimenten. — *In:* FÜCHTBAUER, H. (ed.): *Sedimente und Sedimentgesteine.* (4. Aufl.) — Stuttgart: Schweizerbart, 594—604.

SCHNEIDER, H.-J.—WALDVOGEL, F. 1964: Sedimentäre Eisenerze und Faziesdifferenzierung im oberen Wettersteinkalk. — *Erlang. geol. Kt. Bayern, 1:25 000,* Bl. 8430 Füssen: 101—150. — München.

SCHNEIDERHÖHN, H. 1941: *Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Die Lagerstätten der magmatischen Abfolge.* — Jena, 858 p.

SCHNEIDERHÖHN, H. 1962: *Erzlagerstätten.* — Stuttgart: Fischer, 371 p.

SEIBOLD, E. 1974: Chemische Bestandteile der marinen Sedimente. — *In:* BRINKMANN, R. (ed.): *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie.* — Stuttgart: Enke, 342—366.

SIEHL, A.—THEIN, J. 1978: Geochemische Trends in der Minette (Jura, Luxemburg/Lothringen). — *Geol. Rundsch.*, **67,** 1052—1077.

SIMONSON, B. M. 1985: Sedimentological constraints of the origins of Precambrian iron-formations. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96,** 244—252.

STRAKHOV, N. M. 1967: *Principles of Lithogenesis.* **1.** — New York: Consultants Bureau, 245 p.

STRUNZ, H.—TENNYSON, CH. 1982: *Mineralogische Tabellen.* — Leipzig: Akad. Verlag, 621 p.

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

SZERDJUCSENKO, D. P.—GLEBOV, A. V. 1964: Csernie metalli, zselezo. — *In:* PUSZTOVALOV, L. V. (ed.): *Metalli v oszadocsnich tolscsah.* — Moszkva: Nauka, 18—99.

SZMIRNOV, V. I. 1969: *Geologija poleznüh iszkopajemüh.* — Moszkva: Nedra. — 685 p.

SZMIRNOV, V. I. (ed.) 1974: *Rudnüe mesztorozsdenija SzSzSzR.* **1.** — Moszkva: Nedra, 328 p.

SZOKOLOV, G. A.—GRIGOR'EV, V. M. 1974: Mesztorozsdenija zseleza. — *In:* SZMIRNOV, V. I. (ed.): *Rudnüe mesztorozsdenia SzSzSzR,* **1.** — Moszkva: Nedra, 9—108.

SZTAROSZTINA, Z. M. 1962: Szideritonosznaja formacija rifeja zapadnogo szklona Juzsnogo Urala. — *Trudü Geol. Inszt. AN SzSzSzR,* **71,** 106 p.

SZTRAHOV, N. M. 1948: *Osznovü isztoricseszkoj geologii* **1—2.** — Moszkva–Leningrad: Goszgeoltehizdat.

SZTRAHOV, N. M. 1962: *Osznovü teorii litogeneza. II.* — Moszkva: Izd. Akad. Nauk SzSzSzR, 574 p.

SZTRAHOV, N. M. 1963: *Tipü litogeneza i ih evolucija v isztorii Zemli.* — Moszkva: Goszgeoltehizdat, 535 p.

SZTRÓKAY K. 1952: Mecseki vasércképződés. — *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közlem.*, **5,** 3, 211—230.

TALBOT, M. R. 1974: Ironstones in the Upper Oxfordian of southern England. — *Sedimentology,* **21,** 433—450.

TEODOROVICS, G. I. 1947: Sedimentary Geochemical Facies. — *Bull. Soc. Natural. Moscou, 52,* sect. géol., **22,** 3—24.

TEODOROVICS, G. I. 1958: *Avtigennüe mineralü oszadocsnüh porod.* — Moszkva: Izd. AN, 224 p.

THIENHAUS, R. 1963: Neue Erzlagerstätten auf der Welt. Itabiritische Eisenerzlagerstätten. — *Umschau,* **1963,** 538—541.

THORNTON, I.—HOWART, R. J. 1986: *Applied Geochemistry in the 1980s.* — London: Graham & Trotman, 347 p.

TRENDALL, A. F. 1973: Iron-formation of the Hamersley Group of Western Australia. Type examples of varved Precambrian evaporites. — *UNESCO Earth Sci. Ser.*, **9,** 257—270.

TUREKIAN, K. K.—WEDEPOHL, K. H. 1961: Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. — *Bull. Soc. Geol. Amer.*, **72,** 2, 175—191.

VADÁSZ E. 1955: *Elemző földtan.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 164, 173—182, 195.

VINOGRADOV, A. P. 1959: *Himicseszkaja evolucija Zemli.* — Pervoe cstenie im V. I. VERNADSZKOGO. — MOSZKVA: IZD. AN SzSzSzR.

WEAVER, C. E.—POLLARD, L. D. 1973: *The Chemistry of Clay Minerals.* — New York: Elsevier, 213 p.

WEDEPOHL, K. H. 1980: Geochemical behavior of manganese. — *In:* VARENTSOV, I. M.—GRASSELLY, GY. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese. I.* — 335—351.

WESTHUIZEN, W. A. V. D.—STRYDOM, D.—SCHOCH, A. E.—TORDIFFE, E. A. W.—BEUKES, G. J. 1986: Petrochemical evidence on the probable origin of ferriferous metasediments in western Bushmanland. — *Mineral. Deposita,* **21,** 121—128.

WHITE, D. A. 1954: The stratigraphy and structure of the Mesabi Range, Minnesota. — *Minnes. Geol. Surv. Bull.*, **38,** 1—92.

WOLF, K. H. (ed.) 1976: *Handbook of Strata-Pound and Stratiform Ore Deposits,* **7.** — Amsterdam: Elsevier.

WÜRDEMANN, H. 1962: Petrographische Untersuchungen an sedimentären Eisenerzen des Dogger-beta von Staffhorst—Schwaförden bei Nienburg/Weser. — *Diss. Hamburg.* — Hamburg, 106 p.

YOUNG, G. M. 1988: Proterozoic plate tectonics, glaciation and iron-formations. — *Sedim. Geol.*, **58,** 127—144.

ZEIL, W. 1975: *Brinkmanns Abriss der Geologie.* 1 Bd. (11. Ausg.) — Stuttgart: Enke, 246 p.

ZITZMANN, A. 1976: The iron ore economic situation in Europe. — *The Iron Ore Deposits of Europe and Adjacent Areas. I.* — Hannover, 69—78.

ZITZMANN, A. 1977: The distribution of iron ore deposits. — *The Iron Ore Deposits of Europe and Adjacent Area, I.* — Hannover, 37—68.

ZITZMANN, A.—NEUMANN-REDLIN, CH. 1977: The genetic types of iron ore deposits. — *The Iron Ore Deposits of Europe and Adjacent Areas, I.* — Hannover, 13—55.

28. MANGÁNOS ÜLEDÉKEK ÉS ÜLEDÉKES MANGÁNÉRCEK

MINDSZENTY ANDREA ÉS SZABÓ ZOLTÁN

28.1 FOGALOM ÉS JELENTŐSÉG

Minden olyan üledéket és üledékes kőzetet mangánosnak lehetne nevezni, amelynek Mn-tartalma felülmúlja e fém földkéregbeli 0,1 súly%-os (1000 ppm-nyi) átlagos koncentrációját (klarkját). Mégis csak azt az üledéket tekintjük mangánosnak, amelynek Mn-tartalma 1 súly%-ot meghalad (FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970). Mangánércként pedig jelenleg csak azok az üledékes kőzetek jönnek számításba, amelyek fém-Mn tartalma legalább 20 súlyszázalék.

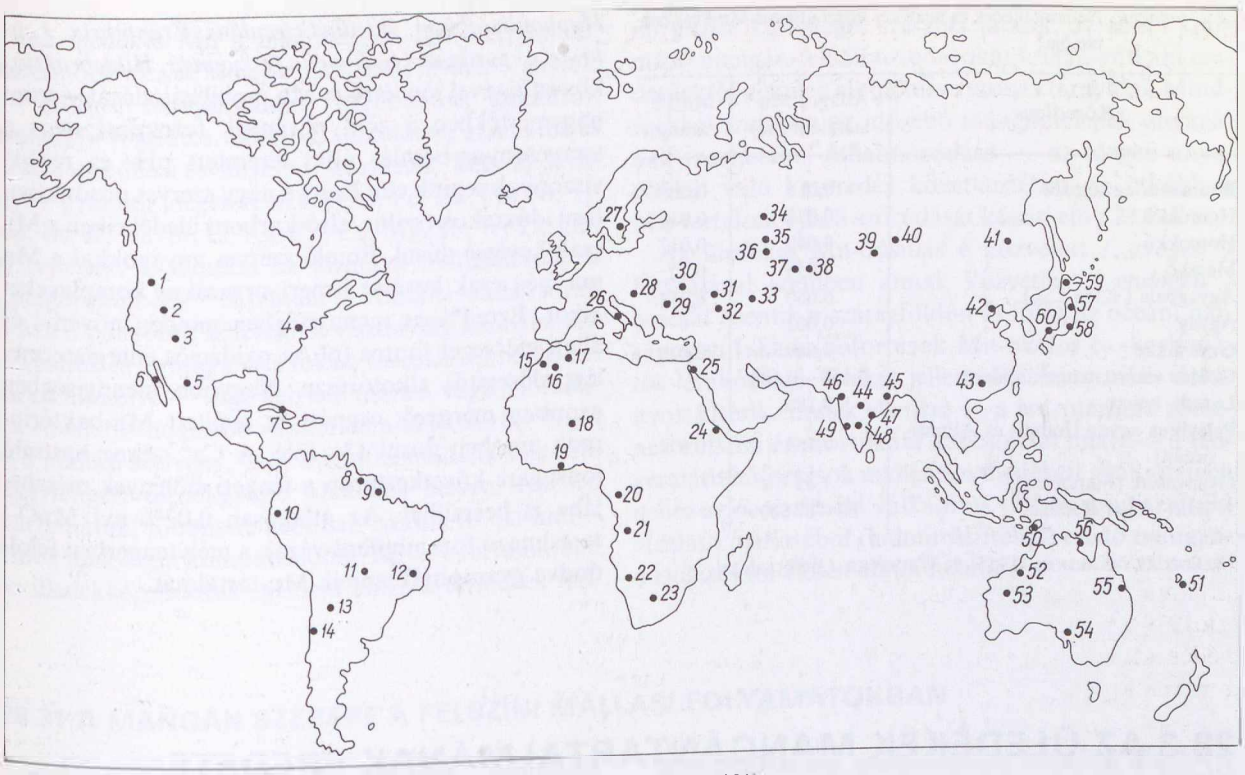
A mangán ércei az acélipar legfontosabb nyersanyagai közé tartoznak. A Föld *potenciális* Mn-készletét 1976. I. 1-jén $1{,}764 \times 10^9$ t-ra becsülték *(28.1 táblázat)*. A *feltárt* Mn-készlet ROY (1981) szerint $6{,}7 \times 10^8$ tonnát tesz ki, s ennek nagyobb része üledékes eredetű. E szám azonban még nem foglalja magába a mélytengeri vas–mangán gumók fémtartalmát, amely kb. 3 nagyságrenddel múlja felül a szárazföldekről ismert világkészletet. A Mn jelenleg 8,5 millió tonnányi világtermelésének zömét a Szovjetunió, Dél-Afrika, Brazília, Gabon, India, Kína és Ausztrália szolgáltatja *(28.1 ábra)*. A Mn-termelés 85%-ából a vaskohászat ferromangánt és más kiváló tulajdonságú ötvözeteket (mangánacélt, tükörvasat, szilikomangánt stb.) állít elő. A fennmaradó 15%-ból a vegyipar katalizátorokat, oxidálószereket, adszorbenseket, ioncsereanyagokat, szárazelemekhez szükséges barnakövet, gyógyszereket, színezőanyagokat, a kerámiaipar pedig ferriteket gyárt.

A hasznosítás gazdaságosságának eldöntésekor a rendelkezésre álló nyersanyag fizikai, kémiai és ásványtani tulajdonságain kívül a lelőhely alkatát, fekvését, kiterjedését, járulékos- és nyomelem-tartalmát, dúsíthatóságát, a meddő kőzetek összetételét, mennyiségét és várható viselkedését, a kitermelés és feldolgozás energiaszükségletét és a szállítás költségeit, a világpiaci árakat és azok időnkénti módosulásait is számba kell venni. Az oxidos és hidroxidos Mn-ércek előnyösebbek a karbonátosoknál, mert az utóbbiakat — az előbbieknél is alkalmazandó tisztító eljárásokon felül — előbb „pörkölés"-sel oxidokká kell alakítani; feldolgozásuk tehát energiaigényesebb és drágább.

28.1. táblázat. A Föld potenciális Mn-készletének államok szerinti megoszlása 1976. I. 1-jén 10^6 tonnában*

Dél-afrikai Köztársaság	770	43,6%
Szovjetunió	680	38,5
Gabon	100	5,7
India	64	3,6
Ausztrália	44	2,5
Brazília	35	2,0
Mexikó	2,3	0,1
Bolívia	8,8	0,5
Egyéb Latin-Amerika	5,1	0,3
Zaire	10	0,6
Ghana	1,2	0,1
Felső-Volta	13,2	0,7
Egyéb Afrika	1,8	0,1
Nyugat-Európa	1,7	0,1
Japán	3,0	0,2
Egyéb Ázsia	2,2	0,1
Óceánia	2,0	0,1
Kína	15,0	0,9
Más „keleti" országok	5,0	0,3
Összesen	1764,3	100,0%

**Untersuchungen über Angebot und Nachfrage mineralischer Rohstoffe.* — VIII. Mangan. — 1977. — Bundesanst. f. Geowiss. u. Rohstoffe, Hannover. — Deutsch. Ints. f. Wirtschaftsforsch., Berlin, 156 p.



28.1 ábra. A szárazulatokon fekvő nagyobb mangántelepek áttekintése (Roy 1981)

1. Olympic-félsziget
2. Three Kids
3. Artillery Peak
4. Elkton és Crimora
5. Talamantes
6. Lucifer
7. Charco Redondo
8. Guiana
9. Serra do Navio
10. Pasaje
11. Morro do Urucum
12. Morro da Mina
13. Foralion Negro
14. Ovalle és La Serena
15. Imini
16. Guettara
17. Bou Arfa
18. Ansongo
19. Nsuta
20. Moanda
21. E Coquendo Angola
22. Otjosondu
23. Kalahari és Postmasburg
24. En Kafala
25. Um Bogma
26. Gambatesa–Mohinollo
27. Langan
28. Úrkút
29. Várna
30. Nikopol, Bolsoj Tokmak
31. Laba
32. Csiatura
33. Mangislak
34. Polunoch
35. Ulu-Teljak
36. Kusza
37. Dzsezda
38. Karadzsal
39. Uszinszk
40. Kelet-Szaján
41. Kirganszk
42. Wafantsu
43. Wu Hszuan
44. Madhia Pradesh–Maharastra
45. Bihar–Orissa
46. Panch Mahals
47. Srikakulam
48. Sandur–Chitradurga–Shimoga
49. Észak-Kanara
50. Timor
51. Raymond (Új-Kaledónia)
52. Woody-Woody
53. Peak Hill
54. Iron Baron
55. Gladstone
56. Groote Eylandt
57. Noda Tamgawa
58. Kaso
59. Kokko–Pirika-Kinjo
60. Kiuragi

28.2 A MANGÁN GEOKÉMIAI SAJÁTSÁGAI

A 25-ös rendszámú és 55-ös atomsúlyú Mn a földkéregnek a 26-os rendszámú és 56-os atomsúlyú Fe után következő, 12. leggyakoribb eleme. Kéregbeli átlagos koncentrációja mégis mintegy 60-szor kisebb a vele gyakran társuló vasénál. Bár kis mennyiségben minden üledékes kőzettípusban jelen lehet (*28.2 táblázat*), üledékes tartománybeli átlagos koncentrációja Beus (1976) szerint a kéregbelinek csak a felét (560 ppm) teszi ki. Legkevesebb van belőle a bitumenes agyagpalákban és homokkövekben, több a mészkövekben, a szerves anyagban szegény agyagokban és agyagpalákban. Emelkedik a részaránya az oxidációs viszonyok között keletkezett lateritekben, bauxitokban és oxidos vasércekben. Viszonylag sok a Mn az óceánok pelágikus agyagjában, legtöbb a bakteriális közreműködéssel létrejött kőzetekben (pl. a gyepvasércekben). A törmelékes kőzetek Mn- és C_{org}-tartalma tehát fordított korrelációban van egymással. Az üledékes Mn-ércek viszonylagos ritkasága képződésük különleges körülményeiről tanúskodik.

A Mn litofil, a földkéreg külső részében azonban határozottan oxi- és biofil jellegű, komplexképző elem. Ez azt jelenti, hogy míg a magmás és metamorf kőzetekben elsősorban a Fe-mal, továbbá a Si-mal és Al-mal társul, az üledékes geofázisban ezektől elkülönülni és üledékes dúsulásain inkább az oxigénhez való kapcsolódásra törekszik. E kapcsolat gyakran baktériumok (*Arthrobacter, Metallogonium personatum,*

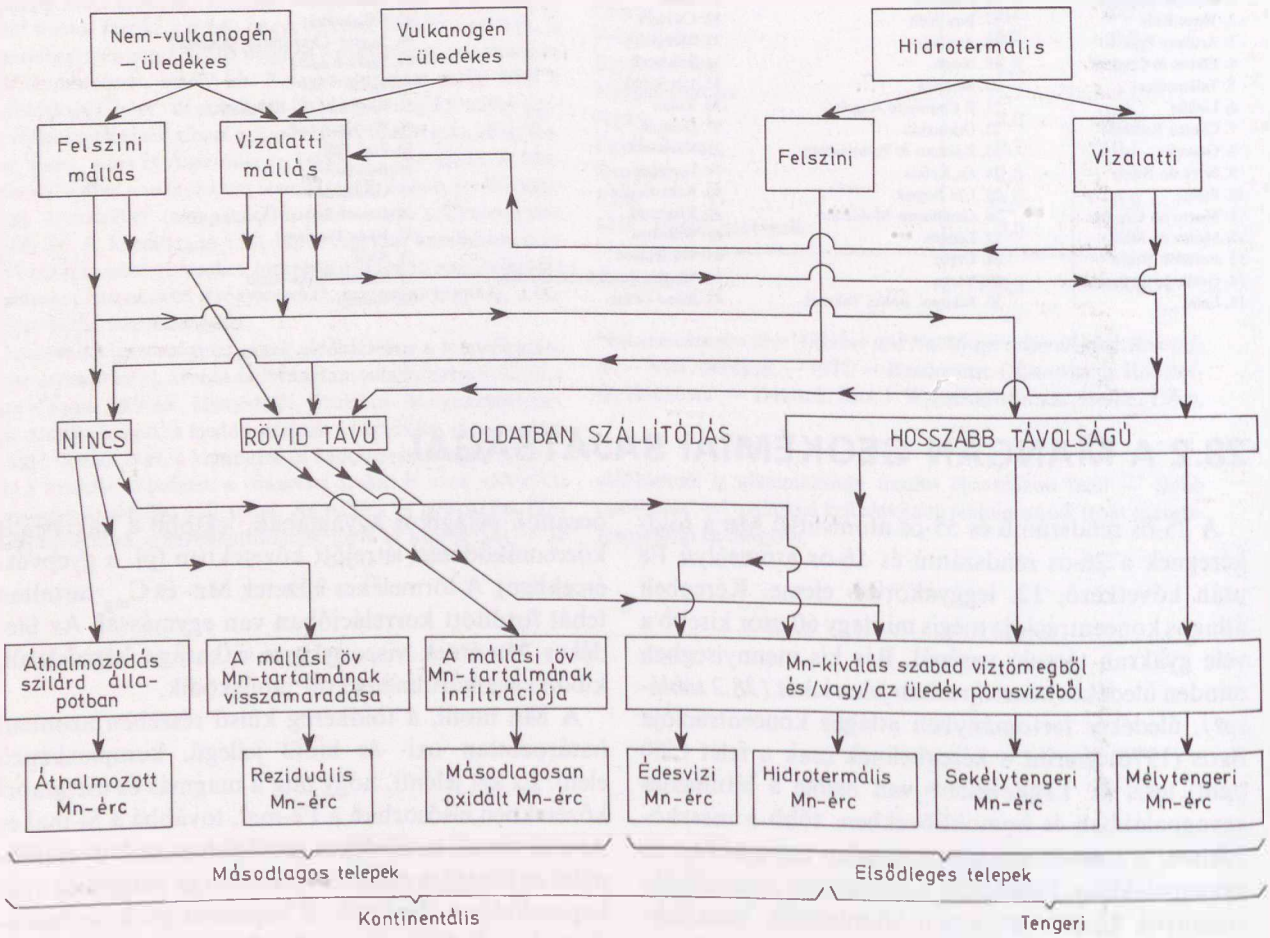
28.2. táblázat. Néhány üledék és üledékes kőzet átlagos Mn-koncentrációja*

Kőzettípus	Átlagos Mn-tartalom (%)	Mn/Fe arány
Bitumenes agyagpala	0,015	0,008
Homokkő	0,031	0,036
Homokkő	0,049	0,017
Mészkő	0,055	0,12
Agyagpala (< 1% C_{org})	0,060	0,013
Agyag	0,062	
Grauvakke	0,069	0,020
Ooidos vasérc, tengeri sziderit	0,160—0,180	
Laterit, bauxit	0,180	
Pelágikus agyag (Indiai- és Atlanti-óceán)	0,368	0,071
Gyepvasérc (Finnország)	7,45	
A Balti-tenger üledékei	60—37 500	

*SZÁDECZKY-KARDOSS (1955) és WEDEPOHL (1980) adatai.

Hyphomicrobium, Bacillus circulans, Crenothrix, Leptothrix) és algák *(Galionella ferruginea, Hildebrantia)* közvetítésével jön létre; a Mn mobilizálódását viszont nagymértékben a zöld növények fotoszintézise s a szervesanyag-bomlás által teremtett pH- és redoxviszonyok segítik elő. Ezért a nagy szerves produktivitású időszakok (szilur, alsó-karbon) üledékeiben a Mn csak kevéssé dúsul. Bomló szerves anyagokkal a Mn ma még csak kevéssé ismert organikus komplexeket alkot. Ezred%-os mennyiségben minden növényi és állati szervezet fontos (pl. az oxidációs energiatermelést elősegítő) alkotórésze. Nagyobb mennyiségben azonban mérgező; csupán az említett Mn-baktériumok testében dúsul 1% fölé. A Ca^{2+}-éhoz hasonló ionsugara következtében a tengeri élőlények mészhéjába is beépülhet. Az átlagosan 0,02%-nyi MnO-t tartalmazó foraminifera-vázak a mélytengerben feloldódva gyarapítják annak Mn-tartalmát.

28.3 AZ ÜLEDÉKEK MANGÁNTARTALMÁNAK EREDETE



28.2 ábra. Az üledékes mangándúsulások genetikai csoportjainak áttekintése

Az üledékes Mn a magmatitok, hidrotermalitok, metamorfitok s az idősebb mangános üledékek sokféle — oxidos, oxi-hidroxidos, karbonátos, szilikátos, szulfidos, foszfátos, borátos, vanadátos, arzenátos és arzenites kötésű ásványaiból származik. Ezek az ásványok gyakran idegen fémeket (Al, Fe, Zn, Pb, Ni, Ti, Ba, Be, K, Na, Sr, Li, Ag, Cu, Ca, Mg, Sb, W, Ta, Cb) is rejtenek. E fémeket az üledékes mangánércek is „megörökölhetik". A felszíni és vízalatti mállás során a Mn e bonyolult kötésekből viszonylag könnyen felszabadul, és — még a vele rokon vastól is többé-kevésbé elkülönülve — vagy helyben marad, vagy feloldódva rövidebb–hosszabb vándorlásra kényszerül. Végül is a mállási szelvény, vagy a kontinentális, sekély-, ill. mélytengeri üledékgyűjtő alkalmas helyén, részben karbonátok, többnyire azonban oxidok és oxi-hidroxidok alakjában koncentrálódik. Mivel e folyamatban az üledékképződéssel egyidejű vulkáni termékek halmirolízise különleges szerepet játszik, az ebből származó mangán-felhalmozódásokat a nem-vulkáni eredetűektől némileg elkülönítve szokás tárgyalni. Mindezekkel szemben az idősebb mangántelepek anyagának mechanikai áthalmozódása — az idegen anyagokkal való keveredés következtében — inkább a Mn-tartalom újbóli szóródását készíti elő *(28.2 ábra)*.

Az üledékes Mn-dúsulás e közvetett *(„exogén")* formájával szemben annak közvetlen *(„endogén")* módját jelentik a szárazföldön és főleg az óceáni hátságokon fakadó hőforrások Mn-oxidos és -karbonátos lerakódásai. Ezeket jellemző hidrotermális ásványok kísérik. Ennek ellenére — a hidrotermák zömének vulkáni és utóvulkáni kapcsolatai miatt — a tengeralatti hőforrások mangános üledékeit gyakran igen nehéz az óceánfenéki vulkanitok (többnyire bazaltok) vízalatti mállásából (halmirolíziséből) eredő mangándúsulásoktól élesen elkülöníteni.

28.31 A MANGÁN SZEREPE A FELSZÍNI MÁLLÁSI FOLYAMATOKBAN

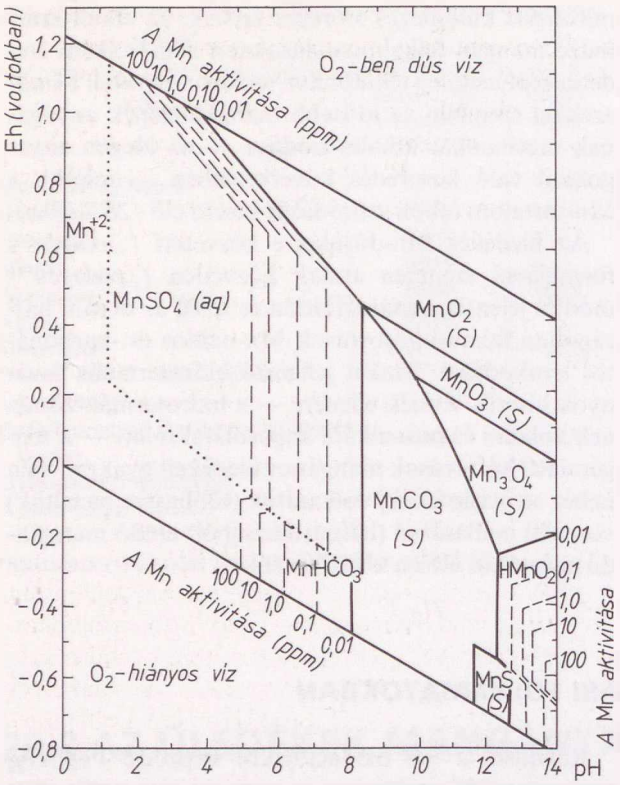
A természetben 2, 3 és 4 vegyértékkel megjelenő Mn-nak az elsődleges kőzetalkotó ásványokból való kiszakadása és a magmás folyamatokban őt kísérő Fe-tól, valamint az ugyancsak oxifil Al-tól való elkülönülése a mállás jellegétől, pH és Eh viszonyaitól, a jelenlevő szerves anyag mennyiségétől és minőségétől függ. A Mn-nak a vasásványokba való beépülését az Fe^{2+} és az Mn^{2+} ionok méretének és ionpotenciáljának hasonlósága teszi lehetővé. Magasabb oxidációs fokú ionjaik (az Mn^{3+}, az Mn^{4+}, ill. az Fe^{3+}) azonban exogén körülmények között fokozatosan elválnak egymástól. Ezt az teszi lehetővé, hogy a Mn^{2+} ionsugara nagyobb, ionpotenciálja kisebb, biofiliája pedig erősebb, mint az Fe^{2+}-é. Ezért a Mn szerves anyagban dús mállási környezetben már kis redoxpotenciál mellett is oldódik (*28.3* és *28.4 ábra*). Ha pedig az oldat pH-ja a savanyú oldal felé tolódik el, akkor a Mn lényegében a redoxpotenciáltól függetlenül mozgékonyabb lesz, mint akár a vas, akár a szintén jellegzetesen oxifil alumínium. A Mn hiánya és felszaporodása egyaránt betegségek forrása lehet. Savanyú talajoldatok nagy Mn-tartalmuk, a lúgos kémhatásúak pedig Mn-hiányuk révén gátolják a növényzet fejlődését.

A Mn^{2+}-nak Mn^{3+} vagy Mn^{4+} ionokká való átalakulása jóval nagyobb redoxpotenciálnál következik be, mint amekkorát az Fe^{2+} ionnak Fe^{3+} ionba való átmenete igényel. Más szavakkal: *a természetben előforduló vasvegyületek a mangánvegyületeknél kevésbé oldódnak, s a két vegyértékű vas a két vegyértékű mangánnál könnyebben oxidálódik*. A két elem két vegyértékű ionjai közül tehát természetes pH–Eh viszonyok között a Mn^{2+} ionok a stabilisabbak.

Ráadásul a vas oxidációjakor képződő $Fe(OH)_3$ gyengén pozitív töltésével és gyengén lúgos jellegével szemben a mangán oxidációjakor keletkező $Mn(OH)_4$ szol gyengén negatív töltésű, és gyengén savas jellegű. Ezért az $Fe(OH)_3$ inkább anionokat (pl. a gyepvasércben PO_4^{3-}-t), a $Mn(OH)_4$ szilárd fázisa ellenben főleg nagyméretű kationokat (Ba, Pb, Co, Cu, Rb, Cs, Li) adszorbeál. Ennek következtében a képződő vas-, ill. mangánásványok elemtársasága különbözik egymástól.

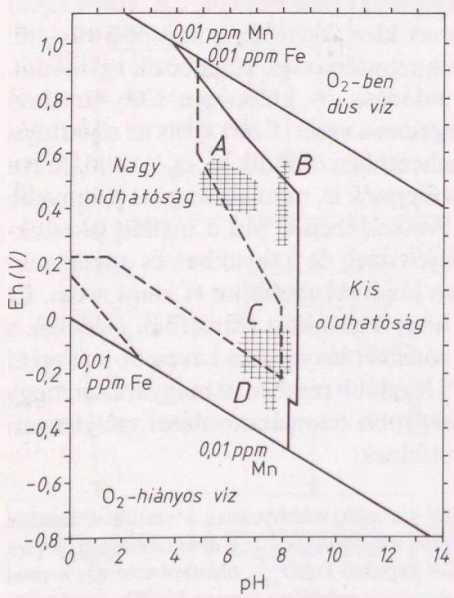
A mangán oldódása — különösen CO_2-tartalmú vizekben — megelőzi a vasét. Ezért a vas az elsődleges szilikátokból nehezebben oldódik ki, és — oxidálódva — hamarabb is ülepszik le, mint a mangán. Könnyebb oldhatósága következtében a Mn a mállási oldatokkal, talaj- és folyóvízzel, de a tavakban és a tengerekben is, általában jóval messzebb jut el, mint a vas. Ez az oka annak, hogy a jelenkori szárazföldi üledékek a mélytengeriek zöménél lényegesen kevesebb mangánt tartalmaznak. S legalább részben ez magyarázza, hogy a jelenkor legnagyobb mangándúsulásai mélytengeri üledékekhez kötődnek.

A pH-értékeknek s a redoxviszonyoknak a vas, ill. a mangán oldódásakor tapasztalt különbségeit a *28.4 ábra* szemlélteti. A pirit (FeS_2) oxidációjakor képződő $FeSO_{4(aq)}$ oldatból a MnO_2 a vasat $Fe(OH)_3$ alakban csapja ki, miközben ő maga $MnSO_{4(aq)}$-vá redukálódva oldatba megy. A $MnHCO_{3(aq)}$ oldat anoxikus környezetben (pl. humuszos talajban) sokáig fennmarad; az $Fe(OH)_3$ viszont csak egészen savanyú közegben, 2—3 pH-ig oldható. A vízi növényzet fotoszintézisekor termelődő O_2 a Mn-t oldhatatlan MnO_2-vé alakítja, és leülepíti. Bomló szerves anyagok redukáló hatására azonban az MnO_2 ismét oldható mangánvegyületekké alakul. Ezért a vízi környezetek szervesanyag-termelésének évszakos váltakozása a mangántartalom körforgását vonja maga után (28.33. fejezet).



28.3 ábra. A szilárd Mn-gélek *(S)* és a Mn-oldatok stabilitásmezői a pH és Eh függvényében 25 °C hőmérsékleten és 1 atm nyomáson a Mn–S–CO_2–H_2O rendszerben HEM (1972) nyomán

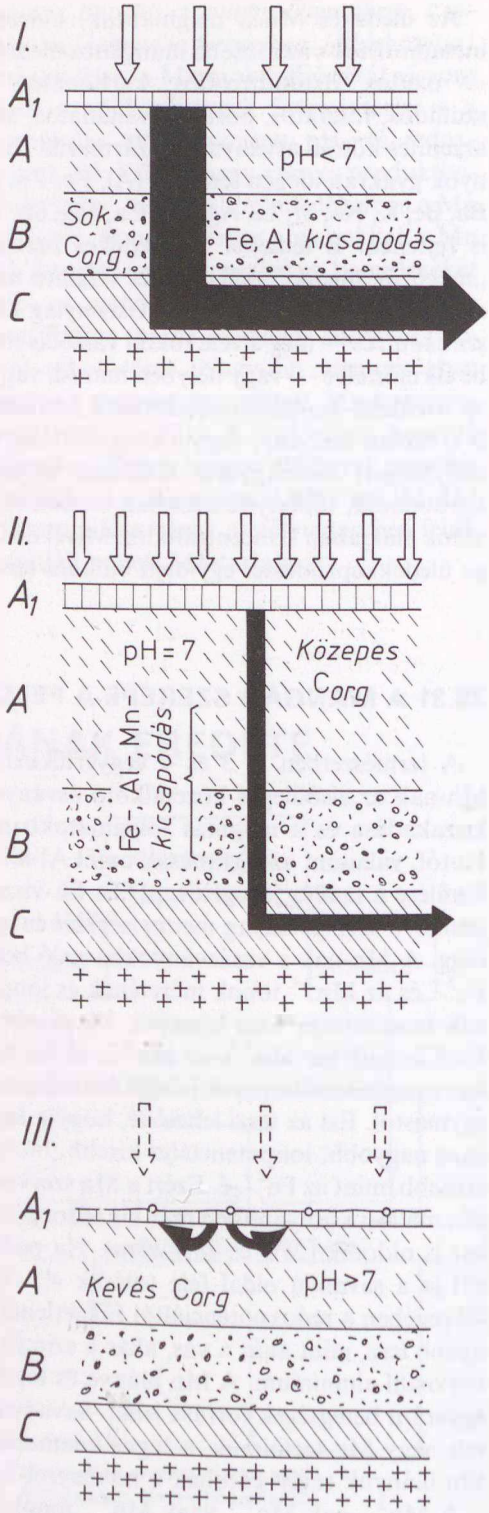
A HCO_3 alakban kifejezett össz-CO_2 és az SO_4^{2-} alakban kifejezett össz-S aktivitása egyaránt 2000 mg/l.



28.4 ábra. Az Mn és az Fe oldhatóságának összehasonlítása az Mn–Fe–CO_2–S–H_2O rendszerben 25 °C-on, 1 atm nyomáson HEM (1972) és WEDEPOHL (1980) szerint

A HCO_3 alakban kifejezett össz-CO_2 és az SO_4^{2-} alakban kifejezett össz-S aktivitása egyaránt 2000 mg/l.

A: Esővíz. *B:* Óceánvíz. *C:* Talajvíz. *D:* Anoxikus óceánvíz.



28.5 ábra. A Mn mobilizációja különböző éghajlati övek talajszelvényeiben CRERAR *et al.* (1980a) nyomán

I. Szubarktikus övezet (podzol- és tundratalajok).
II. Trópusi és szubtrópusi övezet (laterittalajok).
III. Arid klímaövezet (a csernozjomtól a sivatagokig, „sivatagi máz" képződésével).

A fekete nyilak a csapadék mennyiségét, a vonalkázott nyilak a Mn^{2+}-ionok mozgásának irányát és erősségét jelzik.

A, B, C = Talajszintek. — A_1 = Humuszos talajréteg.

A Mn-nak a talajbeli szerves savak jelenlétében tapasztalt, oldható és oldhatatlan szerves mangánkomplexek képződésétől kísért mobilizálódása, ill. felhalmozódása CRERAR *et al.* (1972) szerint a következő reakcióvázlattal szemléltethető:

$$\text{Szerves sav} + 2Mn^{2+} \rightarrow \underset{\text{Mn-komplex}}{\text{Hidrofil szerves}} + Mn^{2+} \rightleftharpoons \underset{\text{Mn-komplex}}{\text{Hidrofób szerves}} \rightarrow \text{Mangán-humátok}$$

A növényi anyagnak a mállási övben való felhalmozódása és bakteriális elbomlása tehát tekintélyes mennyiségű Mn-t szabadíthat fel. A Mn oldható és oldhatatlan szerves komplexei pedig felületi adszorpció, ioncsere, keláció és védőkolloidok képződése útján jönnek létre. A mangánt és a vasat a kőzetekből kontinentális viszonyok között BORCHERT (1970) szerint is a talajoldat szerves savai (humuszsav, csersav, galluszsav, fulvinsav, oxálsav, melansav) szabadítják ki. A Mn-mobilizáció szervesanyag-függősége alapján a Mn-nak különböző éghajlati övek mállási szelvényeiben várható növekedését CRERAR *et al.* (1972, 1980a) nyomán a *28.5 ábra* mutatja be:

(1) A Mn-nak a kőzetben való visszamaradására leginkább a száraz–forró éghajlat nyújt lehetőséget. [Ez a megállapítás szöges ellentétben áll VARENTSOV (1964)-nak és MOHR (1965)-nak a kémiai reakciók felgyorsulása és a hőmérséklet emelkedése közötti összefüggésen alapuló, de valószínűleg csak a korai prekambriumra érvényes ama nézetével, amely a Mn-nak a kőzetből való kiszabadulását a forró–száraz éghajlat hatásának tulajdonítja.] Jelentős Mn-dúsulás a sivatagi–félsivatagi övben két okból nem jön létre:

(a) a csapadék hiján igen vékony mállási kéreg teljes Mn-tartalma csak a néhány mm vastagságú „sivatagi máz" (I. kötet, 2.4. és 8.523. fejezetrész) kialakítására elégséges;

(b) a Mn relatív dúsulására azért sem kerülhet sor, mert a szerves anyagtól mentes, oxidatív környezetben a vas és a mangán egyaránt immobilis; a két elem tehát nem különül el egymástól.

(2) A trópusi és szubtrópusi klímaövek növénytakarója viszont nagy mennyiségű szerves anyagot termel. Ahol ez a mállási szelvényben lefelé haladva gyorsan elbomlik, ott a kőzetalkotó ásványokból a vassal és alumíniummal együtt kiszabaduló Mn-mennyiség hidrofil szerves komplexeket képező részét a beszivárgó víz nagyobb mélységekig viszi magával, mint a fennálló pH–Eh viszonyok között nála kevésbé oldható vasat és alumíniumot. Kedvező vízelvezetésű geomorfológiai alakulatok (viszonylag magas, lapos fennsíkok) vastag mállási szelvényének mélyebb — szerves anyagokat már nem tartalmazó, oxigénben dúsabb, amellett lúgos kémhatású — szintjeiben viszont az ide érkező Mn újra kicsapódik, sőt hasznosítható formában dúsulhat. Az ilyen szelvényekben a vastartalom a szelvény magasabb részein, a „cuirasse"-ban (30.2. fejezet), a mangán pedig ennél mélyebb szintekben halmozódik. Különösen hatékony ez a folyamat ott, ahol a málló anyakőzet eleve az átlagosnál nagyobb mennyiségben tartalmaz Mn-ásványokat. India legnagyobb, iparilag hasznosítható, mállási eredetű Mn-érc telepei pl. mangánkarbonátos palákon és metamorfitokon (gonditokon) kialakult, laterites szelvényekben találhatók. E környezetnek a piroluzit, az nsutit, a litioforit és a pszilomelán a jellemző Mn-ásványa.

(3) A hűvös–csapadékos (szubarktikus) klímájú területek mállási övét az elpusztult növényzet lassú bomlásából származó, kis polimerizációs fokú szerves savak és savanyú kémhatás (pH = 6) jellemzik. Ezért itt a podzolos és tundra-talajok legfelső *(A)* szintjéből a vas, az alumínium és a mangán egyaránt kioldódik. A pH növekedésével a *B* szintben az Fe és az Al — vaskőfokot alkotva (I. kötet, 2.4. fejezet) — kicsapódik. A Mn pedig a hidrográfiai helyzet függvényében *vagy* velük együtt válik ki, *vagy* egyszerű ionok, ill. szerves komplexek alakjában a talajvízbe jutva, eltávozik a mállási kéregből.

28.32 A FELSZÍNI MÁLLÁSBÓL SZÁRMAZÓ MANGÁN SZÁLLÍTÓDÁSA

A mállási szelvényekből kiszabadult Mn a felületi leöblítés és a talajvízáramlás útján a folyóvizekbe, tavakba, tengerekbe jut. E vizek a Mn-oxid kicsapódása szempontjából általában telítetlenek. Bennük az oldott állapotú Mn szervetlen kapcsolatban $Mn^{2+} > > MnHCO_3^+ > MnSO_4^0 > MnCl^+ > Mn(OH)^+ > > MnF^+ > MnCl_2^0 > MnCl_3^- > Mn(OH)_3^-$ alakban (ebben a gyakorisági sorrendben) lehet jelen (CRERAR *et al.* 1980a).

Jóllehet a folyóvízben oldott mangán átlagos koncentrációja TUREKIAN (1969) szerint csak 7 ppb *(28.3 táblázat)*, a folyók szállította Mn-mennyiség mégis tetemes. Egyszerű ionos Mn-oldatokon kívül ui. a folyóvíz a mangánhumátokat és más organikus és bikarbonátos mangán-komplexeket, sőt a szerves anyagok által stabilizált $Mn(OH)_3$ szolt is tartalmazhat. E komplexek egymáshoz és a vasvegyületekhez viszonyított oldékonyságát és stabilitását az Eh-n és pH-n kívül még más tényezők (pl. a HPO_4^{2-} és SO_4^{2-}) anionok részleteiben még kevéssé ismert hatása is befolyásolja. Ezek összhatásaként a kontinentális vizekben való szállítódás a vas- és mangán vegyületek különválásának számos lehetőségét teremti meg.

LISITSYN *et al.* (1982) szerint a hegyi patakokban a Mn még uralkodóan szervetlen komplexek alakjában van jelen. Ezzel szemben a síksági folyókban a szerves

28.3. táblázat. Különböző természetes vizek oldott Mn-tartalmának átlagai*

A víz fajtája	Mn-tartalom (ppb)
Folyóvizek	7
Szovjet folyók	2,2—60
Tavak	20—1200
Tengerek	0,1—8
A Balti-tenger mélye	288—374
Fekete-tenger	≤500

*Turekian (1969), Sapozhnikov (1970) és Hood (1972) adatai.

és szervetlen Mn-vegyületek aránya már 1 : 1 körül van. A Mn erős oxifiliája miatt egyesek még nemrégiben is úgy vélték (Alexandrov 1972), hogy a folyók által az óceánokba szállított évi 20,8 millió t Mn-nak több mint 90%-a nem oldott állapotban, hanem finom eloszlású, szuszpendált Mn-oxid, ill. oxi-hidroxid részecskék alakjában kerül a tengerbe. Ennek nyilván az volt az oka, hogy a folyótorkolatokban — a tengervíznek a 6—8 pH-jú folyóvízéhez képest lúgosabb kémhatása és magas oxidáló képessége következtében — a Mn egy része igen apró Mn-oxid részecskék formájában kiválik. Nagy fajlagos felületéből származó lebegési képességénél fogva aztán ez a finom szuszpenzió messzire besodródik a nyílt tengerbe. Hood (1972) észlelései szerint azonban a Mn zöme — részben szerves anyaggal komplexálódott — Mn^{2+} ionként van jelen a tengervízben, s a szuszpendált Mn-oxid és -hidroxid szemcsék csak a felszíni és felszínközeli vízrétegekre korlátozódnak. Crerar *et al.* (1972) úgy találta, hogy a tengervíz teljes mangántartalmának csak mintegy 10%-a kolloidális vagy szemcsés állapotú, másik 10%-a szerves komplexeket alkot, kb. 80%-át pedig Mn^{2+}-ionok és egyszerű szervetlen komplexek teszik ki. Sapozhnikov (1970) ugyancsak a Mn-oldatokat tekinti a tengeri Mn-felhalmozódás fő forrásának.

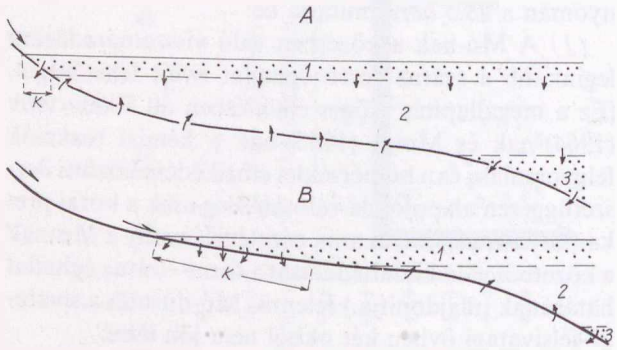
Bár a tengervíz Mn-koncentrációjára vonatkozó irodalmi adatok eléggé különbözőek (Roy 1981), anynyi mégis megállapítható, hogy a rendes só- és oxigéntartalmú vízoszlopok magasabb részében többnyire még a folyóvizekénél is kevesebb (0,1—8,0 ppb) mangán van *(28.3 táblázat)*. Ennek az az oka, hogy:

— a szárazföldről érkező Mn-mennyiség az óceánok hatalmas víztömegében felhígul;

— a kontinensekről származó Mn tetemes része a tengervíz eltérő fizikai és kémiai viszonyai között már a sekély, partközeli övben kicsapódik; ezért a pelágikus régiót a szárazföldről évente beszállított („exogén") mangánnak csak 15—20%-a (kb. évi 1,6—2,0 millió t) éri el; s ebből 0,3 millió t szemcsés, 1,3—1,7 millió t oldott állapotú;

— a planktonszervezetek életműködésük során sok Mn-t kötnek le; a Csendes-óceán pelágikus régiójából ily módon kivonódó Mn mennyisége Lisitsyn (1970) szerint évi 0,55 millió t-ra rúg.

Különösen nagy Mn-tartalmat azonban idáig csak tavak, mocsarak, zártabb öblök és beltengerek rosszul szellőzött, anoxikus, gyakran kénhidrogénes vizében észleltek *(28.3 táblázat)*. A Fekete-tenger vizének Mn-tartalma pl. helyenként 500 ppm-et, egyes tavaké pedig 1200 ppm-et is elér. Ezt olykor a mangánnak a vassal szembeni jelentékeny feldúsulása kíséri: a Fekete-tenger fenékrégiójában a Mn/Fe hányados értéke Sapozhnikov (1970) szerint helyenként 6-ra emelkedik. *A szárazulatokról a tengervízbe került, „exogén" Mn tehát* — a vasénál nagyobb mozgékonysága révén — *a partoktól nagyobb távolságra jut el, s a partoktól távolibb, mélylitorális–szublitorális vagy pelágikus régiók üledékeiben „főelem"-ként jelenhet meg.*

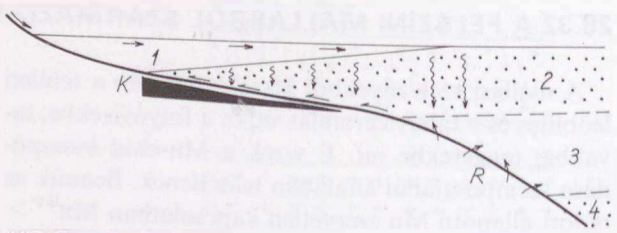


28.6 ábra. Az intrakraton tengermedencék partközeli övezetében folyó oxidos Mn-kiválás Frakes—Bolton (1984)-féle modellje

A = Transzgressziós helyzet. *B* = Regressziós helyzet.

1. Nagy szerves produktivitású, oxigéndús vízréteg. — *2.* Szerves anyagban és oldott Mn-ban dús, O_2-szegény vízréteg. — *3.* O_2-ben gazdagabb, mélyebb vízréteg.

K: a Mn-kicsapódás öve. — A nyilak a Mn mozgás irányát jelzik.



28.7 ábra. Az intrakraton medencék partközeli övezetében folyó oxidos Mn-kiválás mechanizmusa Frakes—Bolton (1984) szerint

1. A beömlő folyók édesvízrétege. — *2.* O_2-ben dús sósvíz. — *3.* O_2-hiányos vízréteg. — *4.* O_2-ben gazdagabb, mélyebb vízréteg.

K = Az oxidos Mn-kicsapódás helye (a fekete ék a Mn-dúsulásnak a part felé növekvő mértékét jelzi).

R = A Mn^{2+} ionok remobilizációjának helye.

A függőleges nyilak a sós- és édesvíz keveredése következtében beálló, pelyhes Mn-kicsapódást (az ún. „fátyol-hatás"-t) jelzik. Az oxigénes vízréteg és a fenék érintkezését követő nyilak a Mn-oxid részecskéknek az árapályáramok okozta „seprődés"-ét jelzik.

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

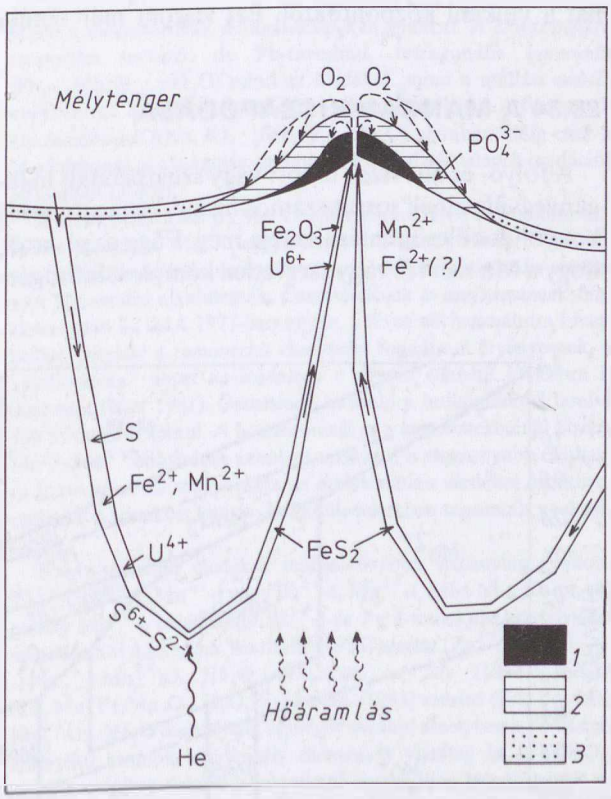
A Mn-nak az intrakraton medencék litorális–szublitorális régiójában (és annak üledékeiben) egy hosszabb transzgressziós szakaszt követő regressziós fázisban való, nagymértékű feldúsulását FRAKES—BOLTON (1984) a következőképpen magyarázza: Meleg–nedves éghajlaton, amikor a Mn-dús kőzetekből álló szárazföldről — az uralkodó kémiai mállás és a buja növénytakaró közrejátszásával — nagy mennyiségű oldott Mn, valamint növényi törmelék mosódik be a magas vízállású beltengerekbe, az O_2-tartalmú felszíni vízréteg megnövekedett szervesanyag-tartalma miatt az azok alatt viszonylag magasan elhelyezkedő anoxikus vízréteg csaknem kiér a partig. Az oxigénhiányos körülmények miatt a medencékbe került Mn *vízben oldott* állapotban halmozódik fel. Ha egy ilyen akkumulációs periódust viszonylagos tengerszintsüllyedés követ, akkor a szerves produktivitás ezzel párhuzamos csökkenése következtében az oxigéndús vízréteg vastagsága megnövekszik, s az anoxikus vízréteg a medence belsejébe „húzódik vissza". A transzgressziós szakaszéhoz képest lényegesen kiszélesedő oxidatív sávban az előzőleg felhalmozódott Mn hasznosítható telepeket képezve csapódik ki a vízből *(28.6 ábra)*. FRAKES—BOLTON (1984) szerint az ausztráliai Groote Eylandt s a SZU-beli Csiatura és Nikopol litorális Mn-érc telepeinek keletkezése is ezen modell „fátyol"- és „seprődési effektus"-a révén *(28.7 ábra)* képzelhető el.

28.33 A MÉLYTENGER Mn-TARTALMÁNAK EREDETE

Az óceán viszonylag mélyebb részében és a vízfenéken a Mn-koncentráció fokozatos növekedése tapasztalható. Ennek okai részint a mangán biogén körforgásában, részint az óceáni területeken zajló, „endogén" jellegű vulkáni folyamatokban, s a keletkezett vulkanitok és vulkanoklasztitok e folyamatokhoz kapcsolódó hidrotermális–halmirolitikus bomlásában keresendők.

Az élő szervezetekben lekötött Mn-nak több, mint 90%-át a testeknek az elhalást követő bomlása még lesüllyedés közben, vagy közvetlenül az üledék/víz határ fölött, ismét oldott állapotba hozza. Ezért a mélyebb vízrétegek *oldott* Mn-tartalma rendszerint nagyobb, mint a felszíni vizeké *(28.3 táblázat)*. A tenger biogeokémiai körforgalma tehát a víz Mn-tartalmának biológiai közvetítésű koncentrálódását is lehetővé teszi. Számos megfigyelés szerint az igazán Mn-dús pelágikus üledékek jelentős részének képződésében a biogeokémiai folyamatok igen nagy, sőt gyakran döntő szerepet játszanak.

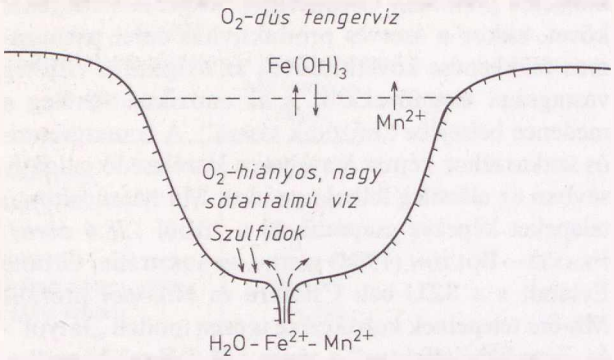
Számítások szerint azonban a jelenkori tengermedencék pelágikus régiójának fenekén évente leülepedő 8,35 millió t Mn-mennyiség több mint négyszerese a kontinensekről a nyílt tengerbe jutó „exogén" Mn mennyiségének. E különbözet az óceáni vulkanizmus Mn-szolgáltatásával magyarázható. A hasadékvölgyek (riftek) és szigetívek vulkáni működéséből eredő Mn-mennyiség kisebb része vízalatti exhalációs–hévizes tevékenység *(black smokerek)* révén — számos más fémmel együtt — *közvetlenül* jut az óceán vizébe. Nagyobb része azonban a vékony üledékrétegen át az óceáni aljzat már megszilárdult magmás kőzeteinek repedéseibe akár km mélységig behatoló tengervíz hatására szabadul ki a kőzetalkotó szilikátok rácsából, és jelenik meg újra a tengerfenéken, a mélységben fölhevült, fémekben gazdag hidrotermális–halmirolitos oldatok formájában *(28.8 ábra)*. Ezért a közvetlen, ill. közvetett „endogén" Mn-forrásokként működő tenger alatti vulkáni központok környezetében a tengervíz átlagosan 0,1—8,0 ppb Mn-koncentrációja jelentősen megnövekszik. A növekmény egy része az oxigéndús tengervízzel kölcsönhatásba lépve azonnal kiválik *(28.8* és *28.9 ábra)*. A vulkáni központok 5



28.8 ábra. A spreading központokon folyó metallogenezis hidrotermális modelljének vázlata (BONATTI *et al.* 1976 nyomán)

Az Fe-t és a Mn-t a bazaltos kéregbe beszivárgó tengervíz lúgozza ki, és vezeti fölhevülve a tengerfenékre. Az így létrejött hidrotermák fémtartalma az O_2-ben dús tengervízben a kilépés helye körül kicsapódik.

1, FeO(OH). — *2*, MnO_2. — *3*. Pelágikus üledék.



28.9 ábra. A tengerfenék egy szakadékának nagy sótartalmú, stagnáló, O_2-hiányos vizébe nyomuló, Fe–Mn-tartalmú hidroterma üledékei. Vázlat BONATTI *et al.* (1972) nyomán

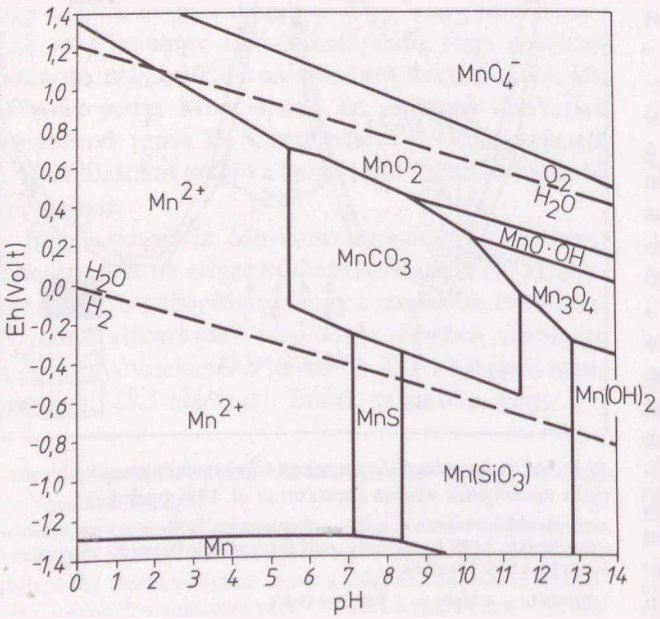
—10 km-es körzetében todorokitos–birnessites kérgeket alkot, ill. a hévizek által felszínre hozott többi fémmel (Fe, Ni, Cr, Cu, Zn, Pb, Si) együtt a „vörös-tengeri típusú", sztratiform, vulkáni–üledékes érctelepek (28.71. fejezet) fontos elegyrészeként rakódik le. Más része finom Mn-oxid csapadék-részecskék, vagy oldott (hidrogénkarbonátos, szulfátos, kloridos) ionok alakjában a tengeráramokkal messzire eltávolodhat a vulkáni központoktól. Ezt viszont már semmi sem különbözteti meg azoktól a finoman szuszpendált vagy oldott állapotú Mn-vegyületektől, amelyek „exogén" forrásból kerültek az óceánba.

Míg a kimutathatóan hidrotermális eredetű Mn-oxid kiválások a vulkánok környékére szorítkoznak, a tengerfenék távolibb részének kérges–gumós Mn-kiválásai —Mn/Fe arányukból következően — sokkal inkább a tengervízből való szinszedimentációs kicsapódással vagy diagenetikus mobilizációval magyarázhatók. Ennek megfelelően RONA (1976) az óceáni riftek központi hasadékvölgyétől 5 km-re a még nyilvánvalóan hidrotermális eredetű és mintegy 42 mm vastag Mn-oxid-kéreg Mn/Fe hányadosát 360 és 3000 közöttinek találta. Ugyanakkor a vulkáni központtól 20 km-re talált, csupán néhány mm vastagságú Mn-kéreg Mn/Fe hányadosa mindössze 0,67 volt.

Az óceáni üledékgyűjtő endogén, ill. exogén Mn-tartalma a vulkáni központoktól távol eső medencerészeken, az ott uralkodó fizikai-kémiai viszonyok függvényében kiválva, ill. leülepedve, finomdiszperz Mn-oxidként oszlik el a lerakódó üledékben. Ebben azután a diagenezis jellegétől függően *vagy* gumókká és kérgekké koncentrálódik, *vagy* változatlanul finomdiszperz eloszlásban maradva, a kőzetté vált üledék nyomnyi mennyiségű Mn-tartalmát adja.

28.34 A MANGÁN KICSAPÓDÁSA

A folyó- és állóvizek oldott vagy szuszpendált mangánvegyületeinek sorsát számos fizikai-kémiai tényező bonyolult kölcsönhatása szabja meg. Függ ez pl. attól, hogy a Mn szerves vagy szervetlen komplex, hidrogénkarbonát, szulfát, finom oxidrészecske vagy egyszerű ionos oldat alakjában van-e jelen a vízben. Függ továbbá a víz HCO_3^{2-}, SO_4^{2-} és egyéb ionjainak mennyiségétől, a Mn-vegyületek adszorpciós és deszorpciós



28.10 ábra. A Mn–Si–S–CO_2–H_2O rendszerben 25 °C-on és légköri nyomáson keletkező Mn-ásványok stabilitási határai RÖSLER (1984) nyomán

Aktivitás (mol/l): $\Sigma Mn = 10^{-4}$; $\Sigma Si = 10^{-1,84}$; $\Sigma S = 10^{-2}$; $\Sigma[H_2CO_3] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}] = 10^{-1}$.

Stabilis ásványok: MnS = alabandit. — $MnCO_3$ = rodokrozit. — MnO_2 = piroluzit/pszilomelán. — MnOOH = manganit. — Mn_3O_4 = hausmannit. — $Mn(SiO_3)$ = rodonit. — $Mn(OH)_2$ = pirokroit.

lehetőségeitől. Mindezek azonban csak módosítják azokat a stabilitási határokat, amelyeket alapvetően a pH és Eh értékek jelölnek ki.

Számos üledékes kőzetnek (mészkő, dolomit, márga, homokkő) a mállási övben szivárgó pórusvizek által kioldott Mn-tartalma szerves komplexek alakjában a réteglapok, palássági és törésfelületek réseibe kerül. E komplexek szerves részét az itt élő Mn-baktériumok testük felépítésére használják fel, a szabaddá vált Mn pedig barnásfekete színű, igen vékony hártyák, mohához vagy faághoz hasonló bevonatok (*„mangánfácskák", mangándendritek*) alakjában csapódik ki. Hasonló eredetűek a negyedidőszaki löszökben helyenként megfigyelhető *„mangánpettyek"* is.

A Mn akkor és ott kezd kiválni, amikor és ahol oldatának H^+-ion koncentrációja 8,3 pH fölé emelkedik *(28.4 ábra)*. Mivel ez a határ igen közel esik a kovakicsapódás határához, *a mangánüledékek gyakran társulnak a kovaüledékek réteges vagy gumós formáihoz*. Ha — megfelelő pH- és redoxviszonyok között — a vas és a mangán együtt válik ki, vas–mangánércek képződnek. A leülepedési környezet változatossága nemcsak a különböző — törmelékes vagy karbonátos — rétegsorokhoz való kapcsolódásban, hanem a Mn-ásványtársulások összetételében is tükröződik.

A többnyire gél-alakban kicsapódott Mn-vegyületek gél-öregedéssel fő elemük többértékűsége s a környezet más ionjainak beépülése folytán igen változatos összetételű ásványokká kristályosodnak. Ezek többsége oxidos vagy oxi-hidroxidos, valamint karbonátos jellegű. A magmás és metamorf kőzetekben gyakori Mn-szilikátok és Mn-szulfidok azonban — a Mn egyéb különleges vegyületeiről nem is beszélve — az üledékes kőzetekben rendkívül ritkák, és csak vulkáni–üledékes, ill. hidrotermális környezetből ismeretesek.

A Mn—Si—S—CO_2—H_2O rendszerben 25 °C-on és légköri nyomáson keletkező Mn-ásványok stabilitási viszonyait a *28.10 ábra* szemlélteti.

28.4 AZ ÜLEDÉKES MANGÁNÁSVÁNYOK

A Mn ásványcsoportjainak száma 25 körül van *(28.4 táblázat)*. Ezek közül a természetben a piroluzit, a kriptomelán, a pszilomelán, a manganit és a mangánkarbonát fogalomkörébe tartozók a leggyakoribbak. Az Mn^{4+}-oxidok és oxihidroxidok belső szerkezete [MnO_6] oktaédereknek a piroxének és amfibolok [SiO_4] koordinációs tetraédereihez hasonló, de ásványfajtánként változó, láncszerű kapcsolódásmódjával modellezhető. Azok a Mn-ásványok, amelyek három dimenziós térrácsaiban a láncok kapcsolódásakor nagyobb méretű üregek támadnak, idegen ionokat és vizet képesek fölvenni. A rács egyensúlyát pedig bizonyos számú Mn^{4+} ionnak Mn^{3+} és Mn^{2+} ionokkal való helyettesítődése biztosítja.

A legegyszerűbb és ezért termodinamikailag is legstabilisabb, más elemektől leginkább mentes Mn^{4+} ásvány, a tetragonális *piroluzit* (β-MnO_2), minden üledékes és mállási szelvényben megjelenik. Dimorf módosulata, a rombos *ramsdellit* (α-MnO_2) viszont ritka és metastabilis ásvány, amely viszonylag rövid időn belül piroluzittá alakul át. A piroluzit és ramsdellit rétegek rendezetlen váltakozásából álló *nsutit* (γ-MnO_2) elsődlegesen csak jelenkori tengeri üledékekben található; gyakori viszont a Mn-karbonátos üledékek felszíni mállásával képződött mangánlateritekben.

A gyakran gömbös–kollomorf, fürt- vagy cseppkőszerű alakzatokban megjelenő, bonyolult szerkezetű, kriptokristályos *kriptomelán* ($K_{1-2}Mn_8O_{16}.nH_2O$), amelynek Mn^{4+} ionjait részint K^+, részint Mn^{2+}, sőt Mn^{3+} helyettesíti, mind a kis és nagy hőmérsékletű üledékes, mind a mállási környezeteknek a piroluzit mellett igen gyakori ásványa. A hozzá hasonló szerkezetű, de Ba-ot is tartalmazó, tetragonális *hollandit* [$(Ba, K)_{1-2}Mn_8O_{16}.nH_2O$] a mállási zóna kivételével minden üledékes környezetben megjelenhet, de különösen a metamorfizált mangántelepeken gyakori. A kriptomelán-csoportba tartozó, de Pb-tartalmú, tetragonális *koronadit* ($Pb_{1-2}Mn_8O_{16}.nH_2O$) mind az üledékes, mind a mállási szelvényekben (pl. ólomércek oxidációs övében) jelen lehet. A Na-tartalmú *manjiroit*ot [$(Na, K)_{1-2}Mn_8O_{16}.nH_2O$] azonban idáig csak a Mn-karbonát és a magmás–metamorf Mn-szilikát telepek oxidációs zónájában találták.

A *pszilomelán* [$(Ba, K, Mn, Co)_2Mn_5O_{10}.nH_2O$] az irodalmi említések alapján a Mn^{4+} leggyakoribb oxidjának tűnik. Nevét ui. sokáig kritika nélkül minden kemény, tömör és botroidális szerkezetű Mn-oxidra alkalmazták. Összetételének és szerkezetének tisztázása után az IMA 1977-ben ugyan, a téves névhasználatra hivatkozva, helyette a *romanechit* elnevezést fogadta el érvényesnek, a „pszilomelán" nevet az irodalom e döntés ellenére továbbra is használja (Roy 1981). Összetétele hasonló a hollanditéhoz, amivé 550 °C-on át is alakul. A hollanditénál és a kriptomelánénál kisebb Mn^{4+}/Mn^{2+} hányadosa azonban azokénál is alacsonyabb oxidációs fokot jelez. Ez magyarázza az átalakulatlan üledékes ércekben, valamint a jelenkori tavi és óceáni üledékekben tapasztalt gyakoriságát.

A Mn-tartalmú üledékek mállási övében viszonylag gyakori, Zn^{2+}-t, Fe^{2+}-t, Mn^{2+}-t vagy Ba^{2+}-t, Mg^{2+}-t, néha Ni-t, Co-ot, sőt esetleg Mn^{4+}-t helyettesítő Al^{3+}-t és 1–3 molekula kristályvizet is tartalmazó *kalkofanit* Wadsley (1955) szerint $(Zn^{2+}, Mn^{2+})_{1+x}.(Mn^{4+}_{3-x}, Mn^{2+}_x)O_7.3H_2O$, Palache *et al.* (1944) szerint (Zn, Mn, Fe)$Mn_2O_5.H_2O$, Fleischer (1983) szerint (Zn, Fe, Mn) $Mn^{4+}_3O_7.3H_2O$ összetételű, egységes ásvány, amelyben a Zn és más kétértékű atomok a *c*-tengely mentén, a vízréteg és az [MnO_6] rétegek oxigénjei között a következő sorrendben helyezkednek el: —O— Mn—O—Zn—H_2O—Zn—O—Mn—O—. Ostwald (1985) viszont úgy véli, hogy a kalkofanit olyan keverékásvány, amely 7,1 Å bázisreflexiójú, jól definiált Mn^{4+}-oxid rétegrácsok és szigetszerűen közbeiktatódó más szerkezetek sorozatából áll.

A *litioforit* $[Mn^{4+}_5Mn^{2+}O_{12}]^{2+}$ és $[Al_4Li_2(OH)_{12}]^{2-}$ összetételű rácssíkok váltakozásából álló, monoklin rétegrács. Agyagdús late-

28.4. táblázat. Az üledékes Mn-ásványok képződési környezet szerinti gyakorisága ROY (1981) és RÖSLER (1984) adatai alapján

Csoport	Az ásvány neve	Üledékes	Hévizes	Mállási
Mn^{4+} oxidok	Piroluzit („polianit")	+ + +	+	+ + +
	Ramsdellit	i. ritka	—	—
	Nsutit	+	—	+ +
Mn^{4+}–Mn^{3+}–Mn^{2+} víztartalmú oxidjai	Kriptomelán	+ + +	+	+ + +
	Hollandit	i. ritka	i. ritka	—
	Koronadit	+	ritka	ritka
	Manjiroit	—	—	+
	Pszilomelán (romanechit)	+ + +	+ +	ritka
	Kalkofanit			+ +
	Litioforit	—	—	+
	Birnessit	+	+	nyom
	δ-MnO_2		+	+
	Ranciéit	+		+
	Todorokit	+ +	ritka	ritka
Mn^{3+} oxihidroxid	Groutit	—	—	+ +
	Manganit	+ +	ritka	+ +
Mn^{2+} oxidok	Braunit I.	ritka	i. ritka	—
	Braunit II.			
	Bixbyit	ritka	+	
Fe_3O_4–Mn_3O_4	Jacobsit	ritka	—	—
	Hausmannit	—	ritka	ritka
Mn^{2+} karbonátok	Rodokrozit	+ + +	+ + +	+ +
	Manganosziderit			
	Manganokalcit			
	Kutnahorit	+	+	?
Mn szilikát	Neotecit	+ [1]	i. ritka	—
	Bementit			
Mn-szulfid	Alabandit	?	+	—

+ Van. — + + Gyakori. — + + + Igen gyakori.

[1] Csak vulkáni–üledékes környezetben.

ritszelvények agyagásványokkal vagy grafittal epitaxiálisan összenőtt, másodlagos ásványa.

A *birnessit* (7 Å-ös manganit, buserit) [(Ca, Na)Mn_7O_{14}.$3H_2O$] ugyancsak vegyesen tartalmaz Mn^{2+}, Mn^{3+} és Mn^{4+} ionokat, amelyek részint az [MnO_6] koordinációs oktaéder-, részint az ezek közötti H_2O- és (OH)-rétegek oxigénjéhez kapcsolódnak. Ezért ennek a lemezhalmazokat alkotó ásványnak az oxidációs foka kisebb, mint a többi Mn^{4+}-oxidé (O/Mn^{4+} aránya csak 1,90). A jelenkori óceánok Mn-gumóiból és bekérgezéseiből, hőforrásüledékekből, valamint mészkövek hipergén ásványaként ismeretes. Rendezetlen szerkezetű, a röntgen-porfelvételek szerint 2,4 és 1,4 Å-nél jelentkező reflexiókkal jellemzett, magasabb oxidációs fokú válfaja a δ-MnO_2, amit az $Mn(OH)_2$-rétegek kiküszöbölődése jellemez, főleg hőforrásüledékekben és laterittelepeken található. A jelenkori tengerek Mn-gumóiból és karsztbauxitokból is ismert, hatszöges (?) rendszerbeli, (Ca, Mn)O . $4MnO_2$. $3H_2O$ összetételű *ranciéit*, amely hevítve hausmannittá alakul át, PERSEIL—GIOVANOLI (1978) szerint nem önálló ásványfajta, hanem birnessit és δ-MnO_2 keveréke.

A *todorokit* [(Ca, Na, K, Mn) . (Mn^{4+}, Mn^{3+}, Mg)$_6O_{12}$.$3H_2O$] vagy „10 Å-ös manganit" GIOVANOLI *et al.* (1973) és GIOVANOLI (1976) szerint különböző (hollandit és ramsdellit típusú) vegyületek 9,6 Å távolságban váltakozva összeépült keveréke. Ioncserélő képessége, üregei és betöltetlen kationpozíciói révén a benne található Mn^{4+}-ionoknak megfelelő, kb. 8 súly%-nyi Ni^{2+}, Cu^{2+} és Zn^{2+} ion felvételére képes. Zn- és Ag-tartalmú fajtáit szárazföldi lerakódásokból írták le. A mélytengeri Mn-gumóknak is fontos Mn-ásvá-

nya, mert ez teszi lehetővé a gumók értékes nehézfémjeinek (Zn, Cu, Ni, Co) a felszaporodását.

A Mn^{3+} oxihidroxidok három módosulata — a rombos *groutit* (α-MnOOH), a hexagonális *feitknechit* (β-MnOOH) és a monoklin *manganit* (γ-MnOOH) közül az első laterites mállás utáni szelvényekben, az utolsó viszont — közepes oxidációs fokának megfelelően — mind elsődleges, mind másodlagos ásványként gyakori.

Az Mn^{3+} oxidjai közül a kb. 10 súly%-nyi SiO_2-t is tartalmazó *braunit I.* s a 4,4 súly%-nyi SiO_2-n kívül kevés CaO-t és Fe_2O_3-at is tartalmazó *braunit II.* a Mn-oxidos telepek ritka diagenetikus ásványa. Annál gyakoribb az ilyen típusú metamorfizált telepeken.

A $(Mn, Fe)_2O_3$ összetételű *bixbyit* vastartalma aszerint mozog 0 és 60% között, hogy az ásvány viszonylag alacsony hőmérsékletű (metamorf), avagy fumarolás környezetből származik-e.

Kis hőmérsékletű felszíni telepek ritka kollomorf megjelenésű vas–mangánásványa a ferromágneses tulajdonságú *jacobsit* ($MnFe_2O_4$; 10 és 54% közötti Mn_3O_4-tartalommal). A legfeljebb 7%-nyi Fe_3O_4-en és kevés Mg-on kívül 13%-nyi ZnO-t is tartalmazó, egyébként lényegileg Mn_3O_4 összetételű *hausmannit* metamorfizált és hidrotermális Mn-érceken kívül mangánkarbonátok hipergén oxidációs termékeként ismeretes. Egyébként mindkét ásvány metamorf és magmás Mn-telepek alkotórésze.

A Mn^{2+} karbonátja, a *rodokrozit*, tiszta állapotban a természetben igen ritka. Gyakoribbak azok a változatai, amelyekben a Mn-t Ca vagy Fe (esetleg Mg vagy Zn) helyettesíti. Helyettesítődése WEDEPOHL (1980) szerint valószínűleg diagenetikus eredetű, mert a tengervízzel egyensúlyban levő kalcit csak kb. 20 ppm-nyi Mn-t tartalmaz. Ha az Fe, ill. a Ca mennyisége kb. egyenlő a Mn-éval, akkor *manganosziderit*ről, ill. *manganokalcit*ról beszélünk. Ugyanígy létezik *Mn-tartalmú kalcit*, ill. *sziderit* is. Ezért a kalcitot és a rodokrozitot hosszú időn át egy folyamatos izomorf sor két szélső tagjának tekintették. GOLDSMITH (1959) szerint azonban a természetben az 50 és 80 mol%-nyi $MnCO_3$-tartalom között a sor megszakad. Az ennek megfelelően értelmezett rodokrozit mind a hidrotermális, mind az üledékes és metamorf tartománynak igen gyakori ásványa. A mállási övben hipergén Mn-oxidokká alakul át. Diagenetikusan a mélytengeri Mn-gumókból és -kérgekből is képződik. A Ca túlsúlyával jellemzett, dolomitrácsú *kutnahorit* $[CaMn(CO_3)_2]$ üledékes környezetben elég ritka.

A Mn-szilikátok közül a röntgen-amorf *neotecit* $[(MnFe)SiO_3 . .H_2O]$ és a rombos *bementit* $[Mn_7Si_6O_{15}(OH)_8]$ csak vulkanogén mangánüledékekben található.

A szulfidok közé tartozó *alabandit* (MnS) csak nagyon magas pH-n képződik, ezért az üledékes Mn-lerakódásokban ritka.

28.5 AZ ÜLEDÉKES MANGÁNDÚSULÁSOK OSZTÁLYOZÁSA

Uralkodó ásványaik szerint *karbonátos* és *oxidos* — a két fajta ásványtársaság keveredése esetén oxikarbonátos — Mn-telepeket különböztetünk meg. Megjelenési formájuk alapján *ooidos, pizoidos, gumós, lencsés, lemezes, réteges, breccsás* feldúsulásokról szoktunk beszélni.

A felhalmozódás helye szerint lehet a telep *kontinentális* (mállási takaróhoz kötött és édesvízi), *sekély-* és *mélytengeri*. *Szingenetikus*nak (szinszedimentációsnak) tekintjük azokat a telepeket, amelyek Mn-ja szabad víztestből való közvetlen vegyi vagy biokémiai kicsapódásból ered. *Diagenetikusak* azok a telepek, amelyek Mn-anyaga a pórusvizekből csapódik ki. *Hipergén*nek minősülnek azok a telepek, amelyek Mn-dúsulásai valamely kisebb Mn-tartalmú kőzet vagy érctelep anyagának a felszíni mállás hatására történt koncentrálódásából származnak.

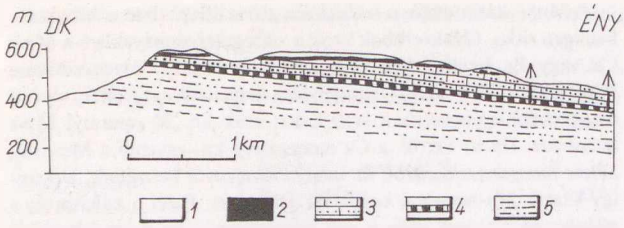
A felsorolt szempontok mindegyikének van genetikai jelentősége. Közülük mégis a képződés helyét célszerű előnyben részesíteni, a kémiai, ill. kőzetszerkezeti alkat szerinti megkülönböztetéseket az alosztályok számára tartva fenn (l. a *28.2 ábrát* is).

28.6 A KONTINENSEK Mn-DÚS ÜLEDÉKEI

Ezek a CRERAR *et al.* (1972)-féle modell szerint *(28.5 ábra)* meleg–nedves klímájú területeken hipergén módon, azok mállási kérgében, hűvös–nedves és mérsékelt éghajlaton pedig — elsődleges kicsapódással — azok állóvizeiben jönnek létre. Mindkét fajta feldúsulás anyagának karbonátos vagy oxidos jellege, majd megjelenési formája szerint osztályozható tovább.

28.61 A HIPERGÉN MANGÁNDÚSULÁSOK

Az ide sorolható előfordulások csak akkor hasznosíthatók, ha anyakőzetük („protore") már eleve 5—10%-nyi Mn-t tartalmazott. A trópusi mállás okozta Mn-dúsulás ui. ROY (1981) szerint az eredeti koncentrációnak legfeljebb 5-6-szorosát érheti el. Oxidációs Mn-dúsulásra a Mn-karbonátos és a Mn-szilikátos–karbonátos kőzetek a legalkalmasabbak, de a Mn-szilikátok és az idősebb Mn-oxid érctestek mállása is jelentős Mn-dúsulást eredményezhet. A hipergén Mn-dúsulásnak a csapadékvíz és a levegő mellett a piritbomlásból származó kénsav is hatékony tényezője. A csapadékvíznek impermeábilis mállástermékek feletti



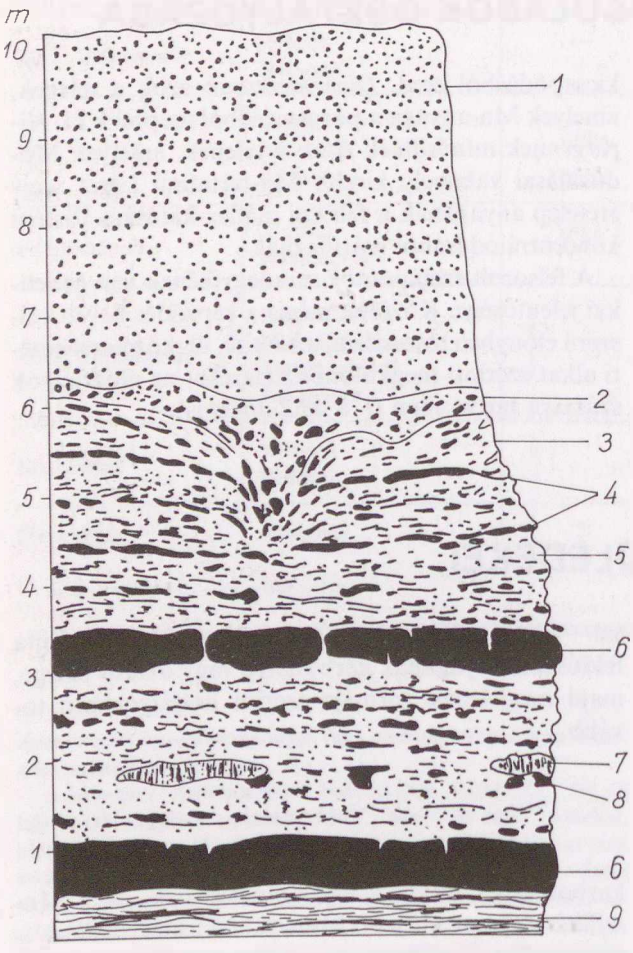
28.11 ábra. A gaboni Okuoma-fennsík hipergén Mn-telepének földtani szelvénye (LECLERC—WEBER 1980)

1. Pizoidos teleprész. — *2.* Termelésre alkalmas teleprész. — *3.* Mn-karbonátos fekete agyagpala. — *4.* Vasas kőzetek. — *5.* Fekete agyagpala. — *1—2.* Lateritszelvény. — *3—5.* Prekambrium.)

megrekedése azonban gátolja a Mn mobilizálódását. Bizonyos hipergén folyamatok (pl. a lepusztulás és áthalmozódás) pedig a már kialakult Mn-érc testek megsemmisülését eredményezhetik.

28.611 Karbonátos jellegű hipergén mangándúsulás ott következik be, ahol az anoxikus talajvízben levő Mn-komplexek a kinduló kőzet (karbonátos agyagpala) (Mn, Ca, Mg)CO_3 kristályait „tiszta" rodokrozittá alakítják át. Ezt a piritoxidáció szintje alatt végbemenő és diagenetikusnak is nevezhető jelenséget idáig csak a gaboni Moanda Mn-lateritttelepének feküjét alkotó prekambriumi karbonátos agyagpalákból ismertették (LECLERC—WEBER 1980). E palák másodlagos rodokrozit-konkréciói a kőzet elsődleges dolomit-romboédereit vagy pirithalmazait növik körül. Eközben a kőzet Mn-tartalma átlagosan 13,5%-ra emelkedik, és Ni-, Co- és Cu-tartalma is jelentékenyen megnő. Bár e folyamat még nem változtatja meg lényegesen a kőzet eredeti szövetét és szerkezetét, mégis mintegy előkészíti annak a talajvíz feletti vadózus zónában, laterites mállás közben végbemenő, s immár a kitermelést is lehetővé tevő dúsulását *(28.11 ábra)*.

Kis kiterjedésű hipergén Mn-kabonát-kiválásra kerülhet sor már meglevő mangános rétegek szilárd és oldott állapotú mállástermékeinek anoxikus mocsári környezetben való felhalmozódásakor is. Az ilyen közegben feldúsult Mn az Eh- és pH-ingadozások hatására manganokalcit- és rodokrozit-szemcsék vagy -konkréciók alakjában válik ki a szürke és világosszürke agyagból álló alapanyagban. Az így létrejött, lencsés vagy telepes szerkezetű Mn-dúsulás természetesen a környezet kőzeteinek törmelékét is tartalmazza. A Mn-dúsulásnak ez a típusa nálunk, Eplényben és Úrkúton is, a sárga, barna vagy zöld agyagba ágyazott Mn-oxid- és tűzkőtörmeléket tartalmazó, áthalmozott Mn-telepek *fedőjében* figyelhető meg (GRASSELLY *et al.* 1969).



28.12 ábra. A moandai Mn-lateritttelep (Gabon) szelvénye (LECLERC—WEBER 1980)

1. Pizoidok. — *2.* Átmeneti szint. — *3.* Fe-oxidos lemezek. — *4.* Vasas szint. — *5.* Intraformációs pizoidok. — *6.* Vastagabb Mn-érckiválások. — *7.* „Korallszerű érc". — *8.* Babás érc. — *9.* Karbonátos agyagpala.

28.612 Oxidos jellegű hipergén mangándúsulások. Ezek eredet és megjelenési mód szempontjából háromfélék: *a)* tömeges szerkezetű mangánlateritek, *b)* áthalmozott Mn-ércek, *c)* réteges–lemezes szerkezetű oxidos mangánlamellitek.

28.6121 A mangánlateritek, amelyek képződési mechanizmusát a 28.31. fejezetben ismertettük, szinte kivétel nélkül az egykori Gondvána kontinens hosszú időtartalmú trópusi mállásnak kitett, prekambriumi metamorfitjainak Mn-szilikátjaiból képződtek. A helyenként 100 m-nél is vastagabb mállási kéreg Mn-érce — a geomorfológiai és vízelvezetési adottságoktól függően — vagy határozott szintben, telepszerűen jelenik meg, vagy több szintbeli lencséket és tömzsöket formál. Ezek olykor még őrzik anyakőzetük szerkezetének bizonyos elemeit (pl. rétegzettségét), máskor azonban attól eltérő (tömör és tömeges, vagy laza és porózus, ill. gumós–pizoidos) jelleget öltenek. A Mn-oxidok és hidroxidok dúsulási szintje a vas- és bauxitásványok, ill. a primer Mn-karbonátokkal, -oxidokkal és szilikátokkal jellemzett, ép anyakő-

28.5. táblázat. Néhány nagyobb Mn-llaterittelep készletei (millió t) és átlagos összetétele (súly)*

Lelőhely	Készlet	Mn	Fe	SiO_2	Al_2O_3	P
Bihar és Orissa (India)		36,6—51,3	6—14	1,6—4,5	1,6—4,5	0,08—0,12
Karnataka (India)		32—40				
Goa (India)		38—40	15—16	15		0,06
Minas Gerais (Brazília)		40—48				
Moanda (Gabon)	200	44	4,4	7	3,2	0,17
Tiéré (Felső-Volta)	0,9	46—48		11—13		
Elefántcsontpart	6,3	46				
Ghana	6,5					
Mali	15,0					

*Roy (1981) szerint.

zet szintje között helyezkedik el. A vastagabb mállási szelvények fémtartalma tehát függőlegesen tagolódik *(28.12 ábra)*. A legfelső, agyagos és vashidroxidos öv pizoidjai és gumói általában Mn-szegények, a Mn-oxid „kérgek" többnyire ezek alatt találhatók. Mivel az Al–Fe–Mn hármasból a Mn a legmozgékonyabb, függőleges irányban — jó vízelvezetés esetén pedig oldalirányban is — ez utóbbi jut el legtávolabbra. Az anyakőzet eredeti szövetét fölfelé fokozatosan váltják fel a repedések mentén előrehaladó mállás következtében breccsásnak tűnő, másodlagosan erezett és kollomorf szövettípusok (l. *30.5 ábra*). Csiszolatban az anyakőzet szövetmaradványain kívül annak egyes metamorf ásványai is felismerhetők. Két fő Mn-ásványuk (a piroluzit és a kriptomelán) mellett még a pszilomelán, hollandit, todorokit, litioforit, ramsdellit, nsutit és manganit, továbbá vas-, bauxit- és agyagásványok (főleg kaolinit) mutathatók ki.

Banerji (1984) például az orissai Bonai (India) és a brazíliai Azul millió tonnákat kitevő mangánlateritjein belül a következő négy típust különbözteti meg:

— vasas–agyagos alapanyagba ágyazott, kriptomelán, birnessit és litioforit anyagú *pizoidok;*

— szögletes vagy lekerekített, piroluzit, pszilomelán, kriptomelán és litioforit alkotta, goethittel, gibbsittel és amorf Mn-oxidokkal cementált, masszív *tömbök;*

— agyagos alapanyagba zárt, litioforit és kriptomelán anyagú, lapos *ércdarabok;*

— a telep aljának agyagjába zárt, 5—10% Mn-tartalmú, röntgen-amorf Mn-oxidból álló, vastag, de meg-megszakadó *lencsék*.

E Mn-dúsulások vegyi összetétele *(28.5 táblázat)* anyakőzetük alkatán kívül az átalakulási folyamat előrehaladottságától függ. Mn-oxidjaik több nyomelem számottevő dúsulását (Ba, Cu, Ni, Cr) teszik lehetővé.

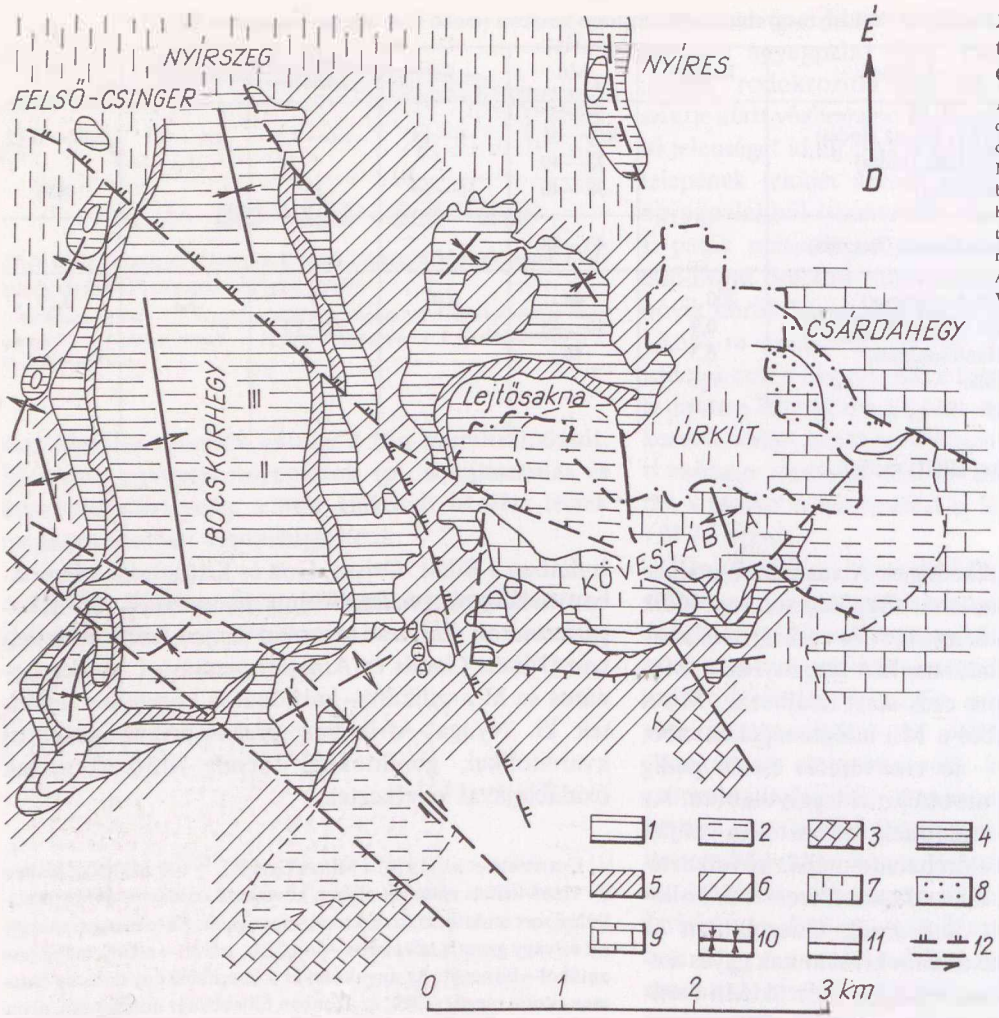
A Föld legnagyobb mangánlaterit-telepei Brazíliában, Indiában, Nyugat-Afrikában (Gabon, Kelet-Libéria, Felső-Volta, Ghana) vannak *(28.5 táblázat)*. Indiában a Bihar, Orissa, Goa és Karnataka államokban található prekambriumi metapélitek és metapszammitok rétegzett Mn-oxid testjeit fedik. Brazíliában (Minas Gerais és Amapa) metamorf Mn-karbonátos és Mn-szilikátos–karbonátos kőzeteken fejlődtek ki. Nyugat-Afrikában prekambriumi gránátos kvarcitokkal, gonditokkal társult Mn-karbonátok oxidációjával keletkeztek.

Coutinho *et al.* (1976) a Minas Gerais-i, > 100 m vastag mállási öv vízzel telített részének alján a következő oxidációs ásványátalakulási sort mutatta ki: rodokrozit→manganit, piroxmangit–manganit és/vagy groutit, spessartin→litioforit, tefroit→nsutit, mangános amfibol→birnessit. Az anyakőzet és a lateritszelvény határán hausmannitot is megfigyeltek: ez azonban följebb már manganittá, groutittá, birnessitté, nsutittá, litioforittá, piroluzittá és kriptomelánná alakult át.

A nikkel-, ill. vasdús lateritekhez való átmenetet képviselik Új-Kaledónia ultrabázisos kőzeteken kifejlődött, Co-ban és Cr-ban gazdag Mn-dúsulásai.

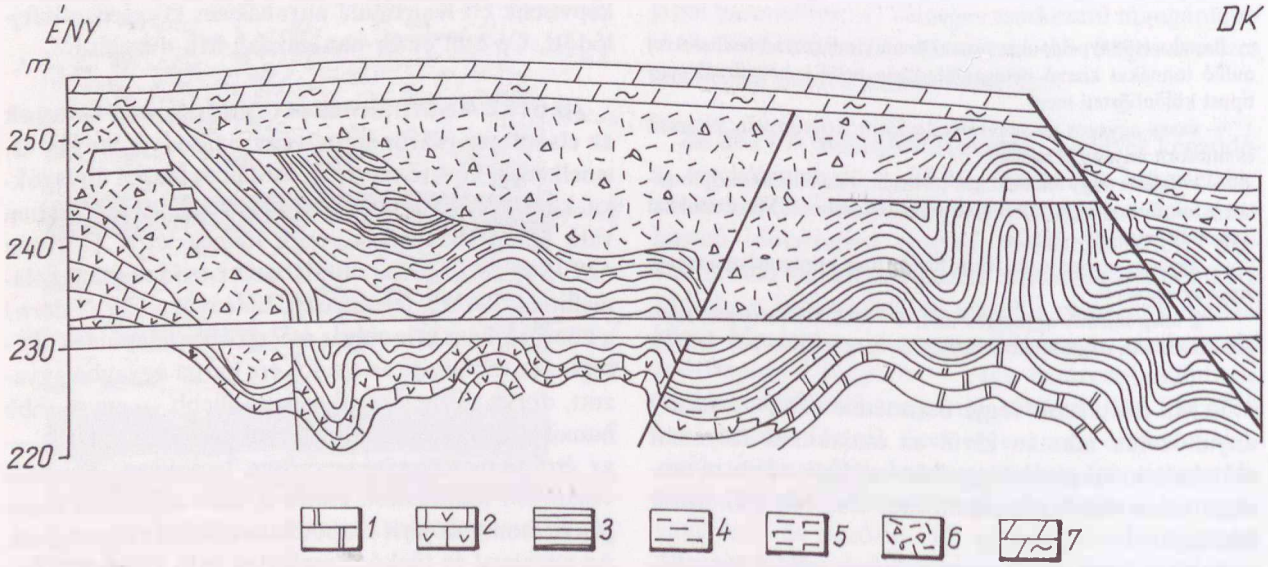
28.6122 Az áthalmozott mangánérc telepek

az elsődleges (karbonátos vagy oxidos) ércanyag kiemelkedést követő eróziója, oxidált és idegen anyagokkal keveredő törmelékének a környező mélyedésekben való újbóli leülepedése révén jönnek létre. Úrkúton *(28.13* és *28.14 ábra)* általában az oxidos mangánlamellitre (28.6223. fejezetrész), Eplényben *(28.15 ábra)* a középső-liász krinoideás mészkövére települnek. Rétegsoruk többnyire az oxidos érc barna agyagba ágyazott, durva törmelékével indul; följebb — egyre több bauxitos agyag és bauxit hozzákeveredése mellett — az érc szemcsenagysága erősen lecsökken. Mocsári viszonyok kialakulása esetén a fedő agyagban mangánkarbonát és pirit csapódik ki (28.611. fejezetrész). Az agyaggal és tűzkőtörmelékkel való keveredés természetesen a Mn-tartalom csökkenését s a SiO_2 részarányának növekedését eredményezi.



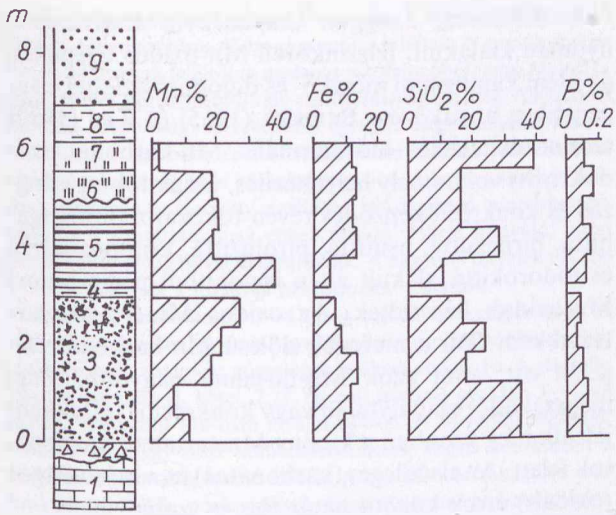
28.13 ábra. Az úrkúti Mn-telepek földtani térképe (CSEH—NÉMETH *et al.* 1980)

1. Karbonátos Mn-érc, teljes kifejlődésben. — *2.* Ua., nem-teljes kifejlődésben. — *3.* Mészkő. — *4.* Oxidos Mn-lamellit. — *5.* Az oxidos és a karbonátos Mn-érc átmenete. — *6.* Áthalmozott Mn-érc. — *7.* Lepusztulási terület. — *8.* A Csárda-hegyi vas-mangánérc. — *9.* Feküközet. — *10.* Antiklinális. — *11.* Flexura. — *12.* Vetődés és vizszintes eltolódás.



28.14 ábra. Az úrkúti oxidos Mn-telepek földtani szelvénye (CSEH—NÉMETH *et al.* 1980)

1. Középső-liász mészkő. — *2.* Tűzköves mészkő. — *3.* Oxidos Mn-lamellit. — *4.* Mállott Mn-lamellit. — *5.* Radioláriás agyag és márga. — *6.* Áthalmozott oxidos Mn-érc. — *7.* Requieniás mészkő (középső-kréta).



28.15 ábra. Az eplényi áthalmozott Mn-érc felhalmozódás rétegoszlopa és főbb alkotóinak %-os megoszlása (CSEH-NÉMETH *et al.* 1980)

1. Vörös, krinoideás mészkő (középső-liász). — *2.* Agyag, tűzkőtörmelékkel. — *3.* Barna agyagba ágyazott áthalmozott Mn-érc. — *4.* Bauxitos agyag. — *5.* Laza, ooidos Mn-érc. — *6.* Szürke, pirites agyag Mn-karbonáttal. — *7.* Szürke agyag. — *8.* Sárga agyag. — *9.* Homok és törmelék. — (*2—9.* Alsó-eocén.)

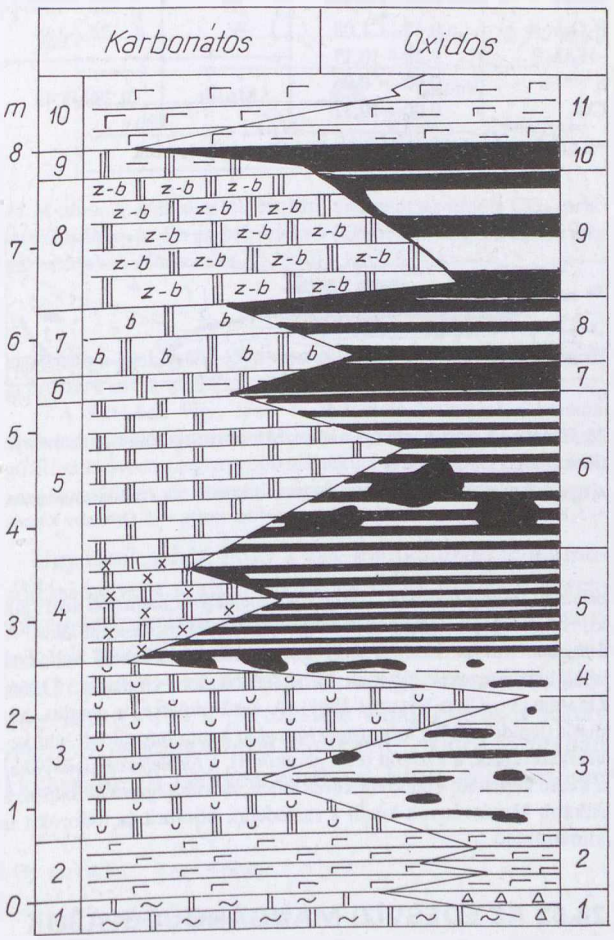
28.6123 Az oxidos Mn-lamellitek korábban létrejött réteges rodokrolitok (28.7223. fejezetrész) helyben történt (trópusi–szubtrópusi ?) mállása révén különösen ott képződnek, ahol a telep vagy a fedőrétegek piritjének oxidációjával keletkezett kénsav is elősegíti a CO_3^{2-} ionok távozását s a telep Mn-tartalmának felszaporodását (CSEH-NÉMETH 1958; 1966). Ez Úrkúton inkább a karbonátos Mn-telep peremén *(28.13 ábra)*, Eplényben annak felső részében következett be, és több dekaméter vastagságú, oxidált telepet eredményezett. Ahol a karbonátoxidáció csak egyszerű helyettesítődést jelentett, ott az oxidos érc megőrizte a rodokrolitok eredeti, réteges szerkezetét, szemcsés vagy granoblasztos szövetét. Oldódása közben azonban a Mn elkülönülni törekedett az anyakőzet agyagásványaitól, és olyan, 32—45% Mn-t tartalmazó lemezekben koncentrálódott, amelyek 1—5%-os Mn-tartalmú agyaglemezekkel váltakoznak. A lemezesség tehát fokozódott. Mindazonáltal a Mn-karbonát telepet fokozatos átmenet köti össze a belőle kialakult, oxidos teleprésszel. Ennek közelében pedig a Mn-koncentráció réteges szerkezetű gumók, tömbök, sőt vesés–gömbös kiválások kialakulását eredményezte. Eközben az oxidált rétegek, gumók és kiválások Mn-tartalma a kiinduló kőzetének több mint kétszeresére emelkedett *(28.16 ábra)*. Az oxidált teleprész egyes rétegeinek kémiai összetétele és nyomelemtársasága természetesen nagymértékben a karbonátos anyakőzet alkatától függ *(28.6 táblázat)*.

BRICKER (1965) szerint lassú oxidáció esetén a Mn-ásványok átalakulása a

rodokrozit→hausmannit→manganit→ birnessit / nsutit → piroluzit / kriptomelán

sorrendet követi. Gyors oxidáció alkalmával e sor egyes tagjai (pl. a hausmannit és a birnessit) kimaradnak. Ezért pl. Úrkúton a manganit és az nsutit gyakran a rodokrozit maradványaival együtt található.

Az oxidos Mn-lamellitek hintett, ritkábban breccsás szövetű finomrétegeiben az eredetileg kolloid állapotban kivált, kriptokristályos, finomszálas, lemezes vagy jégvirágszerű halmazokat alkotó *kriptomelán* a leggyakoribb ásvány. Gyakran azonban a stabilisabb



28.16 ábra. A réteges rodokrolit- és az oxidos Mn-lamellit telep közötti összefüggés az úrkúti II. sz. akna környékének vázlatos szelvényében (CSEH-NÉMETH *et al.* 1980)

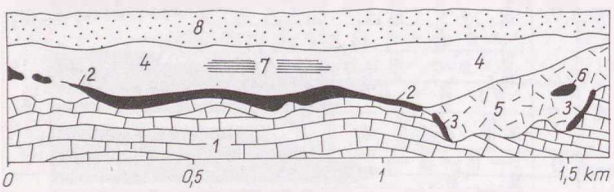
Karbonátos érctelep: 1. Zöld, tűzköves mészmárga. — *2.* Sötétszürke radioláriás agyagmárga (0,5—0,7 m). — *3.* Zöld és szürke, finoman csíkozott Mn-karbonátos érc (1,50—2,50 m). — *4.* Barna és világosbarna, finoman csíkozott Mn-karbonátos érc (1,00—2,00 m). — *5.* Fekete és világosbarna, finoman csíkozott Mn-karbonátos érc (1,00—4,00 m). — *6.* Szürke rodokrozit réteg (0,20—0,30 m). — *7.* Barna és világosbarna, durván csíkozott Mn-karbonátos érc (0,50—1,50 m). — *8.* Zöld, szürke és barna, durván csíkozott Mn-karbonátos érc (1,50—3,00 m). — *9.* Szürke rodokrozit-réteg (0,30—0,40 m). — *10.* Sötétszürke radioláriás agyagmárga.

Oxidos érctelep: 1. Agyag tűzkőcsíkokkal. — *2.* Sárga és barna radioláriás agyag. — *3.* Barna agyag, finoman rétegzett, szemcsés, oxidos Mn-ércccel. — *4.* Mn-oxid gumók. — *5.* Barna agyagos, finom rétegű, szemcsés Mn-oxid. — *6.* Barna agyagos, finomrétegű Mn-oxid érc; a barna agyagban Mn-oxid-gumókkal. — *7.* Tömött, rétegzett Mn-oxid érc. — *8.* Barna agyagos, durva rétegű Mn-oxid érc. — *9.* Zöld, agyagos, durva rétegű Mn-oxid érc. — *10.* Tömött, rétegzett oxidált Mn-érc. — *11.* Sárga radioláriás agyag.

28.6. táblázat. Úrkúti mangánlamellitek kémiai összetétele és nyomelem-tartalma*

Alkotórész	Súly%	Nyomelemek	ppm
SiO_2	10,22—21,31	Ba	500—1950
TiO_2	0,00— 0,28	Co	40—75
Al_2O_3	1,07— 3,76	Cr	1—14
Fe_2O_3	9,09—16,43	Cu	33—65
MnO_2	9,39—45,62	Ga	3— 9
MnO	0,00—30,77	Li	15—36
BaO	0,06— 0,46	Mo	4— 6
CaO	1,64— 2,98	Ni	14—69
MgO	0,08— 2,21	Pb	16—35
K_2O	1,14— 3,97	Sr	660—1000
Na_2O	0,23— 0,35	Ti	830—1050
P_2O_5	0,45— 1,08	V	27—125
$-H_2O$	9,29—10,17		
S	0,00— 0,06	Mn/Fe	0,78—3,42
CO_2	0,00—10,32		

*Különböző minták szélső értékei Szabó Z. szerint.



28.17 ábra. A postmasburgi oxidos Mn-érc telep földtani szelvénye (Borchert 1970)

1. Transvaal Dolomit. — *2.* Vasban dús Mn-érc. — *3.* Mn-érc. — *4.* Gamagara Agyagpala. — *5.* Breccsa. — *6.* Kovás Mn-érc. — *7.* Vastag rétegű vasérc. — *8.* Gamagara Kvarcit.

piroluzit finomkristályos, foltszerűen megjelenő halmazai szorítják ki; ritkábban durvakristályos vagy rostos üregkitöltéseket alkot. A *manganit* durvakristályos vagy koncentrikus szerkezetű halmazai általában üregeket töltenek ki (Cseh-Német—Grasselly 1966; Grasselly—Cseh-Németh 1961). A *vasásványokat* a goethit, hematit (lepidokrokit), az *agyagásványokat* a montmorillonit–illit keverékszerkezet, a kaolinit (és a glaukonit), a *törmelékes ásványokat* a kvarc képviseli; ezenkívül kevés kalcit, dolomit, gipsz és dahllit, a ritkább Mn-ásványok közül a ramsdellit, litioforit és todorokit is kimutatható.

28.62 AZ ÉDESVÍZI MANGÁNDÚSULÁSOK

Ezek anyaga vagy oxidos vagy karbonátos összetételű.

28.621 Oxidos összetételű édesvízi mangándúsulások. A kontinensek édesvízhálózatába került Mn-nak szárazulaton belüli kiválására elsősorban a hűvös–nedves és mérsékelt égöv podzolos talajú erdőkkel borított ama területei nyújtanak lehetőséget, ahol a hidrográfiai helyzet és egyéb tényezők következtében a vízelvezetés nem túlságosan élénk. Ilyen helyeken — pl. Európának és Észak-Amerikának a würmi eljegesedés idején jégtakaróval borított pajzsain — a források, folyók, tavak, mocsaras mélyedések („bog"-ok) fenekén, az eszkerekben és a talajban is igen gyakoriak a többnyire Fe-t is tartalmazó, sötétszürke–fekete színű Mn-oxid kiválások (konkréciók, gumók, bekérgezések). Ezek Mn/Fe aránya többnyire $<0,2$—0,8 közé esik, az Ontario-tóban azonban 0,09 és 2,38, a Michigan-tó Zöld-öblében (a Green Bayben) 0,009 és 4,76, a Pinnus Järvi tóban (SZU) pedig 0,47 és 2,84 között van.

A tófeneken heverő, változatos (gömb, korong, pénz, csészealj, burgonya, borsó vagy szőlőfürt) alakú, dudoros felületű *konkréciók*

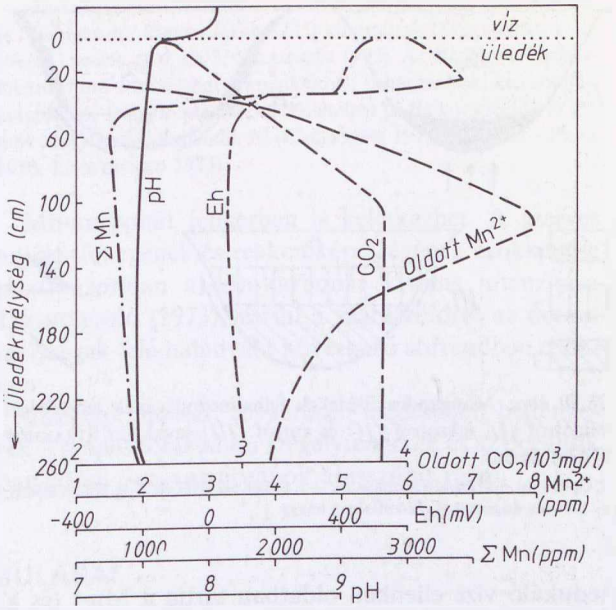
A dél-koreai Janggun csapadékvíz átszivárgása nyomán kialakult, felszínközeli Mn-oxidos telepének az itteni kambriumi mészkő- és dolomitösszlettel szingenetikus anyakőzete Bricker (1955) és Kim (1980) szerint exhalációs–hidrotermális Mn-karbonát (rodokrozit) volt, amely helyettesítés, üregkitöltés, kilúgzás és konkrécióképződés révén fokozatosan manganittá, birnessitté, nsutittá, piroluzittá, kriptomelánná és todorokittá alakult át; a rodonitból pedig amorf Mn-oxidok képződtek. Az oxidos Mn-érc masszív testekként fedi a meredek dőlésű Mn-karbonátrétegeket ott, ahol azok Mn-tartalma nagyobb; megmegszakadó, szabálytalan vagy konkréciós testekként jelenik meg azonban a kicsiny Mn-tartalmú karbonátok felett. Az elsődleges (karbonátos) és a másodlagos (oxidált) ércek közötti határ éles és szabálytalan.

* * *

A Dél-afrikai Köztársaság Postmasburg–Aucampsrusti térségében — részint a prekambriumi Gamagara Agyagpalába zártan, nagyobbrészt azonban e paláknak a fekvő Transvaal Dolomit karsztos felszínével való érintkezésén — kifejlődött, oxidos Mn-érc telepek *(28.17 ábra)* kialakulási folyamata máig sem tisztázott. Helyzetük alapján e telepek Mn-tartalmát általában a Transvaal Dolomit 3%-ot is elérő Mn-mennyiségének a mállási kioldódásából származtatják, amit a karsztos mélyedések felé áramló talajvíznek a fedő palaösszlet általi lefojtódása könnyített meg. Söhnge (1977) szerint a nyomás alatt álló talajvíz feldúsult Mn-tartalma azután részint a dolomit üregeiben, részint a fedő repedéseibe hatolt, és azok anyagát helyettesítve csapódott ki. Borchert (1970) viszont a nyugat-németországi Lindner Mark-i lelőhely példája nyomán úgy véli, hogy a Mn^{4+}-oxidok kicsapódására a Mn-t és az Fe-t kioldó, humuszsavas leszálló karsztvíznek az oxigénben dús felszálló karsztvízzel való találkozásán került sor. Azt a tényt, hogy a délafrikai telepeken az alacsony hőmérsékletű Mn-ásványok (piroluzit, pszilomelán, kalkofanit, litioforit, manganit) magas hőmérsékletűekkel (braunit, vasban dús bixbyit, jacobsit, hausmannit) keverednek, sőt Li-ot, Na-ot, F-t és B-t is tartalmaznak, De Villiers (1944) előbb hidrotermák felnyomulásával, később (De Villiers 1960) hosszantartó terhelési metamorfózis okozta átkristályosodással, De Villiers (1971) és Söhnge (1977) pedig a későbbi bosztonittelérek és teleptelérek termális hatásával magyarázza. Idáig azonban egyik magyarázatot sem sikerült elfogadtatni.

és *gumók* átmérője többnyire < 1—10 mm. A New York állambeli Oneida-tóban azonban 60 cm-es gumót is találtak. A gumók alakját fémtartalmuknak felülről (a medence vízoszlopából) vagy alulról (a fekvő üledék pórusvizéből) való származása szabja meg. Alakjaik és méreteik hasonlósága növekedésük egyidejű megindulására, különbözőségük a fémionok és a kristályosodási magvak rendelkezésre álló mennyiségének helyi különbségeire utal. A lapos gumók képződését általában az alacsony vízállásnál bekövetkező talajvízbetörésekkel s a fémtartalomnak ehhez fűződő, fölfelé irányuló, korai diagenetikus mozgásával magyarázzák. A nagyobb méretek inkább a tavi, a kisebbek a folyóvízi Mn-gumókat jellemzik.

A néhány tized-mm-től 3—4 cm-ig terjedő vastagságú, tavak és vízfolyások fenekén egyaránt gyakori *bekérgezések* többnyire homokszemcsék, kavicsok, görgetegek felületét vonják be. A glaciolakusztris agyagok (I. kötet, 7.72. fejezet) felszínét gyakran 3—4 cm vastag, rétegszerű Mn-oxid kiválás borítja. A Mn-kicsapódásnak azonban csak egy része szinszedimentációs, vagyis közvetlenül a tóvíz ionos oldatából kiváló üledék. A Mn jelentős hányada a már lerakódott üledék pórusvizében diagenetikusan koncentrálódva csapódik ki azoknak az egyébként oxikus vízű tómedencéknek a fenekén, amelyek sok bomló szerves anyagot tartalmazó, oxigénhiányos üledékében az üledék/víz határ alatt 30—40 cm-re már reduktív viszonyok uralkodnak *(28.18* és *28.19 ábra)*. Itt ui. a törmelékes szemcsékkel együtt leülepedett mangánoxid-részecskék Mn^{4+}-tartalma — valószínűleg bakteriális közreműködéssel — Mn^{2+}-ná redukálódik, és feloldódva a pórusvízben felszaporodik. Ez a Mn-dús pórusvíz a koncentráció-csökkenés irányába, tehát fölfelé vándorol, és a redox-, valamint pH-változások következtében feloxidálódott Mn-ját az üledék felszínén ejti ki.



28.18 ábra. A szilárd és oldott Mn, valamint az oldott CO_2-tartalom, továbbá az Eh és pH értékek függőleges megoszlása az üledékoszlopban (CRERAR *et al.* 1980)

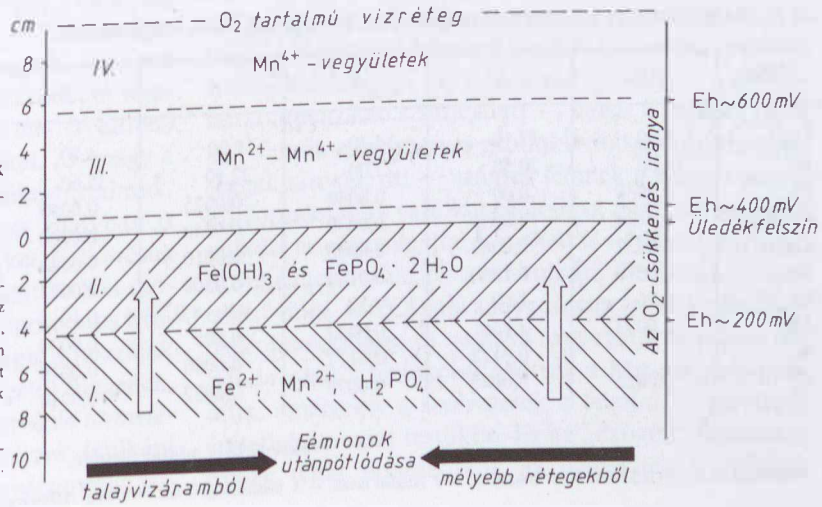
A tavi üledékek vas–mangán telepeinek elrendeződése STRAKHOV (1966, 1976) szerint olyan három alaptípust követ, amelyek lényegileg a tó eutrofizálódási fokában, ill. üledékeinek szerves C-tartalmában különböznek egymástól *(28.20 ábra)*:

a) Jól szellőzött vizű oligotróf tavak 1,5—2% C_{org}-ot tartalmazó üledékeiben — amilyenek Észak-Svédország, Finnország és a Kola-félsziget tavai, meg az Onega- és a Ladoga-tó — a vas–mangánásványok a partoktól távol, a tómedence középső részén, viszonylag nagy vízmélységben halmozódnak fel.

b) Az észak-svédországi Jamtland és Lapland jól szellőzött, még oligotróf tavaiban (és föltehetően az USA-beli Trout Lake-ben is) a Mn-kiválás maximuma a szublitorális zónára korlátozódik, s legfeljebb a legmélyebb (Mn-mentes) medencerész peremét kísérő, gyűrűszerű sávra terjed ki.

c) A SZU-beli Vig-, Janis és Pinnus-tó, valamint a kanadai Shebandoni-tó mezotróf vizében a Mn-kiválás az 1—3,6 m mélységű litorális övben a legnagyobb mértékű, és legfeljebb a szublitorális zónába nyúlik át, de e tavak középső, mély részén teljesen hiányzik.

Úgy tűnik tehát, hogy a vas–mangánoxid felhalmozódási helye a szabad víztömeg és az üledék szerves-anyag-tartalmának növekedésével egyre inkább a partok felé tolódik el. A gyengén oligotróf és a mezotróf tavak enyhén reduktív fenékrégiójában mobilizálódott Mn (és Fe) a partok felé vándorol, és a sekély részek oxigéndús vizével érintkezve, oxidos formában kicsapódik. A teljesen eutrofizálódott tavak erősen



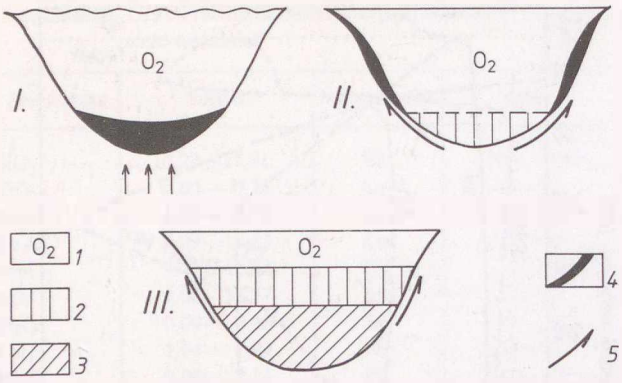
28.19 ábra. Fe-, P- és Mn-tartalmú tavi ércek Eh-függő kicsapódási tartományainak elvi vázlata (HALBACH 1975)

I. zóna: Minden vegyület oldott állapotban van.

II. zóna: A vasfoszfát és a vashidroxid kolloid formájú, egyszerre történő kicsapódása pizoidos vasérc (babérc) keletkezéséhez vezet. A Fe és a Mn itt részint a közeg oxidációs viszonyai, részint az iondiffúzió révén válik külön. Az üledék/víz határon (Eh = 400 mV-ig) azonban a Mn kiválása is megkezdődik; ezért itt Mn- és Fe-dús rétegek váltakozásából álló, lapos konkréciók képződnek.

III. zóna (400—600 mV között): A Mn^{2+}–Mn^{3+} együttes kiválásának megélénkülése miatt összefüggő Mn-kérgek képződnek.

IV. zóna (600 mV fölött): Tiszta MnO_2 fázis csapódik ki.



28.20 ábra. Mangándús üledékek felhalmozódásának lehetőségei oligotróf *(I)*, mezotróf *(II)* és eutróf *(III)* tavakban STRAKHOV (1976) szerint

1. O_2-dús víz. — *2.* Enyhén anoxikus víz. — *3.* Erősen anoxikus víz. — *4.* Mn-érc kiválás. — *5.* A Mn diagenetikus vándorlásának iránya.

redukáló vize ellenben oldatban tartja a Mn-t (és a Fe-ot is). E tavakban tehát nem képződnek mangános kiválások; a Mn valószínűleg „kimosódik" belőlük, s a talajvízben folytatja a tengerek felé vezető útját *(28.22 ábra)*.

Számos közép-finnországi mezotróf tónak a partvonallal párhuzamos, 1—3 m mélységű részeiben az üledék/víz határon levő vas–mangángumók és -kérgek Mn-tartalma 23%-ot, Fe-tartalma 46%-ot is elér (HALBACH 1975). A tófenéki üledék egyébként zöldes vagy barna, szerves anyagban gazdag agyag és aleurit. Ennek vas–mangántartalma legalul pizoidok, középütt lapos konkréciók, legfelül bekérgezések alakjában koncentrálódott. E koncentrátumok alulról fölfelé növekvő Mn/Fe hányadosa a két elem vándorlás közbeni elkülönüléséről tanúskodik.

A Mn-koncentrációnak a Michigan-tó Zöld-öblében és másutt is a beömlő folyók torkolatvidékétől távolodva észlelt csökkenése, s a Fe-nak ugyanezen irányban tapasztalt dúsulása látszólag ellentétes a Mn ionos oldatban való nagyobb mozgékonyságáról alkotott és sokszorosan igazolt képpel. Itt azonban nyilván nem egyszerű ionos oldatban, hanem szerves komplexek alakjában való elemdúsulásról van szó, amelyben a Fe a Mn-énál stabilisabb szerves komplexekkel vesz részt.

A kevés idevágó irodalmi adat szerint a kontinentális vas–mangángumók és bekérgezések, ill. a Mn-oxiddal cementált tavi üledékek közé iktatott tiszta vas–mangán-oxidos rétegek Mn-tartalma előbb *kolloid gél*ként válik ki, majd ennek öregedésével főként pszilomelánból és todorokit vagy birnessit típusú ásványokból álló keverékké alakul át. Az Fe általában önálló fázisokban különül el; ezek szalagjai koncentrikusan vagy rétegesen váltakoznak a Mn-dús szalagokkal. Igen gyakori vasásvány a goethit (α-FeOOH), ritkább a lepidokrokit (γ-FeOOH).

A nagy fajlagos felületű, kolloid Mn-oxidok — negatív töltésük következtében — gyakran adszorbeálják a kontinentális állóvizek kationjait, sőt ezek egy része a kristályos állapotú Mn-oxidok szerkezetébe is beépül. Ezzel magyarázható, hogy az édesvízi Mn-üledékekben a Na, K, Ba, Ca, Mg, Co, Ni, Zn és Cu mennyisége meghaladja e fémek klarkját *(28.7 táblázat)*. Az édesvízi Mn telepek Na-, K-, Ba-, Ca- és Mg-tartalma általában nagyobb, Co-, Ni- és Cu-tartalma viszont jóval kisebb, mint a tengerieké. E fémdúsulások mértékét a származási hely fémtartalmán kívül a lerakódási környezet szerves komplexei és pH-ja befolyásolják; a pH csökkenésével rendszerint az adszorbeált kationok mennyisége is csökken. Az angliai, finnországi és kanadai tavak vasdús gumóinak és kérgeinek a vas mennyiségével emelkedő foszfortartalma vagy ferrifoszfát ($Fe^{3+}PO_4$), vagy strengit ($FePO_4 . 2H_2O$) alakjában, vagy a goethiten adszorbeálódva van jelen (GORHAM—SWAINE 1965; HALBACH 1975; CALLENDER—BOWSER 1976).

Az édesvizű tavak diagenetikus Mn- és FeMn-képződményeinek a helyi viszonyoktól függő növekedési sebességét különböző szerzők millió évenkénti 1000—3000 mm és 100 000—150 000 mm között határozták meg (ROY 1981).

Összegezve: a tavi oxidos mangánércek genetikailag

28.7. táblázat. Néhány édesvizű tó Mn-gumóinak és kérgeinek %-os fémtartalma*

Fém	1	2	3	4	5	6	7	8
Mn	8,90	17,10	14,40	7,20	4,70	27,3	24,29	5,48
Fe	19,80	20,50	23,00	22,50	35,60	16,0	13,86	16,49
Ni	0,0358	0,00	0,0040	0,0025	0,0040	0,014		
Co	0,0134	0,0650	0,0070	0,0040	0,0080	0,022		
Cu	0,0032	0,0360	0,0080	0,0010	0,0040	0,001		
Pb	0,0070	0,1890	0,0140	0,0500	0,0027	0,002		
Ba	0,96	1,20	0,30	0,8—8,0	0,10			
Mo	0,0033	nyom	0,0032	0,005	0,0030			
V		0,0127	0,0127	0,0080	0,0010			
Cr	0,0025	0,0045	0,0075	0,0032	0,0010			

*ROY (1981) adatai alapján.

1. Michigan-tó. — *2.* Ontario-tó. — *3.* Oneida-tó. — *4.* Angliai tavak. — *5.* Svédországi tavak. — *6.* Ship Harbour-tó (Kanada). — *7.* Onyega-tó. — *8.* Ladoga-tó.

a BONATTI *et al.* (1972)-féle „hidrogénes csoport"-ba tartoznak, amelyet a vízből, *a törmelékes üledékképződés lassúsága és a fémtartalom megfelelő pótlódása mellett, oxidációs körülmények között végbemenő lassú kicsapódás és adszorpció jellemez.*

28.622 Karbonátos összetételű édesvízi mangándúsulások. Ha a Mn vándorlása során a szabad víztömeg vagy a pórusoldat CO_2-tartalma azt lehetővé teszi, a benne oldott Mn^{2+} egy része hidrogénkarbonátos alakban továbbvándorol. Ahol azután a CO_2 parciális nyomása hirtelen lecsökken, de a környezet még anoxikus jellegű, ott ez a mangán rodokrozit képében válik ki a következő reakció szerint:

$$xCaCO_3—yMn^{2+}—(Ca_{x-y}Mn_y)CO_3 + yCa^{2+} .$$

Mn-karbonátos üledékeket számos édesvízű tóból (pl. Ontario- és Michigan-tó; Pinnus Järvi: SZU) kimutattak (STERENBERG *et al.* 1966; DAMIANI *et al.* 1973; CALLENDER 1973). Az üledék/víz határfelületre eljutó Mn viszont feloxidálódva, bekérgezések, kicsapódási magokként szolgáló szemcsék jelenlétében pedig konkréciók és gumók alakjában halmozódik fel (CALLENDER 1973; CALVERT—PRICE 1970; LOGVINENKO 1973).

Mn-karbonát tengerben is keletkezhet. A szerves anyag tömegének és reakcióképességének csökkenése miatt azonban a Mn-karbonát kiválás intenzitása LOGVINENKO (1973) szerint a szárazföldről az óceáni mélységek felé haladva a következő sorrendben csökken:

tőzegláp, mocsár, tó→erősen kiédesedett beltengerek→rendes sótartalmú szegélytengerek és az óceánok partközeli öve→az óceánok abisszikus része.

28.63 A SZÁRAZFÖLDI HŐFORRÁSOK Mn-DÚSULÁSAI

Ezek főleg az észak-amerikai és japán hőforrásteraszokon tanulmányozhatók. A csak 0,1—3,4 ppm-nyi Mn-t tartalmazó felszíni hidrotermákból lerakódó Mn-oxidok (pszilomelán, kriptomelán, piroluzit, birnessit) mindig fluorittal (CaF_2), kalcittal, barittal ($BaSO_4$) és forrásmészkővel társulnak. Csupán ásványtani érdekességű, vékony bekérgezéseket alkotnak a többi forrásüledék felületén.

28.7 A TENGERI MANGÁNÜLEDÉKEK

Anyagi összetételük és megjelenésmódjuk lerakódási helyük vízmélységének, ill. a szárazulatoktól és szigetektől való távolságának, valamint tektonikai és ezzel kapcsolatos vulkáni és hidrotermális aktivitásának a függvénye. Ezen, lényegileg lemeztektonikailag irányított tényezők érvényesülésének a mértéke határozza meg, hogy a Mn-lerakódás folyamatában az exogén vagy endogén fémkiválás kerül-e fölénybe. Ez pedig nagyon fontos kritérium, mert ettől függ, hogy a lerakódott üledék a Mn mellett mennyi és milyen más fémet fog tartalmazni.

28.71 A VULKANOGÉN ÉS HIDROTERMÁLIS Mn-ÜLEDÉKEK

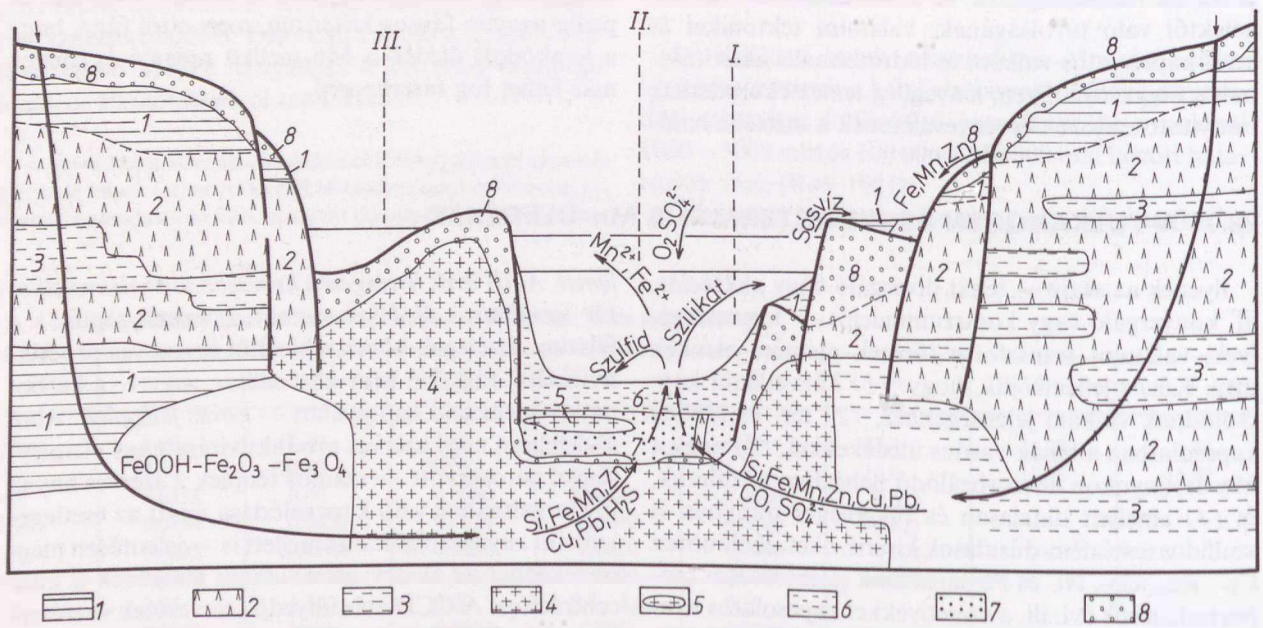
Ilyenek az aktív — tehát divergáló vagy akkréciós, ill. konvergáló vagy komszummációs — lemezszegélyek, valamint transzform törések mentén jelennek meg. Közös jellemzőjük, hogy: *(1)* közvetlenül kapcsolódnak vulkáni jelenségekhez, *(2)* tér- és időbeli kapcsolatban állanak vasdús üledékekkel, *(3)* nagy a Mn-ásványokon adszorbeálódó nehézfém-tartalmuk, és *(4)* emellett oldalasan és függőleges irányban is szulfidos nehézfém-dúsulások kísérik őket. Különösen Cu-, Zn-, Co-, Ni- és Pb-tartalmuk jelentős. Két csoportjuk, a rift övi, ill. a szigetívekkel kapcsolatos Mn-dúsulások üledéktani jellemvonásai mégis a hozzájuk keveredő „rendes" üledékek mennyiségétől függenek. *A szigetívek fémgazdag üledékeit ui. a terrigén törmelékek és szubaerális vulkanogén alkotórészek* (vulkáni üveg, montmorillonit, klorit stb.) *nagy részaránya jellemzi. A rift övek lényegesen kevesebb törmelékes alkotót tartalmazó üledékei viszont* a vízmélységtől s a felszíni vízrétegek hőmérsékletétől és szerves produktivitásától függően *vagy karbonátos, vagy* — a karbonátkompenzáció szintje alatt — *kovás jellegűek*. Ahol a vízfelszín nagy szerves produktivitása nagy vízmélységgel párosul, ott — számos fémnek a szerves anyag körforgalmához való kapcsolódása miatt az esetleges vulkáni anyagszolgáltatás mellett is — jelentősen megnövekedhet az üledék nem-vulkáni fémjeinek a koncentrációja. A CCD alá süllyedő szervezetek vázrészeinek feloldódása és szerves anyagaik bomlása ui. mindazokat a fémeket (közöttük a Mn-t is) felszabadítja, amelyeket a szervezetek a felszíni tengervízből építettek be saját testükbe. Ez az „exogén" fémmennyiség tehát hozzáadódik az üledéknek a vulkáni,

exhalációs és hidrotermális folyamatokból származó, „endogén" fémtartalmához. De még a nyilvánvalóan vulkanogén óceáni régiókban is mindig számottevő lehet a „tisztán üledékes" (tehát a tengervízből közvetlenül vagy biológiai közvetítéssel kiváló) fémek részaránya! Ezt az bizonyítja, hogy pl. a Kelet-Pacifikus Hátság fémgazdag üledékeinek $^{87}Sr/^{86}Sr$ aránya és ritkafém eloszlása megegyezik a tengervízével (DYMOND *et al.* 1973).

28.711 A rift övek fémgazdag üledékei legközvetlenebbül a Vörös-tenger központi hasadékvölgyében tanulmányozhatók *(28.21 ábra)*. Ezen üledékek fémtartalma az itteni 50—60 °C-ú hőforrások nagy Cl-tartalmú, túlsós vizéből válik ki, és keveredik el e tartomány rendes terrigén és karbonátos elegyrészeivel (a kvarc- és földpátszemcsékkel, agyagásványokkal, a foraminiferás, pteropodás, kokkolitos mésziszappal). E hévizek sótartalmát a riftesedés korai szakaszában a rifttengely szomszédságában lerakódott evaporitokból, ill. ezeknek a lefelé mozgó tengervíz általi oldódásából származtatják *(28.8 ábra)*. A tengerfenéken újra felszálló forró oldatokból a fémek — a hasadékvölgyet kitöltő, különböző sókoncentrációjú és hőmérsékletű vízrétegek Eh és pH viszonyainak megfelelően — frakcionáltan válnak ki. Így tehát a feláramlási központ körül az *oxidos*, a kalkopirittel, markazittal, szfalerittel, galenittel jellemzett *szulfidos*, továbbá a *szulfátos*, a *karbonátos* és a szmektitekben dús *szilikátos* üledékfáciesek öves elrendeződésben követik egymást. Ezek körül a feláramlás helyéhez a szulfidok, a szilikátok és a vashidroxidok öve esik legközelebb. A Mn-oxidok az ezektől távolibb, peremi övekben — túlnyomórészt manganit alakjában — jelentkeznek. A karbonátos Mn-ásványok (rodokrozit, manganosziderit) ellenben vékony lemezek, rétegszerű betelepülések formájában a fémgazdag kifejlődésnek mind a belső, mind a külső öveiben egyaránt megtalálhatók.

A Vörös-tengerinél idősebb, Atlanti- és Csendes-óceáni hasadékövek fémtartalmú üledékei mind ásványtársaságuk, mind általános megjelenésük szempontjából eltérnek a Vörös-tengeri típustól. Tengerfenéki hőforrásaik vize ui. nem túlsós; szulfidos (Cu + + Fe) kiválás pedig az üledékfelszínen csak kivételesen, és akkor is csak a forráskürtő közvetlen közelében tapasztalható. A nehézfém-szulfidok nagy része az üledék mélyebb részéhez kötődik. A fáciesövek egyszerűbbek: a kürtő közelének üledékei nontronitosak és ferrihidroxidosak; a Mn rendszerint a külső gyűrűben, todorokit és birnessit alakjában dúsul; a nehézfémek pedig részint a Mn-, részint a Fe-oxidokon adszorbeálódnak, ill. a Mn-oxidok „szerkezeti alagút"-jaiban rejtőzködnek.

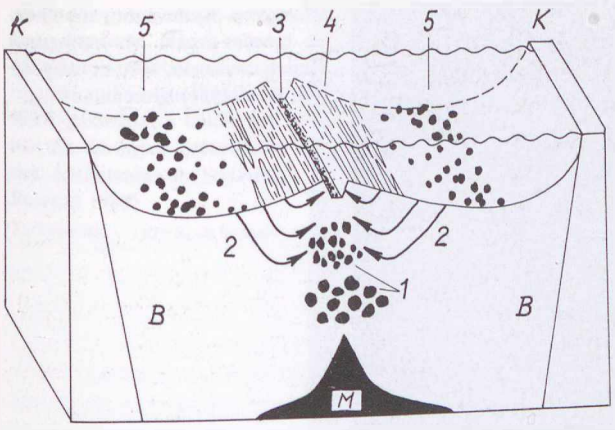
A Mn-dúsulás a hidrotermák feláramlási helyétől távolabb, az óceáni hátság lejtőjén is jelentős. Ezek-



28.21 ábra. A Vörös-tenger központi hasadékvölgyében folyó hidrotermális fémkiválások BÄCKER (1973)-féle genetikai modellje

1. Holocén–pliocén üledékek. — *2.* Miocén evaporitok. — *3.* Zn-dús agyagpala. — *4.* Bazaltos óceáni kéreg. — *5.* Bazalt teleptelér. — *6.* Szilikátok. — *7.* Szulfidok, szilikátok és szulfátok. — *8.* Fe–Mn-oxidos peremi fácies.

I. Nagy sótartalmú, 25—150 °C-ú forró sósvíz (pH < 6; Eh negatív).
II. A tengervíz és a nagy sótartalmú, meleg víz keveredési öve, kevés fémionnal.
III. Nagy sótartalmú, kénhidrogénes hideg sósvíz, fémionok nélkül.



28.22 ábra. Az óceáni Fe–Mn kiválások regionális arányváltozásainak elvi tömbszelvénye (CRONAN 1980).

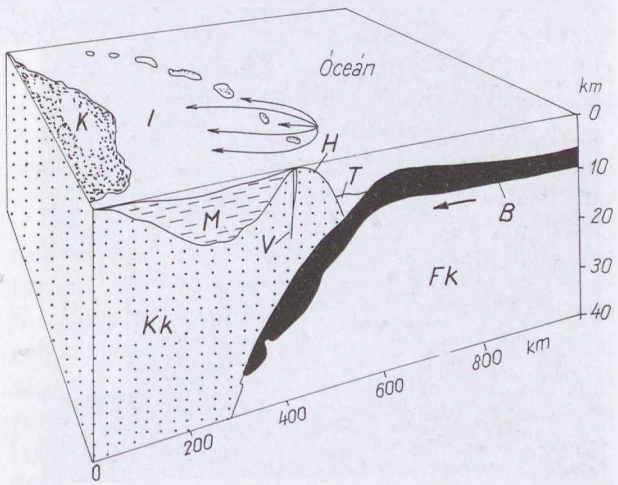
B = Bazaltos kéreg. — *M* = Magma. — *K* = Kontinens.

1. Szulfidos és szilikátos kiválások helye (Mn/Fe 0,01). — *2.* Beszivárgó, majd hidrotermák alakjában felszálló tengervíz. — *3.* A központi hasadékvölgy alján felhalmozódó („bazális") Fe–Mn-dús üledék (Mn/Fe = 0,33). — *4.* Vasban gazdag Fe–Mn-oxidos kéreg (Mn/Fe = 0,6—1). — *5.* Mn-gumók (Mn/Fe = 5).

28.712 A szigetívek fémgazdag üledékei *(28.23 ábra)* a rendelkezésre álló kevés megfigyelés alapján kisebb-nagyobb területen folyó vízalatti fumarola-tevékenység termékeinek minősíthetők. A tengerfenék piroklasztitjain áthatoló forró gőzök és gázok fémionjait vagy maga az üledék ejti foglyul, vagy az üledék felszíne vonódik be a fumarola és a tengervíz kölcsönhatásaként keletkező fémvegyületekkel. A $CO_2 + H_2S + SO_2 + H_2O$ összetételű fumarola-gáz rendkívül savanyú (átlagosan 2,53 pH-jú) kémhatását a tengervíz alkáliái már néhány méteren belül semlegesítik. A feláramlás közvetlen közelének üledékeiben a szulfidok (markazit, pirit, kalkopirit, arzenopirit) mennyisége sokszor 40%-ot is elér. Innen kifelé haladva előbb a $Fe(OH)_3$, az ún. külső exhalációs udvarban pedig a Mn-oxidok és a rajtuk adszorbeálódó nehézfémek (pl. Zn) a fő üledékalkotók. Ebben az üledéktípusban a Fe mellett a Hg is megjelenik.

ben a hátság vonalát kétoldalt kísérő sávokban azonban az üledékfelszínt borító Mn-kérgeknek és -gumóknak már csak a gyakorisága és az átlagosnál nagyobb Mn/Fe hányadosa árulkodik arról, hogy „endogén" Mn ionokat tartalmaznak; egyébként alig különböznek a közönséges szinszedimentációs vagy diagenetikus Mn-kiválásoktól (28.33. fejezet és *28.22 ábra*). Oxihidroxidos anyaguk különböző méretű, kékesszürke és fekete színű, szilánkos–kagylós törésű, jól rétegzett, tömeges, porózus, földes, szemcsés vagy breccsás szerkezetű lencséket, tömzsöket, muglyákat és gumókat formál. Mikroszkóp alatt kollomorf, tömör, pettyes–foltos vagy mozaikos szövetűek.

Fő ásványaik (a kriptomelán, piroluzit, pszilomelán, a hausmannit és a Mn-hidroxidok) mellett braunitot, bixbyitet, jacobsitot, credneritet, koronaditot és — ritkán — Zn-tartalmú heterolitot is tartalmazhatnak. A SiO_2-t tűzkő, radiolarit, kalcedon, opál, kvarc és jáspis képviselheti. A vas önálló ásványokat (hematit, goethit) alkot, a kovával társul, vagy a Mn-ásványokba épül be.



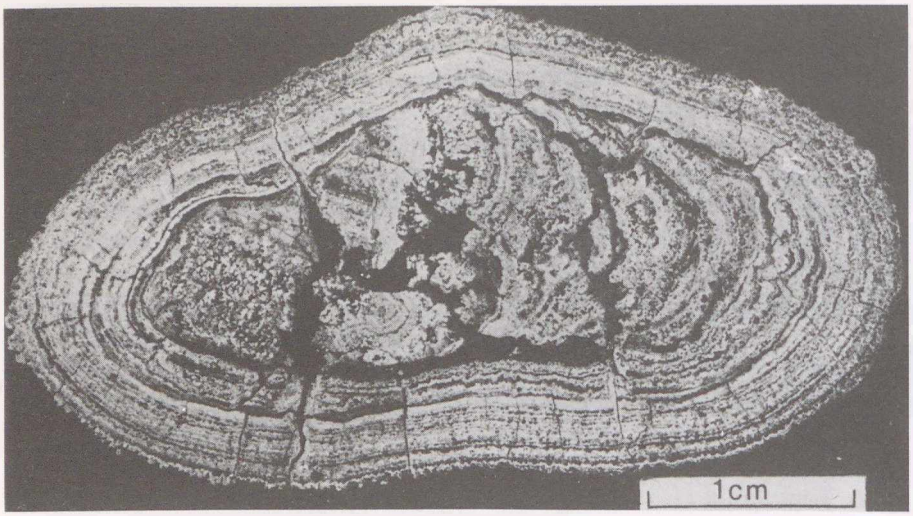
28.23 ábra. Fémgazdag üledékek felhalmozódási lehetőségei a szubdukció övében kifejlődött szigetív két oldalán (CRONAN 1980)

K = Kontinens. — *I* = Ívmögötti medence (lehetséges riftesedési hely). — *Kk* = Kontinentális kéreg. — *B* = Bazaltos kéreg. — *Fk* = Felsőköpeny. — *M* = Az ívmögötti medence részben vulkanogén üledékei. — *T* = A mélytengeri árok törmelékes üledékei. — *H*: A hidrotermák szulfidos-vasas-mangános üledékeinek lerakódási helye. — *V* = Vulkáni csatorna.

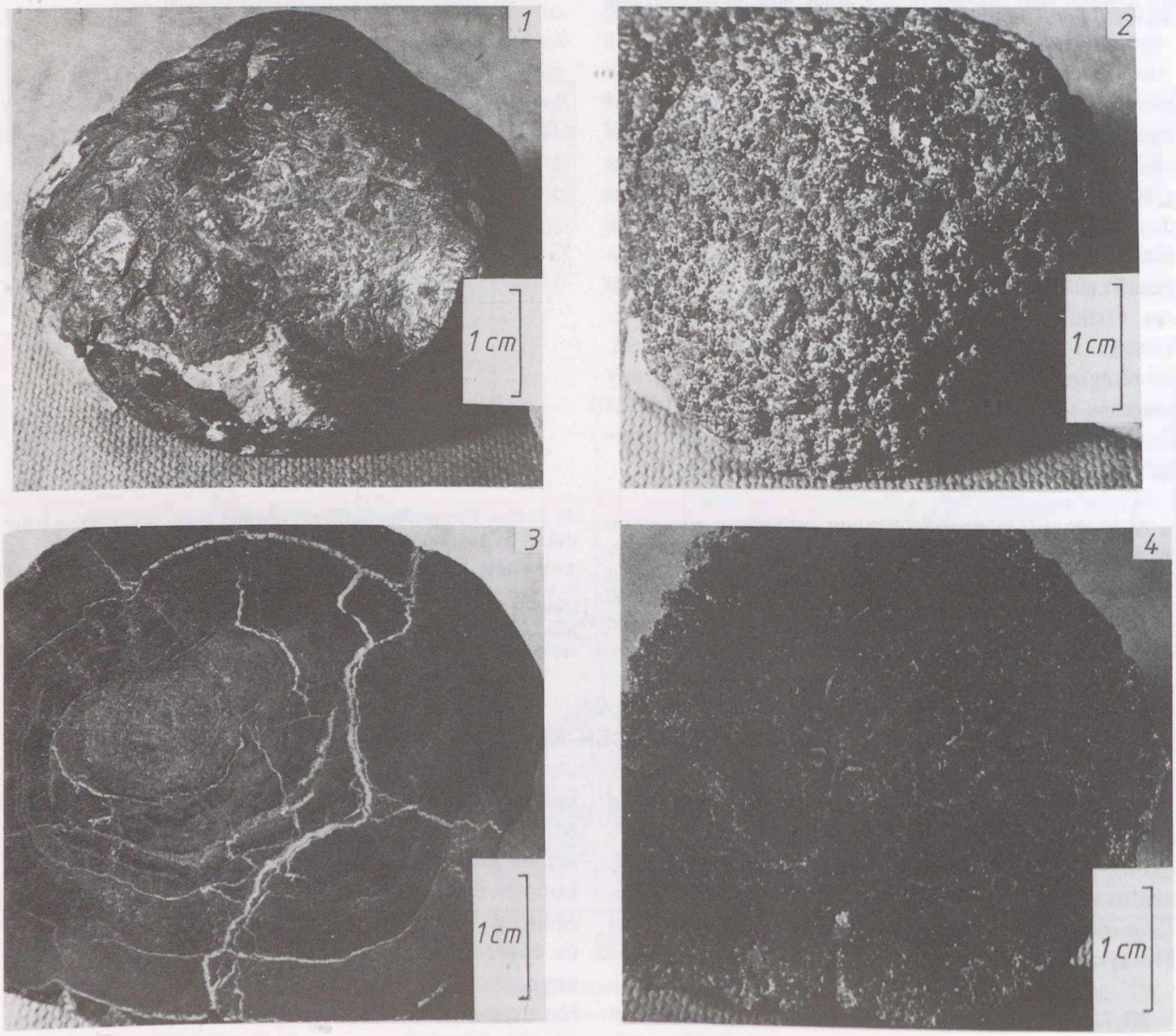
28.72 A TEKTONIKUSAN INAKTÍV MEDENCÉK Mn-DÚS ÜLEDÉKEI

Ez a cím részint az óceáni aljzat abisszikus síkságain és nyugalomban levő kiemelkedésein (a „sea-mount"-okon), részint a selfeken és beltengerekben kialakult, oxidos vagy karbonátos anyagú, gumós vagy bekérgezéses megjelenésű, szinszedimentációs és diagenetikus Mn-kiválásokat öleli fel.

28.721 Mélytengeri vas–mangángumók és -kérgek. A mai tengerek Mn-dús üledékei 99%-ának Mn-tartalma oxidos és oxi-hidroxidos vas–mangánásványokhoz kötődik. Ezek túlnyomó többsége gumókat, kis hányada bekérgezéseket és bevonatokat alkot. Mindkét forma az üledék/víz határon, olyan környezetben jön létre, ahol mind a törmelékes, mind a karbonátos üledékképződés üteme igen lassú, vagy éppen szünetel. Gyors üledékképződés esetén a Mn-oxidok és -hidroxidok szemcséi elvegyülnek a meddő üledék anyagában. Ilyenkor elsődleges Mn-dúsulás egyáltalán nem következik be, s az utólagos (diagenetikus) dúsulás lehetősége is igen korlátozott. Kedvez a Mn-kiválásnak a CCD szintje alatti környezet akkor, ha oxigénben dús víz alatti áramlások a kicsapódó Mn-

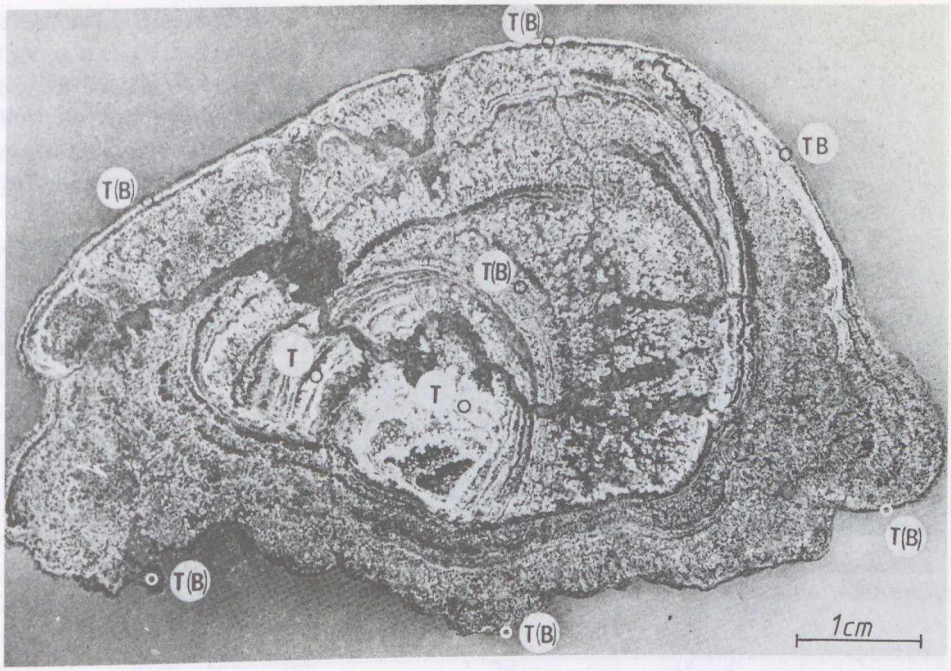


28.24 ábra. Kettévágott, többmagvú csendes-óceáni Mn-oxid-gumó felületi csiszolata, 4000 m mélységből, Roy (1981) nyomán



28.25 ábra. Egy a Blake-plató 900 m-es mélységéből *(1,3)*, és e plató szomszédságának 4743—4892 m-es mélységéből származó Mn-gumó felszíne és keresztmetszete *(2,4)*

Grasselly Gyula ajándéka.



28.26 ábra. A Csendes-óceán K-i részének (Horn-régió) 4525 m mélységéből származó mangángumó metszetének felületi csiszolata, a belőle vett minták ásványos összetételének feltüntetésével (SOREM—FEWKES 1980)

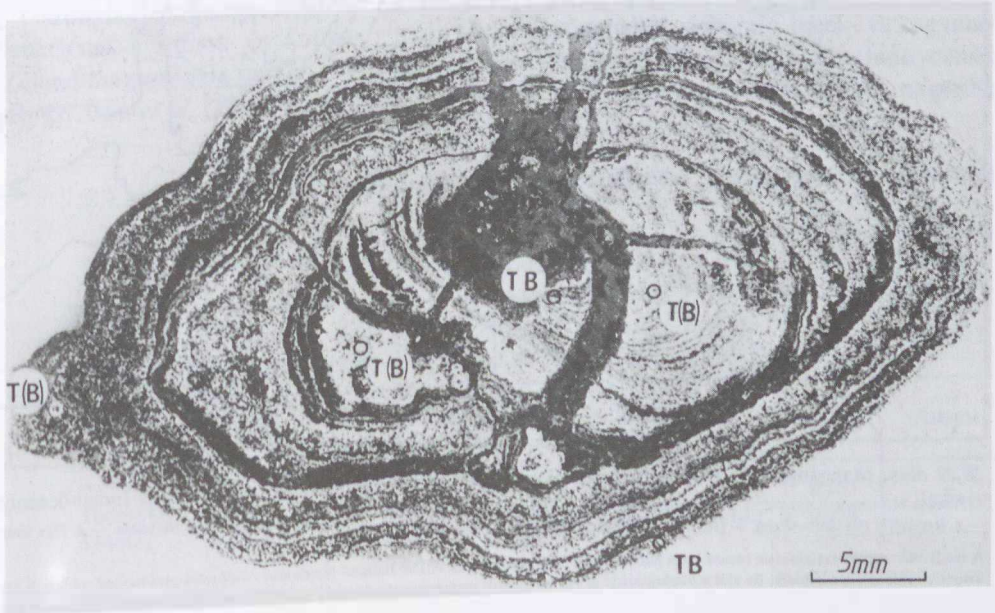
T = Todorokit. — *(B)* = Kevés birnessit.

mennyiséget hosszú időn át pótolni képesek anélkül, hogy a már lerakódott Mn-t magukkal ragadnák. A vízfenék áramlásárnyékot biztosító hajlatai tehát előmozdíthatják a Mn-kiválást. A gumók és kérgek egyébként sem egyenletes növekedési sebessége még így is millió évenként mindössze 1—40 mm-re tehető.

Megjelenésük szerint RAAB—MEYLAN (1977) a tengeri Mn-oxid kiválásokat — az átmenetek lehetőségének hangsúlyozásával — a következőképpen osztályozta:

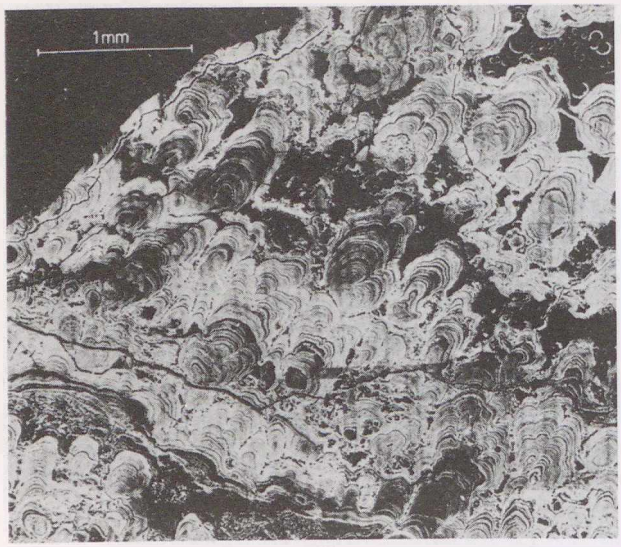
— Fe–Mn-hártyák és -bevonatok (pl. cephalopoda-héjakon),
— agglutinált kiválások,
— nagyobb görgetegeket, sziklafelszíneket, réteglapokat borító bekérgezések,
— gumók.

A szabályos gömbtől a lapos korongon át a hengeresig terjedő alaki sokféleség leginkább a gumókat jellemzi *(28.24—28.26 ábra)*. Változatosságuk ellenére ezeknek az a közös tulajdonsága, hogy szinte kivétel nélkül valamilyen idegen magból (intraklaszt, vulkáni törmelékdarab, vázmaradvány, halfog, foszforitgumó stb.) és arra koncentrikusan vagy szubkoncentrikusan (változó vastagsággal, sőt meg-megszakadva) rárakódott Fe–Mn-kérgek ritmikus sorozatából állanak *(28.27 ábra)*. Többen megkísérelték morfológiai ala-



28.27 ábra. A csendes-óceáni Horn-régió 5215 m mélységéből származó mangángumó metszetének felületi csiszolata, a belőle vett minták ásványos összetételének feltüntetésével (SOREM—FEWKES 1980)

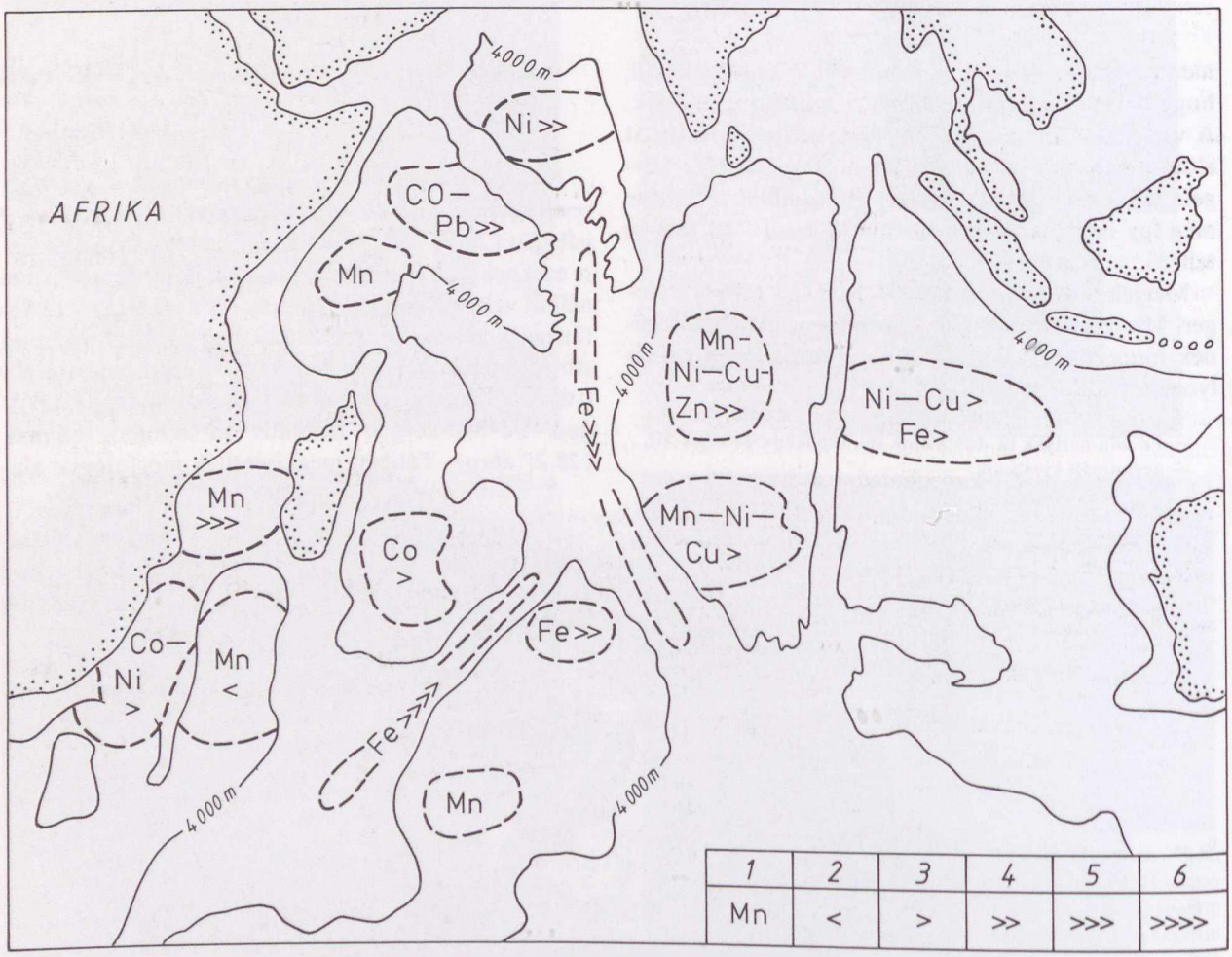
T = Todorokit. — *B* = Birnessit. — *(B)* = Kevés birnessit.



28.28 ábra. A La Romanche-árok felső részén talált oxidos Mn-gumó oszlopos szerkezete. — LALOU *et al.* (1980)

pú kategorizálásukat, de ez — éppen a sokféleség, valamint az alak és a genetika összefüggéseinek tisztázatlansága miatt — máig sem jutott nyugvópontra. Egy-egy körülhatárolt területen belül az alak mégis kiindulásul szolgálhat a gumók genetikai elkülönítéséhez, és ezen keresztül az egyes alkörnyezetek jellemzéséhez.

Az apró (< 1 cm-es), közepes (1—15 cm átmérőjű) és nagyméretű (> 15 cm-es) gumók ui. sok helyütt egymástól elkülönülten, másutt együtt jelentkeznek. Az apró gumók egy részének kicsiny (0,5 alatti) Mn/Fe hányadosából ADDY (1978) arra következtetett, hogy a magvak körüli ásványkiválás a vas oxihidroxidjának a kicsapódásával indul meg, s e kis gumók átlagos mérete egyben átlagos összetételüknek is tükörképe. Szerinte azonban az apró és a nagyobb gumók nem pontosan azonos folyamat termékei, s az apró gumók valószínűleg nem is növekedhetnek nagyokká. A különböző alakú és méretű gumók kémiai



28.29 ábra. Mangángumók és -bekérgezések vegyi összetételének területfüggő változásai az Indiai-óceánban, CRONAN (1980) nyomán

1. Átlagos Mn-tartalmú gumók. — *2.* Átlagosnál kisebb Mn-, ill. nyomelemtartalom. — *3.* Átlagosnál nagyobb fémtartalom. — *4.* Dús fémtartalom. — *5.* Igen dús fémtartalom. — *6.* Rendkívül dús fémtartalom. — (A jelek a betűkkel megadott fém viszonylagos mennyiségére vonatkoznak.)

A rendkívül nagy Fe-tartalom az óceánközépi hátság hasadékvölgyét jellemzi. A Dél-Indiától Ny-ra levő *Ni*-dúsulás „sea-mount"-okhoz, a többi fémdúsulás javarészt a 4000 m-nél mélyebb medencékhez kötődik. Ez alól a Madagaszkár és Afrika közötti tengerszorosban észlelt, igen dús Mn-felhalmozódások jelentenek kivételt.

összetétele között CALVERT *et al.* (1978) is jelentős különbségeket talált.

A gumók *színe* (a kérgekével együtt) fekete vagy sötétszürke. *Felszínük* többnyire egyenetlen, rücskös de nem ritkák a sima, fényes, vagy repedésekkel szabdalt felületűek sem.

A mangángumók SOREM—FEWKES (1977) szerinti öt (tömeges, pettyes, oszlopos, tömött és lemezes) szerkezettípusa közül az oszlopos forma *(28.28 ábra)* kialakulása a legvitatottabb. Ezt DUNHAM—GLASBY (1974) szorosan egymás mellett álló kicsapódási magvak körüli anorganikus kiválásból származtatja, CRONAN—TOOMS (1968) diagenetikus eredetűnek véli. A Blake Platóról származó példányokat MONTY (1973), a karbonátos sztromatolitokhoz (I. kötet, 16.21122. fejezetrész) hasonlóan, szerves közreműködéssel keletkezettnek gondolja. S míg MARGOLIS *et al.* (1979) szerint ezek az oszlopos képződmények csöves foraminiferák körül jöttek létre, WENDT (1974) ismét elsődleges anorganikus eredetüket tartja valószínűnek.

A vas–mangángumók *ásványos összetételét* azok kristályossági fokának egyetlen gumón belül is tapasztalható változásai miatt nem könnyű megállapítani. A kimutatott ásványok közül leggyakoribb a todorokit, kevesebb a birnessit és a δ-MnO_2. Található volt azonban bennük ranciéit, nsutit, manganit, kriptomelán, pszilomelán és piroluzit, továbbá goethit és lepidokrokit is. A jelenkori óceánok számos vízalatti platóján és „sea-mount"-ján figyelték meg Mn-oxidoknak foszforitgumók körüli kiválását (29.33. fejezet), sőt — bár jóval ritkábban — foszforitlemezkékkel való váltakozását és foszfátokkal való összenövését.

Az óceáni Mn-kiválásoknak az kölcsönöz különös jelentőséget, hogy 14,74—24,20%-nyi fém-mangán és 14—17,5% közötti fém-vas mellett *(28.29 ábra; 28.8* és *28.9 táblázat)* jelentős mennyiségű Ni-t, Cu-ot, Zn-t és Co-ot tartalmazhatnak; ez utóbbiak koncentrációja több nagyságrenddel meghaladja a sekélytengeri és tavi mangángumókét. Viszonylag gyakoriak: a Csendes-óceán DNy-i medencéjének a Samoa- és Tonga-szigetektől DK-re Új-Zéland magasságáig terjedő, kb. 20 000 km²-nyi területén GLASBY *et al.* (1980) szerint,

28.8. táblázat. Mélytengeri vas–mangángumók és -kérgek átlagos fémtartalma (%)

Fém	1	2	3	4
Mn	24,20	16,30	17,74	7,7
Fe	14,00	17,50	13,91	17,6
Ni	0,99	0,42	0,46	0,1
Co	0,35	0,31	0,31	0,03
Cu	0,53	0,20	0,28	0,1
Pb	0,09	0,10	0,75	<0,03
Ba	0,18	0,17	0,158	<0,3
Mo	0,052	0,035	0,030	
V	0,054	0,07	0,046	<1,0
Cr	0,001	0,002	0,018	<1,0
Ti	0,67	0,80	0,748	<1,0
Sr	0,07*	0,19*		<1,0
Zn	0,12*	0,05*		

*A *Metallgesellschaft* (1975) adatai.

1. MERO (1965): 54 csendes-óceáni minta átlaga. — *2.* MERO (1965): 4 atlanti-óceáni minta átlaga. — *3.* CRONAN–TOOMS (1968): 26 indiai-óceáni minta átlaga. — *4.* HALBACH (1975): közép-finnországi édesvízű tavak Fe–Mn-érce (összehasonlításul).

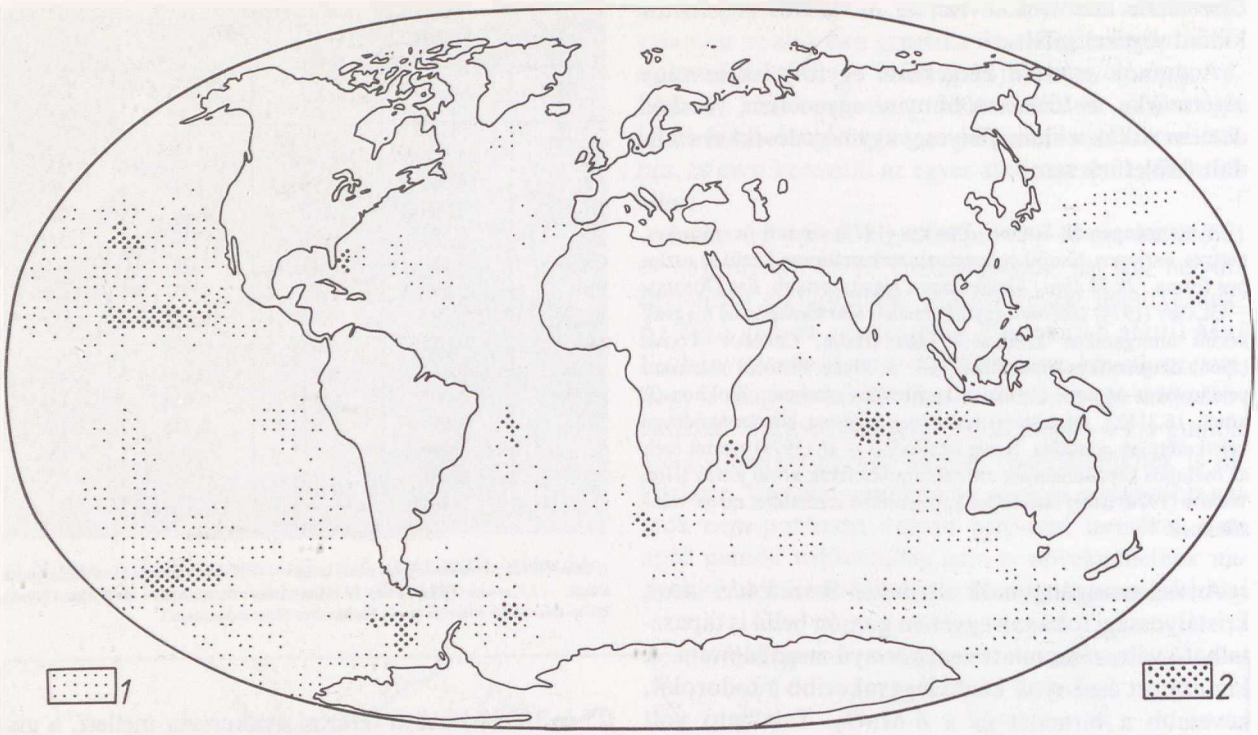
25 és 100% közötti térszíni gyakoriság mellett, a gumók összsúlya m²-enként 1,8 és 38 kg között van. Ezeknek az abisszikus síkságokon, vagy a tengeralatti kiemelkedések tetején és lejtőin található Mn-gumóknak a kitermelése technológiailag megoldott. Megkezdését jelenleg csupán a Nemzetközi Tengerjogi Törvény előírásai és környezetvédelmi meggondolások késleltetik.

Mélytengeri mangángumók és -kérgek számos, az eocéntől a holocénig terjedő korú üledék felszínén vagy belsejében találhatók ugyan, mégis a csekély (< 1—3,5 mm/1000 év) ülepedési sebességű vörös agyag, radioláriás és diatomás iszap elterjedésterületén a leggyakoribbak. A törmelékes és karbonátos üledékképződésű, s az optimálisnál nagyobb sebességű, ill. nagy törmeléktömegeket mozgató fenék- és zagyáramok látogatta területekről azonban hiányoznak *(28.30 ábra)*. Azt, hogy e gumók és kérgek nagyobb

28.9. táblázat. A mélytengeri Mn-gumók átlagos elemtartalmának az ásványos összetételtől függő változásai*

Ásvány	Mn	Fe	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Óceán
Todorokit	19,53	9,07	0,985	0,172	0,562	0,033		Csendes
δ MnO_2	15,30	13,78	0,390	0,790	0,107	0,115		
Todorokit	19,85	16,39	0,62	0,29	0,17		0,09	Atlanti
δ MnO_2	17,35	21,45	0,26	0,47	0,078		0,073	
Todorokit	20,0	9,5	0,844	0,130	0,689	0,076	0,103	Indiai
δ MnO_2	14,7	19,3	0,250	0,360	0,079	0,142	0,054	

*CRONAN (1980) szerint.

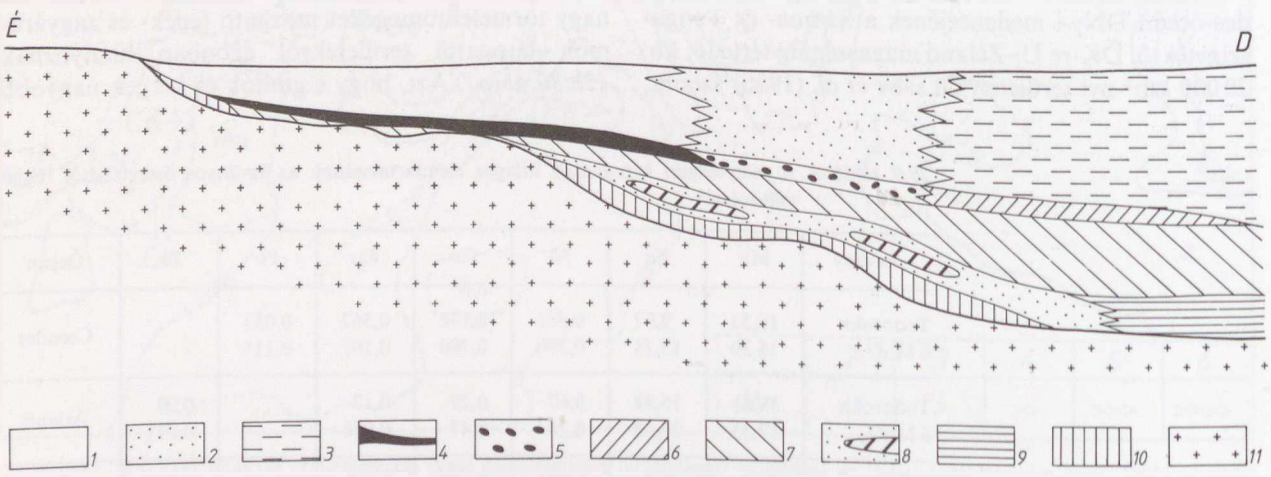


28.30 ábra. A Mn-oxid gumók területi eloszlása a világóceán fenekén (RAWSON—RYAN 1978)

1. Mn-gumók. *2.* Mn-gumókban különösen dús területek.

részét nem fedi be környezetük három nagyságrenddel nagyobb lerakódási sebességű üledéke, részint a gyönge fenékáramok által a környezet finom iszapjára gyakorolt szelektív erózióval, részint az iszaplakó szervezetek működésével, részint a fémeknek az anoxikus üledékből az oxikus üledékfelszínre való vándorlásával, részint a gumóknak az Archimédesz-tétel szerinti súlyveszteségével, részint az üledék gravitációs tömegmozgásával magyarázzák (ROY 1981). Üledékkel való beboríttatásuk tehát mindig valamely, az üledékképződési körülményekben történt változást jelez.

28.722 A sekélytengerek Mn-dús üledékei — a kontinentálisakhoz hasonlóan — oxidos és karbonátos, ezen belül konkréciós és akkréciós típusúak. Az oxidos típus e két fajtája között nincs lényegi különbség. A karbonátos típus konkréciós és réteges formái azonban külön tárgyalást igényelnek.



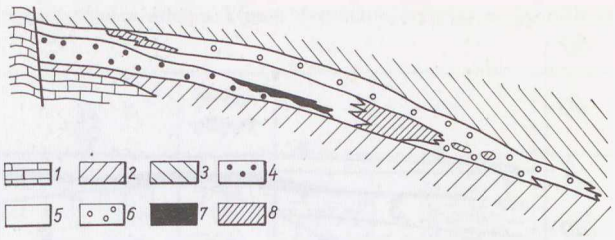
28.31 ábra. A nikopoli Mn-érctelep (Ukrajna) földtani szelvénye VARENTSOV (1964) nyomán

1. Homok. — *2.* Homok, agyag és aleurit váltakozása. — *3.* Agyag és márga. — *4.* Oxidos Mn-érc (kriptomelán, manganit, piroluzit). — *5.* Vegyes (oxidos és karbonátos) Mn-érc (manganit + Mn-karbonátok). — *6.* Karbonátos Mn-érc (kalcitos rodokrozit, manganokalcit). — (*1—6.* Harkovi emelet). — *7.* Agyag, márga, aleurit (kievi emelet). — *8.* Homok, agyag, barnakőszén. — *9.* Agyag és homok. — (*8—9.* Buhakszki emelet). — *10.* Mállási törmelék. — *11.* Kristályos alaphegység.

28.7221 A sekélytengerek oxidos és oxihidroxidos Mn-dúsulásai az árapály és/vagy a hullámverés övében részint elsődleges, részint diagenetikus kicsapódással, a partmente homokos és durva-aleuritos üledékeiben jönnek létre, és a nyílt víz irányában fokozatosan karbonátos Mn-üledékekbe mehetnek át. A dúsulás Mn-baktériumok okozta szemcseközi impregnáció (pl. a Nógrád megyei Litke „chlamysos" homokkövében), vagy a gazdakőzetbe zárt oxidos mangánooidok, -pizoidok és -szemcsék alakjában jelentkezik.

A többé-kevésbé szabályos gömb alakú, de néha képlékeny deformációt szenvedett ooidok és pizoidok átmérője 1—20 mm között, átlagosan 2—6 mm között van. A maggal rendelkező vagy mag nélküli, szürkésbarna vagy fekete színű, piroluzit, pszilomelán vagy manganit, esetleg manganokalcit anyagú ooidokat többnyire kova, agyagásványok vagy kalcit cementezi. Az ooidok egy része éles határú kriptomelán és piroluzit héjakból áll, s ezeket koncentrikus és sugárirányú zsugorodási repedések szelik át annak jeléül, hogy az elsődleges ásványkiválás gél-alakban történt. A pszilomelánnak piroluzittá való átalakulása miatt e két ásvány nem különül el határozottan egymástól.

A 2 cm-nél nagyobb és szélső esetben méteres nagyságrendet is elérő, szögletes rögöket és szabálytalan gumókat, amelyek inkább a kissé agyagosabb pszammitokhoz kötődnek, manganitból vagy piroluzit és manganit, ill. piroluzit, pszilomelán és „vernadit" (helyesebben δ-MnO_2) társulásaiból álló, különböző kristályossági fokú lemezek alkotják.



28.32 ábra. A csiaturai Mn-érctelep (Georgia) oxidos és karbonátos kifejlődéseinek összefüggése. — Vázlat AVALIANI *et al.* (1980) nyomán

1. Felső-kréta mészkő. — *2.* Alsó-oligocén homokkő és agyag. — *3.* Alsó-oligocén homok és homokkő. — *4.* Piroluzit–pszilomelán fácies. — *5.* Manganit-fácies. — *6.* Karbonát-fácies. — *7.* Piroluzit–pszilomelán–manganit-fácies. — *8.* Manganitos–karbonátos fácies.

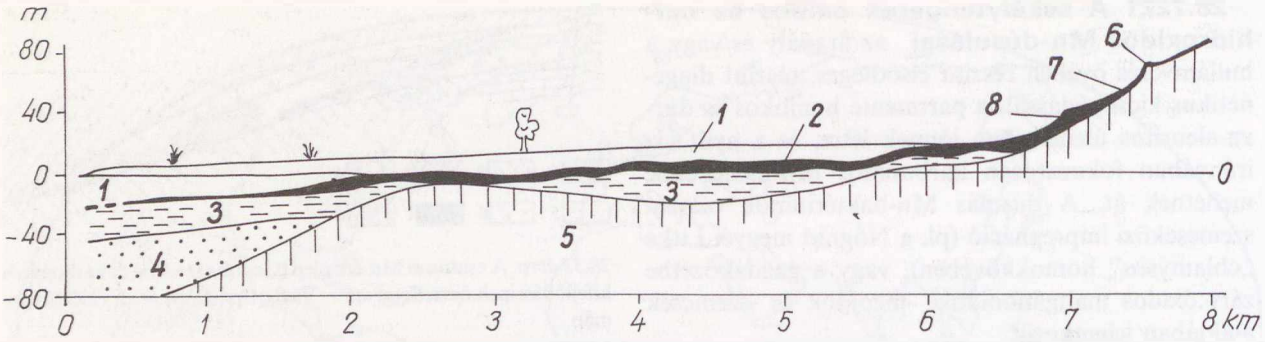
A sekélytengeri oxidos Mn-dúsulás menetét legbehatóbban a SZU-beli Nikopol és Csiatura alsó-oligocén, s az ausztráliai Groote Eylandt középső-kréta (albai–cenomán) korú telepein tanulmányozták (OSTWALD 1985). A nikopoli lelőhely *(28.31 ábra)* Mn-ja tisztán terrigén eredetűnek látszik, a csiaturaiét *(28.32 ábra)* egyes szerzők — *jelentős* Ni-, Cu-, V- és Zn-tartalma miatt — hidrotermákból származtatják. A Mn-dúsulást azonban a kollomorf szövettípusok gyakorisága alapján mindkét esetben részben a diagenetikus újraelosztás eredményének tekintik *(28.10 táblázat)*. A mintegy 250×10^6 t Mn-készlettel rendelkező Groote Eylandt-i lelőhely 9 m vastagságú, sztratiform telepének 60%-át kitevő, a telep alján fordított, tete-

28.10. táblázat. Sekélytengeri oxidos mangánkonkréciók kémiai összetétele (%) és nyomelemei (ppm)

Alkotók	1	2	3	Nyomelemek	1	2	3
SiO_2	12,28	8,42	20,39	Ni	215	1114	
Al_2O_3	2,29	0,80	5,64	Co	32	31	
Fe_2O_3	1,57	0,13	1,31	Cu	35	139	74
FeO	—	—	—	V	80	135	
MnO	55,98	29,30	0,86	Cr	9	13	
MnO_2	13,54	37,60	62,58	Mo	22	46	
CaO	1,05	0,32	0,23	W	33	70	
MgO	0,32	2,00	?	Pb	23	15	
Na_2O	0,23	?	0,62	Zn	93	131	
K_2O	0,72	?	2,44	Ga	5	5	
P_2O_5	—	0,37	—	Ge	2	2	
H_2O+	10,02	8,41	3,60	Rb			51
H_2O-	1,27	—	0,43	Sr			714
CO_2	0,28	0,15	?	Y			66
C_{org}	0,14	?	?	Zr			87
BaO	0,52	?	?	La			29
				Ce			79

Kémiai alkotók: 1. Nikopol, manganitos konkréció. — *2.* Csiatura, pszilomelános ooid. — *3.* Groote Eylandt, piroluzitos pizoid.

Nyomelemek: 1. Nikopol: 46 minta átlaga. — *2.* Csiatura: 36 minta átlaga. — *3.* Groote Eylandt: 26 minta átlaga.



28.33 ábra. A Groote Eylandt-i középső-kréta korú oxidos Mn-érctelep földtani szelvénye FRAKES—BOLTON (1984) szerint

1. Ércfedő agyag és talaj. — *2.* Mn-oxidos érctelep. — *3.* Agyag. — *4.* Homok. — *5.* Proterozóos kvarcit. — *6.* A kréta korú üledék legmagasabb helyzetű lelőhelye a kb. 75 m tszf. magasságú parti teraszon. — *7.* A kovás Mn-érc legmagasabb helyzetű lelőhelye kb. 50 m-re a tengerszint felett. — *8.* A Mn-oxidos pizoidok legmagasabb előfordulása a kb. 40 m tszf. magasságú parti teraszon.

jén pedig rendes osztályozottságú és keresztrétegzett Mn-ooidok és pizoidok viszont határozottan akkréciós eredetűek. Ezek a kaolinit, kvarchomok, piroluzit vagy kriptomelán és montmorillonit keverékébe, mint alapanyagba ágyazott képződmények a magasabb tengervízállású (transzgressziós) szakaszban feldúsult mangános oldatoknak az alacsonyabb vízszintű (regressziós) periódusokban — a karbonát-ooidokhoz hasonlóan — élénk vízmozgás közbeni kicsapódásával keletkezhettek (*28.6* és *28.33 ábra;* 28.3. és I. kötet, 16.21134. fejezetrész).

A Mn-tartalom forrását FRAKES—BOLTON (1984) a környező szárazföld laterites mállástermékeinek behordódásában véli megtalálni. A Groote Eylandt-i ooidok és pizoidok magas energiaszintű vízben való kialakulását rétegzési módjuk mellett az is bizonyítja, hogy kicsapódási magvuk igen sokszor korábbi ooidok töredéke.

Mindezek a sekélytengeri oxidos telepek, utólag a felszín közelébe kerülve, mélyreható kémiai, ásványtani és szöveti–szerkezeti átalakuláson mennek keresztül. Mérsékelt égövi oxidáció hatására ásványaik víztartalmú Mn-oxidokká és Fe-hidroxidokká változnak át, amelyek a gazdakőzettel együtt földes–porózus tömeget képeznek. Ez a mállási forma leginkább a nikopoli mangántelepet jellemzi. A Groote Eylandt-i elsődleges telep trópusi mállást szenvedő részleteiben viszont a részben bauxitos jellegű, pizoidos talajtakaró alatt előbb lemezes, majd tömeges Mn-kéreg alakul ki, s a lényegileg laterites mállási szelvény alján pizoidos grainstone és packstone figyelhető meg. — A felszíni és felszínközeli oxidáció azonban sem Nikopolnál, sem Groote Eylandt-on nem hozott létre lényeges Mn-dúsulást.

28.7222 A konkréciós rodokrolit sekély beltengerek glaukonitos kvarchomok és agyag váltakozásából álló üledéksorába települő Mn-karbonátos kőzet. Olyan nyíltabbvízi üledék, amely fokozatos átmenettel fejlődik ki a partmente Mn-oxidos fácieséből (*28.7* és *28.31 ábra*). Legnagyobb telepei a Szovjetunióból (Nikopol, Csiatura, Bolsoj Tokmak, Labinszk, Mangislak környékéről), ill. Bulgáriából (Várna körzetéből) ismeretesek. Nikopolnál egyetlen, Csiaturánál több telepet (ill. lencsét) alkot (*28.31* és *28.32 ábra*). A telepek Mn-tartalma homokos, kőzetlisztes vagy agyagos alapanyagba ágyazott, 2—60 cm átmérőjű, világos- vagy sötétszürke színű, tömör vagy üreges rögökben és gumókban, 1—2 cm-es pizoidokban vagy néhány mm-es ooidokban tömörül. A konkréciók agyagásványokból és főleg manganokalcitból álló, kriptokristályos alapanyagában apró szerves maradványok, glaukonit-halmazok, és néha — már a részleges oxidáció jeleként — világosbarna manganitzárványok figyelhetők meg. A telepkőzetnek 70—80%-a karbonát, 40—70% $MnCO_3$, 0,3—2,0% sziderit- ($FeCO_3$), 20—40% kalcit- ($CaCO_3$) és 2—7% $MgCO_3$-tartalommal. A vas részint karbonátos kötésben van jelen, részint a glaukonit alkotórésze. A kőzet mindezen felül dolomitot, terrigén iszapot, kvarcot, ritkábban piritet, bauxitot és gipszet is tartalmaz. Vegyi összetételét és — Mn-oxidok hiányában — kicsiny nyomelem-koncentrációját a *28.11 táblázat* szemlélteti.

A telepek részint felszíni vízfolyásokból, részint hidrotermákból származtatott Mn-tartalma többnyire a diagenezis során koncentrálódott konkréciókká. Elkülönülésének erőssége az üledék szemcsenagyságával együtt növekszik. — A várnai rodokrozitos alginit kialakulásának azonban legalább a biogén szakasza szingenetikusnak tekinthető. A jelenkori tengerekben a konkréciós rodokrolitok ritkák.

28.7223 A réteges rodokrolit olyan, 0,5 mm és 2 cm közötti vastagságú rétegekből és réteglemezekből álló, tömör és finomszemű (afanitos), egyenetlen vagy szilánkos törésű Mn-karbonátkőzet, amely csak kevés vagy semmi törmelékes elegyrészt nem tartalmaz. Ál-

28.11. táblázat. Néhány konkréciós rodokrolittelep átlagos kémiai összetétele (súly%) és nyomelemei (ppm)*

Alkotók	1	2		3	Nyom-elemek	1	2	4
SiO_2	7,31	9,0		19,30	Ni	260	49 (64)	38
Al_2O_3	1,47	2,09		3,10	Co	19	7 (10)	3
Fe_2O_3	1,56	5,42	(1,31)**	1,36	Cu	30	13 (14)	15
FeO	nyom	nyom		0,70	V	76	31 (28)	49
CaO	22,65	13,78		7,50	Cr	9	10 (10)	20
MgO	—	2,88		1,00	Mo	2	4	—
MnO	30,72	32,01	(23,78)**	35,11	W	39	19	10
MnO_2	—	—		—	Pb	9	16	16
P_2O_5	—	1,67	(0,01)**	0,15	Zn	52	65	37
SO_3	1,01	0,69		—	Ga	4	3	10
CO_2	33,11	28,35	(32,40)	28,50	Ge	1	2	2
H_2O	1,79	0,90		—				
C_{org}			(0,28)					

SZTRAHOV *et al.* (1968) szerint. — Zárójelben VARENTSOV—RAKHMANOV (1980) adatai, **-gal a fémtartalomra vonatkozóan.

1. Csiatura. — *2.* Nikopol. — *3.* Várna. — *4.* Mangislak.

talában mélyebbvízi; többnyire karbonátos vagy karbonátos–kovás, ritkábban agyagos vagy agyagos–tűzkőréteges fáciesekhez kapcsolódik. Képződési helye a riftes karbonátplatformoktól az óceáni hátságokig terjed. Ez utóbbi esetben Mn-tartalmának jelentős része vulkáni vagy hidrotermális eredetű. Hazánkban csak az úrkút–eplényi felső-liászból ismeretes. [Egyéb réteges Mn-karbonát lelőhelyeink (az Upponyi-hegység Tapolcsányi Formációjában s az eger–demjéni oligocénben) nem műrevalóak.]

Uralkodó ásványát, a manganokalcitot, a Fe, Ca és Mg karbonátjai kísérhetik; ezekhez kevés agyagásvány, kova, ritkán piroklasztikum társulhat. Mivel rétegeinek világosszürke, zöld, barna vagy fekete színe és keménysége azok ásványos összetétele szerint változik, már kisebb darabjai is feltűnően tarkasávosak *(28.16 ábra; 32.3. tábla:* **1***)*. A kőzet a rendszerint sima, olykor azonban hullámos réteglapok mentén könnyen hasad; agyagosabb — és egyúttal puhább — változatai pedig kiszáradva levelesen szétesnek.

28.12. táblázat. Réteges rodokrolitok %-os kémiai összetétele és nyomelemei (ppm)*

Alkotók	1	2	3	Nyom-elemek	1	2	3
SiO_2	5,08	21,45	24,88	As	55	55	—
TiO_2	0,15	0,20	0,34	Ba	820	780	610
Al_2O_3	1,95	3,93	6,70	Co	41	52	2
Fe_2O_3	5,88	11,83	3,32	Cr	4	27	48
FeO	3,64	—	—	Cu	25	20	52
MnO	41,22	19,52	14,39	Ga	1	5	1
MnO_2	—	2,96	—	Ge	—	2	1
CaO	4,26	3,12	15,26	Mo	8	2	1
MgO	2,35	0,10	5,36	Ni	40	75	22
Na_2O	0,25	0,30	0,13	Pb	85	40	82
K_2O	0,25	0,63	1,41	Sr	420	310	1180
S	3,04	0,11	0,83	V	82	40	115
SO_3	0,18	—	—				
CO_2	28,83	11,47	19,02				
H_2O+	0,45	6,06	3,18				
H_2O-	0,19	10,67	4,52				
P_2O_5	0,45	0,15	1,09				

1. Réteges rodokrolit, Úrkút. — *2.* Ugyanannak agyagos változata, Úrkút. — *3.* Manganokalcitos márga, Eplény.

* SZABÓ Z. adatai.

Mikroszkóp alatt a kőzet párhuzamosan vagy lencsésen mikrorétegzett. A lemezek anyaga „rodomikrit", kevés agyagásvánnyal, néha 30—300 μm átmérőjű héjtöredékekkel. A lemezhatárok általában életlenek, ritkábban eróziós felületűek és ősmaradványokkal hintettek. Az 1—5 μm szemnagyságú, gömbölyded rodokrozit-kristályok gyakran 10—25 μm-os, nagyobb kova- és agyagtartalom esetén 50 μm-os diagenetikus halmazokká csoportosulnak.

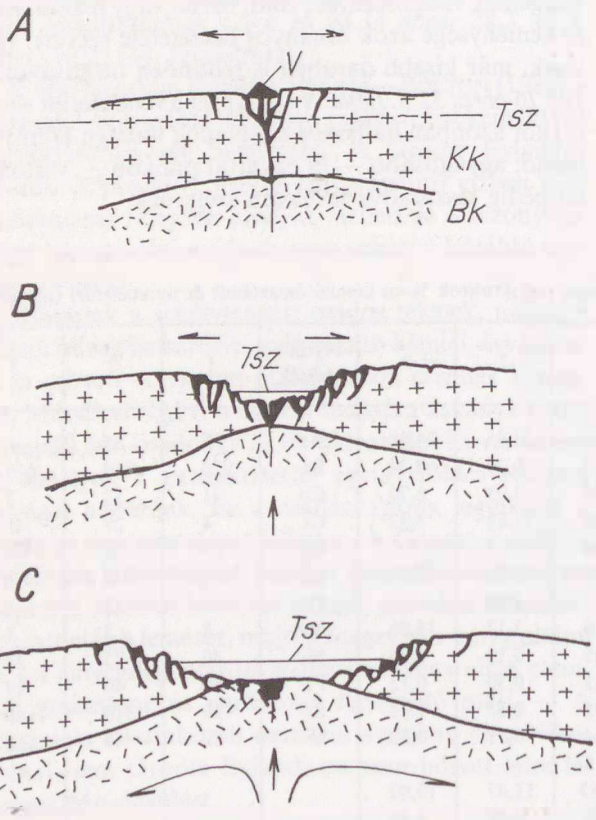
Ásványtársaságában a rodokrozit és manganokalcit mellett kutnahorit és manganit, továbbá szmektit, szeladonit, illit-montmorillonit, glaukonit, kova, pirit, foszforit, sőt csillám és földpát is kimutatható. A kova gélszerű pelyhek, a pirit framboidok, ritkábban apró kockák alakjában jelenik meg.

Néhány hazai mintájának kémiai összetételét és nyomelemtartalmát a *28.12 táblázat* tünteti fel.

28.8 A MANGÁNDÚS ÜLEDÉKEK, MINT A GEODINAMIKAI ESEMÉNYEK INDIKÁTORAI

A jelenkori óceánok Mn-dús üledékei elterjedésének az óceáni medencék fejlődési állapotával való összevetése a fosszilis Mn-üledékek ős-oceanológiai értelmezését is megkönnyíti. Lemeztektonikai megfontolások alapján BLISSENBACH—FELLERER (1973) az óceánok fejlődésének három, „korai", „fiatal", „érett" és „késői" szakaszát véli felismerhetőnek.

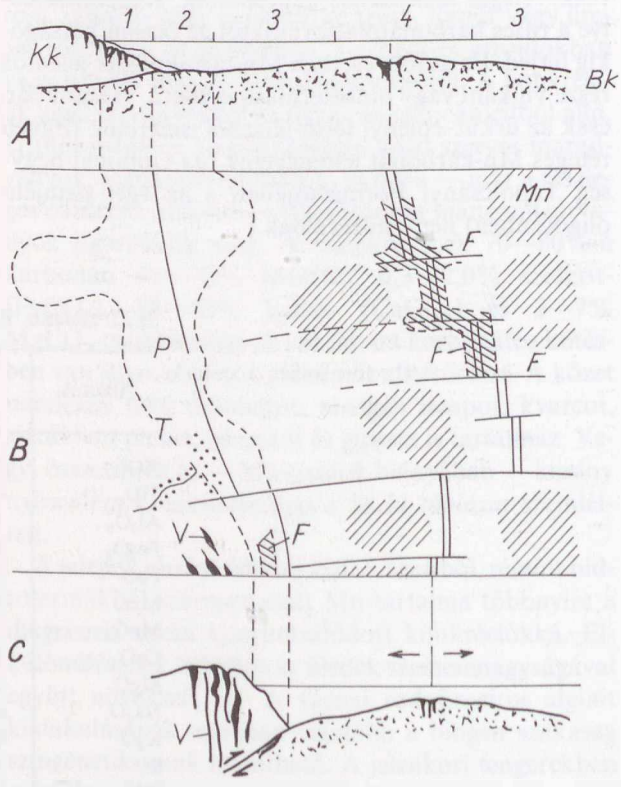
A *„korai"* szakaszt *(28.34 ábra: A—B)* a kontinensek diszjunktív törések mentén lezökkent, egy irányban hosszan elnyúlt árkos szerkezeteinek kialakulása jelzi. Ezeket a környezetükbe süllyedő *„graben"*-eket eleinte csak folyamvölgyek és mély tavak foglalják el, később tengervíz nyomulhat beléjük. Töréseik felett többnyire neutrális anyagot szolgáltató vulkánok működnek. A még mindig kontinentális kérgű árok fenekén uralkodóan terrigén anyaggal keveredő vulkáni termékek halmozódnak föl [Kelet-afrikai árokrendszer; (I. kötet, *8.5 ábra*); Basin and Range Province, USA].



28.34 ábra. Az óceánfejlődés kezdeti szakaszai BLISSENBACH—FELLERER (1973) szerint

A: Az árokképződés kezdete. — *B:* Fejlettebb állapota kontinentális kérgen. — *C:* Bazaltos kérgű fiatal óceán.

Kk: Kontinentális (gránitos) kéreg. — *Bk:* Bazaltos kéreg és felsőköpeny. — *Tsz:* Tengerszint. — *V:* Felszíni és tengeralatti vulkánok.



28.35 ábra. Az óceánfejlődés érett *(A—B)* és késői *(B—C)* stádiumainak szelvény- és térképszerű vázlata BLISSENBACH—FELLERER (1973) nyomán

1. Kontinentális talapzat és lejtője. — *2.* A kontinentális lejtő lába. — *3.* Abisszikus síkság. — *4.* Óceánközépi hátság és a központi hasadék.

T = Torlatok. — *P* = Foszforitok. — *Mn* = Mangángumók. — *F* = Fémekben dús iszap. — *V* = Magmás intrúziók.

Kk: Kontinentális kéreg. — *Bk:* Bazaltos (óceáni) kéreg.

28.13. táblázat. A Vörös-tenger manganitos fáciesű üledékeinek kémiai összetétele BIGNELL (1975) nyomán

Alkotórész		A minta származása				
		1	2	3	4	5
Ca	%	6,50	4,25	4,00	3,41	15,56
Al_2O_3	%	1,51	0,60	0,65	1,07	2,56
Fe	%	20,50	29,50	32,00	12,93	3,89
Mn	%	15,48	20,20	15,50	35,37	15,56
K	%	0,3	0,3	0,3	0,3	
Zn	ppm	7500	13 500	13 000	12 195	2111
Cu	ppm	860	360	480	1341	122
Ni	ppm	55	10	5	35	15
Co	ppm	20	15	+	60	20
Cd	ppm	5	15	+	*	(*)
Pb	ppm	220	290	250	220	67
Hg	ppm	420	720	680	180	(*)
Ag	ppm	*	*	*	*	
Mo	ppm	15	11	11	85	
V	ppm	280	220	53	108	
Ga	ppm	8	+	6	6	
Sn	ppm	64	50	52	108	
Ti	ppm	540	140	110	190	
Sr	ppm	980	580	820	750	
Ba	ppm	140	380	620	1900	
Li	ppm	*	*	*	*	
Sc	ppm	6	*	*	*	

1. Thetis Deep. — *2.* Nereus Deep (70–14. sz. mag). — *3.* Nereus Deep (496. sz. mag). — *4.* Chain Deep B. — *5.* Shagara Deep.

* Nem mutatható ki. — (*) Nem vizsgálták.

A *„fiatal"* szakasz kezdetén *28.34 ábra: C)* az árokrendszer aljának húzó igénybevétele következtében a kontinentális kéreg felszakad, az árok két oldala távolodni kezd egymástól *(„drift")*,s az árok fenekén felnyíló hasadékba nyomuló és oldalirányban terjeszkedő toleiites magma az árkot kitöltő víztömeget bazaltos kérgű „fiatal óceán"-ná alakítja át. Ennek központi hasadék *(rift)* övét és az ezt kétoldalt kísérő (egyelőre keskeny) óceáni kéregrészt az árokrendszer szélein két szimmetrikusan elhelyezkedő, vízzel borított, de magasabb helyzetű, kontinentális kérgű perem szegélyezi (Vörös-tenger).

Az így szélesedő óceán akkor válik *„éretté"*, amikor a központi hasadéktól folytonosan távolodó és lassan lehűlő bazaltos kérge számottevően „visszasüpped" az asztenoszférába. Ekkor az aktív vulkanizmussal és gyakori földrengésekkel jellemzett központi riftöv már óceánközépi hátságként emelkedik környezete fölé *(28.35 ábra: A—B)*. Szép példája ennek az Atlanti-óceán, amelynek hátsága mentén tengeralatti vulkáni képződmények, tőle két irányban távolodva közvetlenül bazaltra települő pelágikus, a kontinensperemek selfjén és lejtőin pedig terrigén üledékek halmozódnak fel.

„Késői" (28.35 ábra: B—C) az óceánfejlődésnek az a stádiuma, amelyben a köpenyáramok mozgatta óceáni lemezek — részint a fennálló sűrűség-különbség, részint az üledékterhelés izosztatikus kiegyenlítésére való törekvés következtében — a kisebb sűrűségű kontinenstömegek alá süllyedve, a szubdukciós jelenségek egész sorát hozzák létre *(28.35 ábra: B—C)*. Jelenkori klasszikus példája ennek Közép- és Dél-Amerika, ill. Kelet-Ázsia csendes-óceáni szegélye.

Mangándús üledékek az óceánosodás *„fiatal"* stádiumától kezdve jelentkeznek. Ezeket a vörös-tengeri megfigyelések szerint a riftperemi teraszok üledékeinek a központi hasadékzóna vulkanizmusához kapcsolódó Mn-oxid, ill. Mn-karbonát dúsulásai jellemzik. A 30—35% Mn-t tartalmazó *oxidos fácies*nek manganit a főásványa (CRONAN 1980), és ezt hematit, goethit, lepidokrokit, magnetit, valamint kifejezetten kalkofil nyomelemdúsulás (Zn, Cu, Pb, Hg) kíséri *(28.13 táblázat)*. BIGNELL (1975) szerint a Zn-tartalom egyes esetekben *(Atlantis-II. mélyedés, Vörös-tenger)* 1%-ot is elérhet. A nehézfémeket finomdiszperz eloszlásban vagy gumók, sávok és bekérgezések alakjában bezáró üledék egyébként foraminiferás, pteropodás és kokkolitos karbonátos–agyagos iszap, kevés detritogén kvarc- és földpátszemcsével. A Mn-oxidos fáciest a Vörös-tenger többi fémgazdag (vegyes szulfidos, pirites, szilikátos, szmektites–berthierines, hematitos, magnetites, limonitos vagy szulfátos) fácieseivel oldalas átmenet köti össze. — A *karbonátos fácies* főásványai — a rodokrozit, manganosziderit és a sziderit — vékony rétegek és lemezek alakjában bármely más fácies üledékeiben is megjelenhetnek. Éppen ezért összetétele nehezen jellemezhető. Annyi azonban bizonyos, hogy Ca, Mn és Fe mellett számottevő mennyiségű Zn-t, Cu-t és Pb-t is tartalmaznak *(28.14 táblázat)*.

28.14. táblázat. A Vörös-tenger karbonát-fázisú fémgazdag üledékeinek kémiai összetétele*

Alkotórész		Rodokrozit Atlantis-II Deep	Sziderit Gypsum Deep	
Ca	%	17,30	2,35	1,06
Al_2O_3	%	2,94	0,29	0,80
Fe	%	6,49	55,88	51,25
Mn	%	9,41	0,04	0,45
Zn	ppm	2270	1770	1380
Cu	ppm	227	647	72
Ni	ppm	22	7	14
Co	ppm	**	7	**
Cd	ppm	5	14	33
Pb	ppm	32	400	105
Hg	ppm	22	190	70

* BIGNELL (1975) nyomán.
** Nem volt meghatározható.

Az *„érett"* óceánokban, amelyeket az óceánközépi hátságtól távolodva nagy kiterjedésű, többé vagy kevésbé tagolt medencék alkotnak, a hátsági hasadékvölgy mentén az Fe–Mn-oxidos üledékek képződése főleg a toleiites bazaltfelszín bekérgezéseiben folytatódik. Az abisszikus medencék fenekén pedig már közvetlenül a tengervízből kicsapódó Mn-kérgek és -gumók is megjelennek. A hátság menti Fe–Mn-bekérgezések és -gumók azonban mind megjelenésük, mind összetételük tekintetében elütnek a „fiatal" óceánok megfelelő képződményeitől, mert:

— parttávoli helyzetüknél fogva csak kevés terrigén üledékkel keverednek,

— közelítően tiszták, legföljebb kevés mésziszapot tartalmaznak,

— uralkodóan oxidos összetételűek, s az eddigi tapasztalatok szerint szulfid-mentesek.

Egy-egy területen mutatkozó homogenitásuk ellenére az érett óceánok Fe–Mn-lerakódásainak kémiai összetétele, Mn/Fe aránya és nyomelem- (főleg Cu- és Ni-) tartalma meglehetősen változatos *(28.15 táblázat)*. Ennek okát BOSTRÖM (1973) és CRONAN (1974, 1976a és b, 1980) az óceánfenék terjeszkedési ütemének *(spreading)* változásaiban vélik megtalálni. A Fe-ban és nyomelemekben legdúsabb Fe–Mn-lerakódások valóban a legnagyobb tágulási sebességű hátságrészek mentén képződnek. Ezt valószínűleg az teszi lehetővé, hogy az egymástól gyorsan távolodó akkréciós szegélyek mentén — a vulkáni tevékenység fokozottabb aktivitása következtében — a kőzet/víz kölcsönhatás nagyobb mennyiségű és változatosabb összetételű elemtársulás oldódását, ill. kicsapódását teszi lehetővé. A kevésbé aktív, lassabban táguló (közép-atlanti típusú) hátságokat viszont ennek ellenkezője jellemzi.

Az óceán „érettség"-ének mégis talán a tektonikusan inaktív, pelágikus medencék aljzatát nagy területen borító, nem-vulkáni Mn-gumók a legmegbízhatóbb indikátorai (28.721. fejezetrész). Képződésük feltételei — az akadálytalan fenékmenti vízcirkuláció, a határozottan oxikus környezet, a törmelékes és karbonátos üledékképződés háttérbe szorulása — ui. leginkább e nagy méretű, mélyvizű és „éhező" medencékben teljesülhetnek. A Fekete- vagy a Vörös-tengerhez hasonló kisebb és zártabb medencékben a Fe–Mn-oxidok legföljebb azok oxidatív fáciesű, sekélyebb részeire szorítkoznak. A szokványos üledékek viszonylag nagy sebességgel felhalmozódó tömegeiben pedig a tenger- vagy pórusvízből kicsapódó Mn-oxid mennyiség mintegy fölhígul. Az érett óceánok Mn-dús üledékeit a hátságok mentén képződő, vulkanogén Mn–Fe-csapadékokkal szemben vasszegénység, de azokénál nagyobb Ni-, Co- és Cu-tartalom jellemzi *(28.16 táblázat)*.

CRONAN (1980) a mai óceánok abisszikus síkságainak nem-vulkanogén Mn-gumóit és -kérgeit Ni-ben és Cu-ban dúsaknak találta. Ugyanakkor a kisebb mélységű tengeralatti magaslatokról (*sea-mount*okról) gyűjtött gumókat és kérgeket — viszonylagos Ni- és Cu-szegénységük mellett — jóval nagyobb Co-tartalom tünteti ki *(28.16 táblázat)*. Mindamellett a Mn-kiválások érett óceánra utaló jellegeinek megítélése óvatosságot igényel. *A Mn-gumóképződés elvi föltétele* (a lassú üledékképződésű oxidatív környezet) ui. *egyes passzív kontinensperemek nagy kiterjedésű selfjeinek viszonylagos magas fekvésű,* ezért gyors vízáramlású, csökkent üledéklerakódású, de oxigénben dús *kiemelkedésein is létrejöhet*. Ezt azonban részint az ilyen Mn-gumók és -kérgek kémiai összetétele, részint az azokat befogadó üledékek (többnyire karbonátok) lito- és biofáciese tüstént elárulja. Az ilyen peremi *(marginális)* helyzetben képződött gumók és kérgek ui. rendszerint kevesebb mangánt, de több vasat tartalmaznak, szegényesebb nyomelemtársasággal rendelkeznek, $CaCO_3$-ban viszont jóval gazdagabbak, mint mélytengeri társaik *(28.16 táblázat)*. Egyebek közt ezt példázzák a középhegységi és a mészkőalpi júra mangángumói és -kérgei is (MINDSZENTY *et al.* 1986).

Az óceánfejlődés *„késői"*, bezárulással végződő szakaszában nagyobb tömegű Mn-oxid kiválásra egyfelől a bazaltos kéreg alábukásával kapcsolatos vulkáni szigetívek tenger alatti exhalációi, másfelől az ív mögötti *(„back-arc")* medencék hasadék- *(rift-)* típusú vulkanizmusa nyújt lehetőséget. Ezt a stádiumot tehát

28.15. táblázat. Óceánok és sekélytengerek Fe–Mn-oxidos üledékeinek elemi összetétele súlyszázalékban CRONAN (1980) nyomán

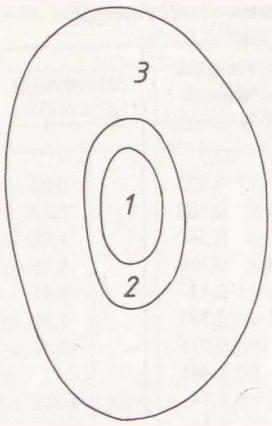
	Csendes	Atlanti	Indiai	Déli	Óceáni világátlag	Klark	Dúsulási tényező	Sekélytenger
	óceán							
B	0,0277	—	—	—	—	0,0010	27,7	
Na	2,054	1,88	—	—	1,9409	2,36	0,822	0,81
Mg	1,710	1,89	—	—	1,8234	2,33	0,782	0,55
Al	3,060	3,27	2,49	—	2,82	8,23	0,342	1,80
Si	8,320	9,58	11,40	—	8,624	28,15	0,306	8,76
P	0,235	0,098	—	—	0,2244	0,105	2,13	0,91
K	0,753	0,567	—	—	0,6427	2,09	0,307	1,30
Ca	1,960	2,96	2,37	—	2,47	4,15	0,595	2,40
Sc	0,00097	—	—	—	—	0,0022	0,441	
Ti	0,674	0,421	0,662	0,640	0,647	0,570	1,14	0,212
V	0,053	0,053	0,044	0,060	0,0558	0,0135	4,13	0,012
Cr	0,0013	0,007	0,0029	—	0,0035	0,01	0,35	0,002
Mn	19,78	15,78	15,10	11,69	16,o2	0,095	168,6	11,88
Fe	11,96	20,78	14,74	15,78	15,55	5,63	2,76	21,67
Co	0,335	0,318	0,230	0,240	0,284	0,0025	113,6	0,008
Ni	0,634	0,328	0,464	0,450	0,480	0,0075	64,0	0,014
Cu	0,392	0,116	0,294	0,210	0,259	0,0055	47,01	0,002
Zn	0,068	0,084	0,069	0,060	0,078	0,007	11,15	0,011
Ga	0,001	—	—	—	—	0,0015	0,666	
Sr	0,085	0,093	0,086	0,080	0,0825	0,0375	2,20	
Y	0,031	—	—	—	—	0,0033	9,39	0,002
Zr	0,052	—	—	0,070	0,0648	0,0165	3,92	0,004
Mo	0,044	0,049	0,029	0,040	0,0412	0,00015	274,66	0,004
Pd	$0{,}0602^{-6}$	$0{,}574^{-6}$	$0{,}391^{-6}$	—	$0{,}553^{-6}$	$0{,}665^{-6}$	0,832	
Ag	0,0006	—	—	—	—	0,000007	85,71	
Cd	0,0007	0,0011	—	—	0,00079	0,00002	39,50	
Sn	0,00027	—	—	—	—	0,00002	13,50	
Te	0,0050	—	—	—	—	—	—	
Ba	0,276	0,498	0,182	0,100	0,2012	0,0425	4,73	0,287
La	0,016	—	—	—	—	0,0030	5,33	
Yb	0,0031	—	—	—	—	0,0003	10,33	
W	0,006	—	—	—	—	0,00015	40,00	
Ir	$0{,}939^{-6}$	$0{,}932^{-6}$	—	—	$0{,}935^{-6}$	$0{,}132^{-7}$	70,83	
Au	$0{,}266^{-6}$	$0{,}302^{-6}$	$0{,}811^{-7}$	—	$0{,}248^{-6}$	$0{,}400^{-6}$	0,62	
Hg	$0{,}82^{-4}$	$0{,}16^{-4}$	$0{,}15^{-6}$	—	$0{,}50^{-4}$	$0{,}80^{-5}$	6,25	
Tl	0,017	0,0077	0,010	—	0,0129	0,000045	286,66	
Pb	0,0846	0,127	0,093	—	0,090	0,00125	72,72	0,002
Bi	0,0006	0,0005	0,0014	—	0,0008	0,000017	47,05	

A hatványkitevő gyanánt feltüntetett számok a 10 megfelelő hatványával való szorzást jeleznek; pl. $^{-6} = 10^{-6}$.

28.16. táblázat. A tengeri Mn-gumók és -bekérgezések főelemeinek átlagos gyakorisága különböző környezetekben*

Környezetek	Tengeralatti hegyek	Lapos kiemelkedések	Aktív hátságok	Egyéb hátságok	Szárazulati szegélyek	Szegélytengeri hegyek és padok	Mélytengeri gumók
Mélység (m)	1872	945	2870	1678	3547	1694	4460
Mn	14,62	17,17	15,51	19,74	38,69	15,65	16,78
Fe	15,81	11,81	19,15	20,08	1,34	19,32	17,27
Ni	0,351	0,641	0,306	0,336	0,121	0,296	0,540
Co	1,15	0,347	0,400	0,570	0,011	0,419	0,256
Cu	0,058	0,087	0,081	0,052	0,082	0,078	0,370
Mn/Fe	0,92	1,53	0,80	0,98	28,8	0,81	0,97

* Súly%-ban, CRONAN (1980) szerint.



28.36 ábra. A Fe- és Mn-eloszlás egy hidrotermális érctest körüli változásának a vörös-tengeri Atlantis-II. árokrészben végzett megfigyeléseken alapuló vázlata

1. A szulfid- és szilikátdúsulás öve. — *2.* A vas-oxid-dúsulás öve. — *3.* A Mn-oxid dúsulás öve.

— a korai és a fiatal óceánokhoz hasonlóan — ismét vulkáni–üledékes mangánásvány-felhalmozódások jellemzik.

A szigetív-vulkanizmushoz kapcsolódó Mn-oxidok képződését legrészletesebben SMITH—CRONAN (1978) a Kikládokhoz tartozó Thira (Szantorin) szigetcsoport egyik öblében tanulmányozta. E lelőhely elemtársulása és a dúsulási övek térbeli elrendeződése a vörös-tengeri hévforrás-üledékekéhez hasonló. Az exhalációs központ közvetlen közelében a nehézfémek szulfidjai, ezek körül az Fe-oxidok, legkívül pedig a Mn-oxidok dúsulnak *(28.36 ábra)*. A vörös-tengeri típussal szembeni lényeges különbség gyanánt azonban az ércek itt tufás–tufitos üledékekbe ágyazódnak.

Az *ív mögötti medencék* törésekhez kapcsolódó vulkanizmusát kísérő Mn-oxidos üledékek lényegileg a „korai" óceánok hasonló felhalmozódásaival azonosak; aljzatuk is lényegében kontinentális. Fosszilis előfordulások esetén azok ívmögötti jellege csak tágabb környezetük ősföldrajzi és paleotektonikai viszonyainak alapos elemzésével deríthető ki.

28.9 A HAZAI Mn-ELŐFORDULÁSOK

Közülük csak az úrkúti és az eplényi bizonyult méltónak a jelen, ill. a közelmúlt bányászatára. Többi előfordulásainknak azonban csak faciológiai–ősföldrajzi jelentősége van.

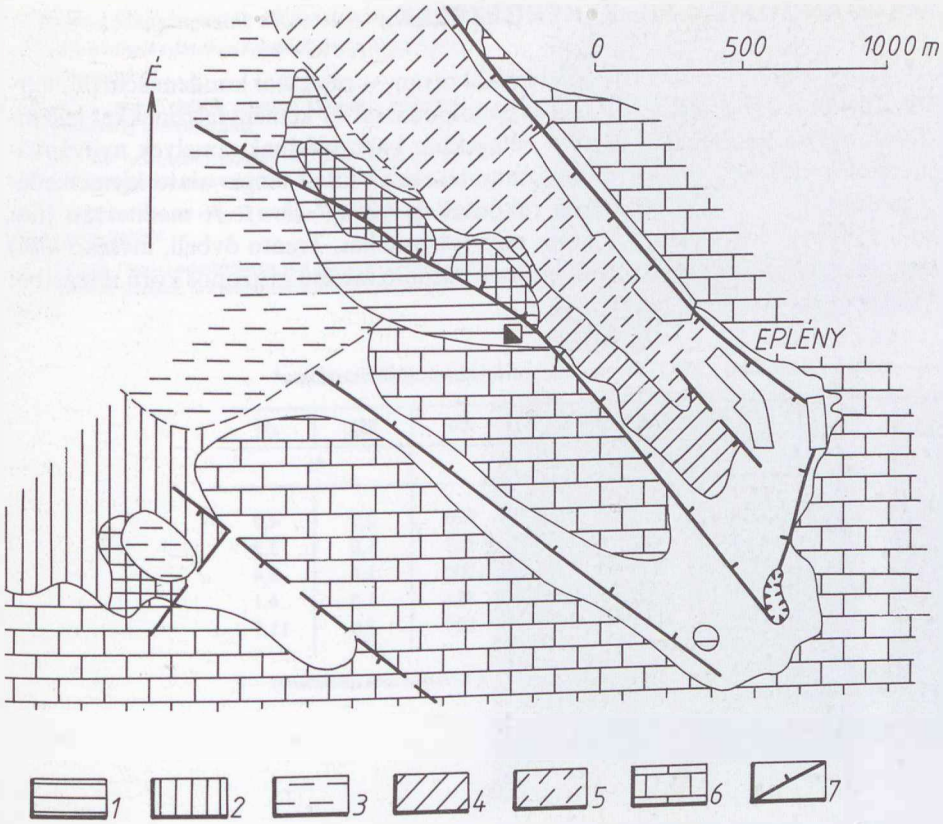
28.91 AZ ÚRKÚTI ÉS EPLÉNYI MANGÁNÉRCEK

Elsődleges (át nem halmozott) típusaik a Dunántúli-középhegység őket bezáró júra rétegsorának pelágikus jellegeiből (26.9225. fejezetrész) következően viszonylag mély, rosszul szellőzött medencerészben, anoxikus körülmények között halmozódtak fel. E főleg rodokrozitból álló, lemezes szerkezetű ércek Mn-tartalma egyes kutatók szerint (KAEDING *et al.* 1983) ismeretlen helyzetű, föltételezett intruzív testből származó hidrotermákból érkezett a leülepedés helyére. Mások szerint (NOSZKY—SÍKABONYI 1953; SZABÓNÉ DRUBINA 1957, 1961; GRASSELLY *et al.* 1969; KONDA 1970; CSEH-NÉMETH *et al.* 1980 stb.) mind az úrkúti, mind az eplényi karbonátos érctelep tisztán üledékes eredetű: felhalmozódásuk oka az üledékanyag finomdiszperz Mn-tartalmában, az elzárt anoxikus mélyedés gyűjtőhatásában és a mélyebb üledékrétegekből diagenetikus mobilizáció eredményeként az üledékfelszín közelébe szállított és ott koncentrálódott Mn-ban keresendő.

Mindkét föltevés mellett és ellen számos érvet sorakoztattak fel. A vulkanogén elmélet hívei a Ba, Sr és V jelentős dúsulásán kívül *(28.6* és *28.12 táblázat)* bizonyítékként hozzák fel a különösen Eplényben megfigyelt metaszomatikus jelenségeket is (pl. hogy a telep fekvőjét alkotó liász mészkövet Mn-oxid itatja át). A telepek erős tektonizáltsága és egy részük albaielőtti lepusztulása miatt azonban nem dönthető el kétséget kizáróan, hogy ezek a kiszorításos jelenségek nem csupán a fiatalabb mozgásokhoz kapcsolódnak-e, s mint ilyenek, nem az elsődleges üledékes Mn-tartalom utólagos mobilizációjára vezethetők-e vissza.

Eplényben még az úrkútinál is nagyobb mérvű volt a karbonátos telepeket a felső-krétában ért utólagos oxidációs hatás és áthalmozás. Mások szerint azonban itt eleve nagyobb méretű volt az elsődleges (szinszedimentációs) oxid-fázis képződése is. Az eplényi bánya mindenesetre uralkodóan oxidos ércet termelt *(28.37* és *28.38 ábra)*.

Szedimentációs eredetet bizonyít az érc kétségkívül elsődleges ciklusos szerkezete és finom lemezességének az üledékfalók hiányára — tehát anoxikus viszonyokra — utaló zavartalansága *(28.16 ábra)*. Az elsődleges oxidos teleprészek manganitos asszociációja viszont olyan — az anoxikus és enyhén oxikus körülmények határán levő — rendszerre vall, amelynek éppen fenn-



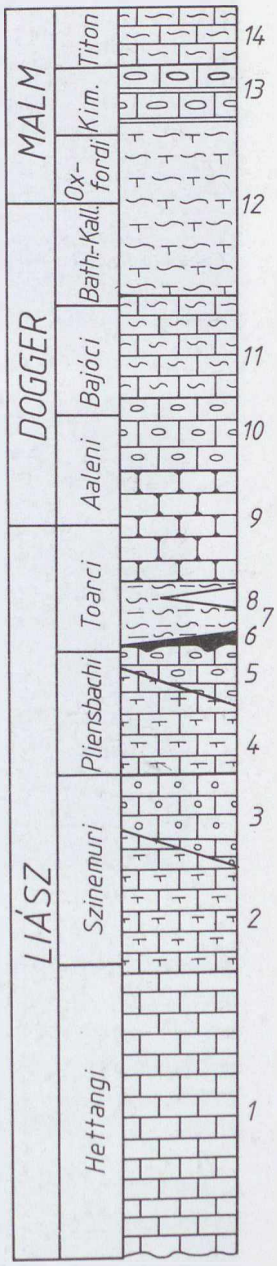
28.37 ábra. Az eplényi Mn-érc lelőhely földtani térképvázlata CSEH-NÉMETH *et al.* (1980) szerint

1. Mangán-oxidos teleprész. — *2.* Mangán-karbonátos teleprész. — *3.* Mészkő. — *4.* Áthalmozott Mn-oxidos teleprész. — *5.* Lepusztulási terület. — *6.* A feküképződmények felszíni kibúvásai. — *7.* Tektonikai törésvonalak.

állott redoxpotenciálját az üledékgyűjtő medence vízforgalma és kis mértékű fenékmorfológiai változásai szabhatták meg.

A vulkanogén származtatás ellen szól az érc kicsiny (0,78—3,42) Fe/Mn aránya, a hidrotermális telepekre jellemző Cu-, Pb-, Zn- stb. szulfidok alárendelt mennyisége *(28.6* és *28.12 táblázat)*. Ezenkívül a bezáró mezozóos rétegsor is egyértelműen kontinentális kérgű self-pozíciót jelöl, ahol az üledékképződéssel egyidejű, aktív hidrotermákat gerjesztő intrúziót nehéz elképzelni. Elvileg nem zárható ugyan ki egy az óceáni területekről a selfre kifutó transzform törés oldatvezető szerepe. Egy ilyen törés kinyomozását azonban sem a középhegységi júra feltárások szórványos elterjedése, sem a szükséges jelenkori vizsgálatok hiánya nem teszi lehetővé.

A származtatás kérdése tehát további kutatásokat igényel, amelyeket egyrészt az anyagra vonatkozó üledéktani ismeretek további gyarapítására, másrészt azoknak a meglévő kitűnő, ill. újabb geokémiai adatokkal való összevetésére és újraértékelésére kell összpontosítani.



28.38 ábra. Az eplényi Mn-érc tartalmú júra rétegsor vázlata CSEH-NÉMETH *et al.* (1980) szerint

1. Dachsteini típusú liász mészkő (Kardoskúti Formáció, 150 m). — *2.* Rhynchonellás tűzköves mészkő (50 m). — *3.* Hierlatz-típusú mészkő (25 m). — *4.* Tűzköves mészkő (40 m). — *5.* Gumós, krinoideás mészkő (20 m). — *6.* Mangánoxidos érc (3 m). — *7.* Radioláriás agyagmárga (20 m). — *8.* Rodokrozitos agyagmárga (8 m). — *9.* Barna, posidoniás mészkő (20 m). — *10.* Barna, gumós mészkő (15 m). — *11.* Tűzköves agyagmárga és mészkő (40 m). — *12.* Rózsaszínes fehér, kovás márga (20 m). — *13.* Vörös, gumós, ammonitoszos mészkő (30 m). — *14.* Fehér és vörös mészkő és agyagmárga (50 m).

Ilyenek részint a Bakony hegységi Hárskút, Gyenespuszta és a bakonycsernyei Tűzköves-árok rétegsorainak különböző szintjeiből, részint a Gerecse hegység toarci rétegeiből ismeretesek (KONDA 1970; GALÁCZ—VÖRÖS 1972; *28.17 táblázat*).

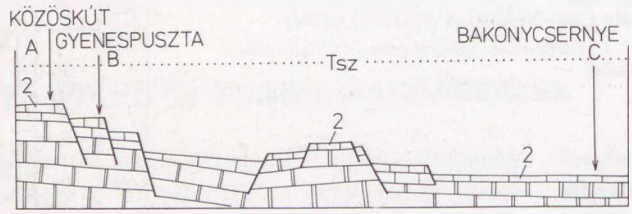
A hárskúti és a gyenespusztai szelvény pliensbachi, toarci és bajóci rétegeiből származó gumók és kérgek kivétel nélkül olyan — rétegtani kondenzációval, karbonát-visszaoldódással és keményfelszínekkel jellemzett — rétegekhez kapcsolódnak, amelyek nyilvánvalóan vízáramlásoknak kitett tenger alatti kiemelkedéseken rakódtak le *(28.39 ábra)*. A mediterrán júra számos más (pl. szicíliai, Trento övbeli, mészkő-alpi) lelőhelyének hasonló fáciesű és azonos korú rétegeiből

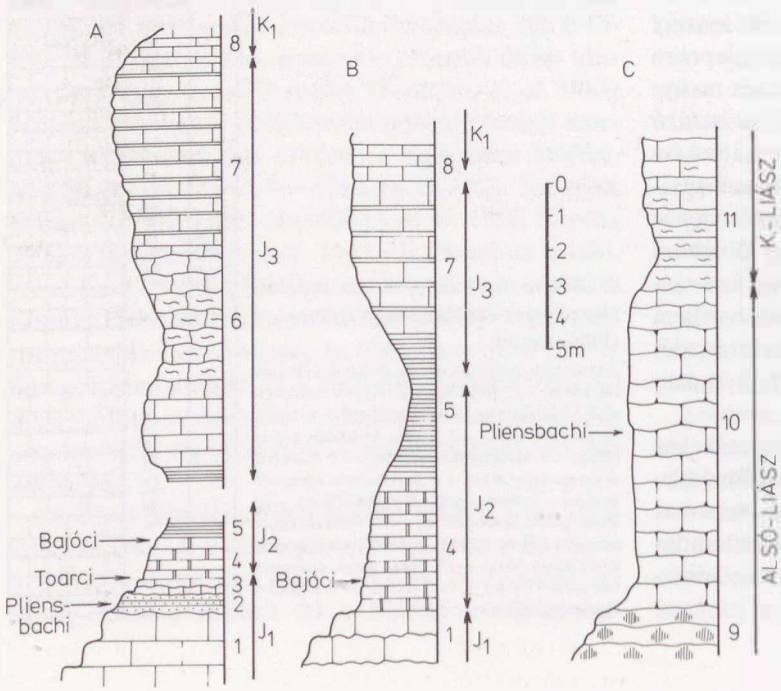
28.17. táblázat. Néhány bakonyi vas—mangán konkréció $CaCO_3$-mentes állapotra számított fémtartalma*

Sor-szám	$CaCO_3$	Mn	Fe	Cu	Ni	Co	Pb	Zn	Mg	Al
	%			ppm					%	
1	75,5	40,0	11,6	1272	3360	2240	3360	920	2,2	4,0
2	49,0	24,5	25,5	619	3978	2430	2528	823	1,0	3,2
3	75,0	6,8	50,0	1424	5320	440	824	1200	1,6	8,4
4	38,7	17,1	24,2	1540	6536	4026	2656	831	1,5	4,1
5	73,5	2,5	31,2	965	1734	354	218	829	1,9	11,7

1—4. Tengeralatti magaslatokról származó minták: *1.* Közöskúti árok (toarci). — *2.* Gyenes-puszta (bajóci). — *3.* Közöskúti árok (pliensbachi). — *4.* Közöskúti árok (bajóci). — *5.* Medence típusú rétegsorból származó minta: Bakonycsernye (pliensbachi).

* GALÁCZ—VÖRÖS (1972) adatai.





28.39 ábra. **Fent:** A közöskúti és gyenespusztai *(tengeralatti kiemelkedésekhez kötődő)*, valamint a bakonycsernyei *(medencebeli)* júra rétegsorok tengerszint *(Tsz)* alatti elhelyezkedésének vázlata

1. Felső-triász platform-karbonátok. — *2.* Pelágikus júra képződmények.

Lent: A közöskúti, gyenespusztai és bakonycsernyei júra rétegsorok a Mn-gumós szintek megjelölésével *(nyilak)* GALÁCZ A. *(in* MINDSZENTY 1986) szerint

1. Dachsteini típusú liász. — *2.* Krinoideás mészkő. — *3.* Vörös, gumós, mangános mészkő (ammonitico rosso). — *4.* Vörös, gumós mészkő. — *5.* Radiolarit. — *6.* Vörös, gumós mészkő (ammonitico rosso). — *7.* Fehér, pelágikus mészkő. — *8.* Biancone fáciesű márga. — *9.* Kovás mészkő. — *10.* Vékony rétegű vörös mészkő. — *11.* Vörös, gumós márga.

J_1: Liász. — J_2: Dogger. — J_3: Malm. — K_1: Neokom.

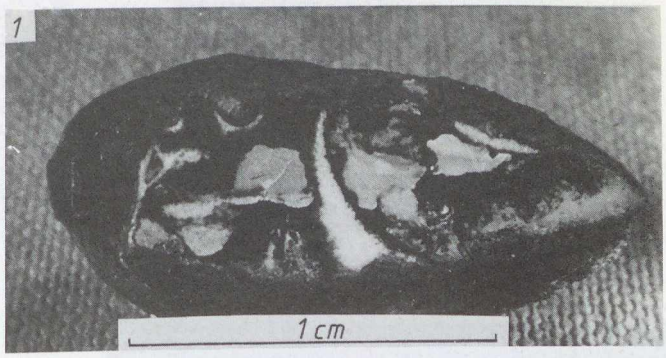
28.40 ábra. Mangángumók a Közöskúti-árok *tengeralatti kiemelkedéseken képződött* pliensbachi és toarci rétegeiből

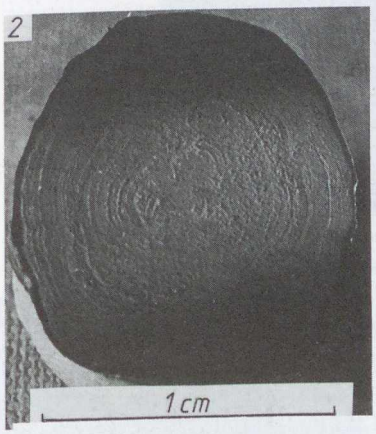
1. A 18. sz. *(toarci)* rétegből származó Mn-gumó, belsejében héjtöredékekkel és intraklasztokkal.

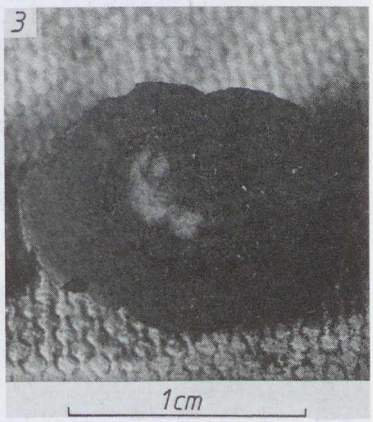
2. A 19/A jelű *(pliensbachi)* rétegből vett, látható mag nélküli Mn-gumó, koncentrikus szerkezettel.

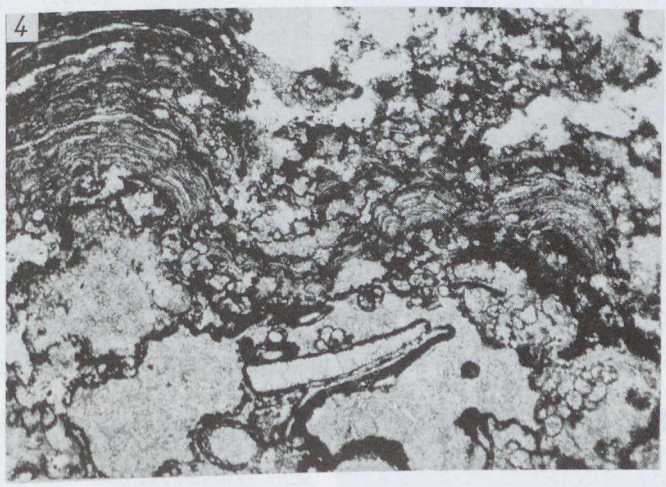
3. A 19/B jelű *(pliensbachi)* rétegből származó Mn-gumó, közepén mésziszap-rögöcskével.

4. A 18/C jelű *(toarci)* mészkörétegbe zárt Mn-gumó magjának (alul), kérgének (középen) és a bezáró üledéknek (fent) mikroszkópi képe.





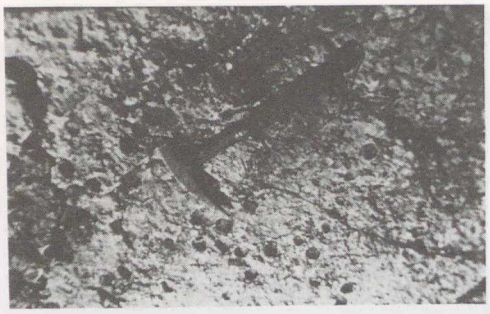


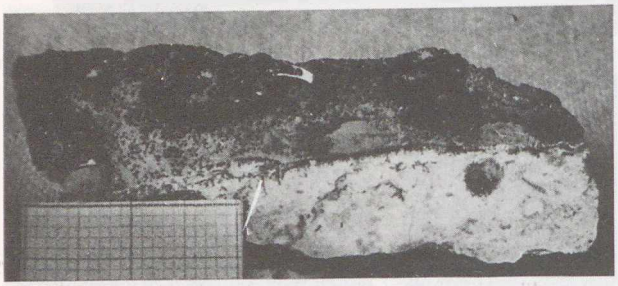


sokan jeleztek már hasonló Mn-gumókat (GÜMBEL 1861; JENKYNS 1967; GERMANN 1972; DRITTENBASS 1979). A júra folyamán tehát — bizonyára a táguló fiatal Tethys-óceán és a hozzá csatlakozó selfek üledékszegénysége (és talán a riftesedéssel kapcsolatos vízkémiai változások következtében) — nagy területen megvoltak a Mn-gumók- és -bekérgezések képződésének feltételei *(28.40* és *28.41 ábra)*.

E gumók és kérgek ásványtani–geokémiai és mikromorfológiai jellegeik alapján (MINDSZENTY et al. 1986) leginkább a mai „marginális self"-ek megfelelő képződményeihez hasonlíthatók. Megerősítik tehát azt a középhegységi júra képződési körülményeiről korábban — főleg őslénytani érvek alapján — kialakított képet, miszerint annak üledékei a Tethys nagy kiterjedésű, de a triász végi állapothoz képest morfológiailag már erősen tagolt, hemipelágikus selfjeinek magaslatain rakódtak le (GALÁCZ—VÖRÖS 1972; GÉCZY 1973a és b).

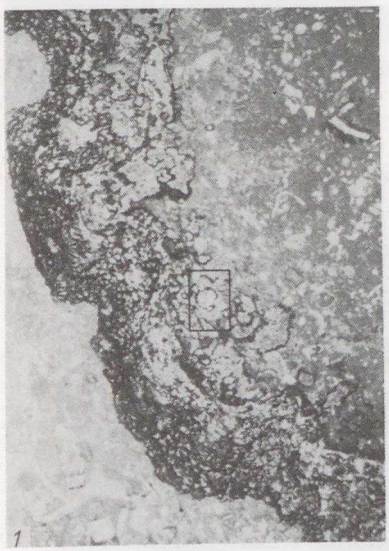
A bakonycsernyei Tűzköves-ároknak a pliensbachi emeletre szorítkozó, jóval ritkább és eltérő morfológiájú Fe–Mn-gumói *(28.42 ábra)* viszont az alsó-júrában szétdarabolódott self mélyebbre zökkent részmedencéiben keletkeztek *(28.39 ábra)*.



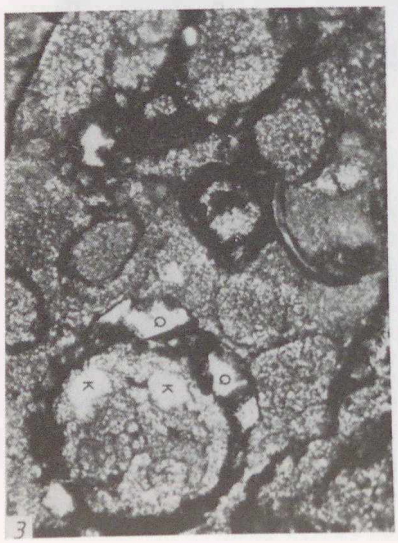


28.41 ábra. **Fent:** A Közöskúti-árok bajóci mészkövének Mn-gumókkal tarkított rétegfelszíne

Lent: A Közöskúti-árok 18/C jelű (toarci) mészkőrétegét lezáró mangános kemény felszín („hardground")









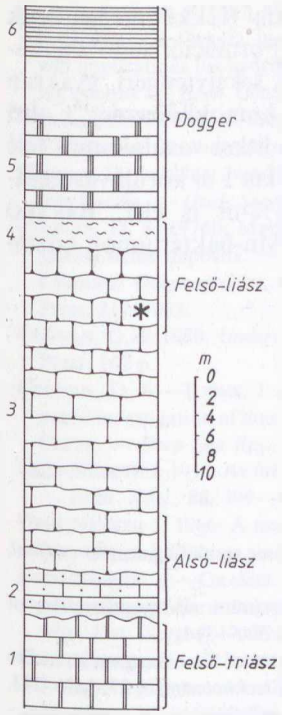
28.42 ábra. A Tűzköves-árok (Bakonycsernye) 1/b jelű, pliensbachi, *medence-típusú* Mn-gumójának kérgébe zárt ősmaradványok és ásványszemcsék

1. Vörös mészkőben, viszonylag nagy (0,9 × 0,4 mm-es) — a beágyazó mészkőével azonos anyagú — intraklaszt körüli, sötétbarna kérgű Mn-gumó egy részlete. A mag és a bezáró üledék azonossága gyors bekérgeződésről tanúskodik.

2. A kéreg és a bezáró üledék karéjos határa.

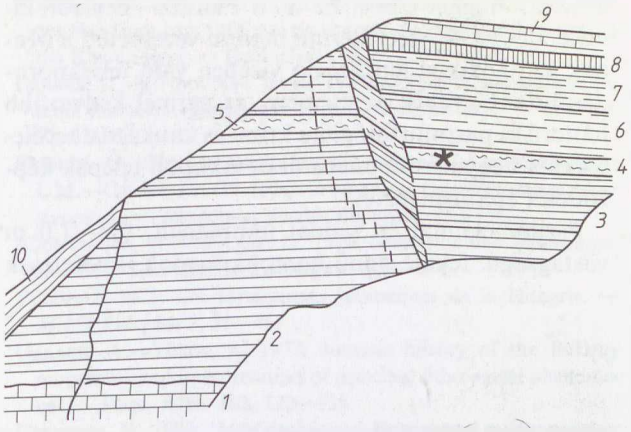
3. Az 1. képen bekeretezett rész nagyítása: Agglutináló foraminiferák sárgásbarna, áttetsző, goethitesedett váza. A vázakat körülvevő és a belsejüket kitöltő anyag mikrit, egyes nagyobb (0,08 mm-es) kvarc- *(Q)* és kalcit- *(K)* kristályokkal.

4. A Mn-gumó goethites (fekete) és durva mikritből álló kérge agglutinált karbonát- *(K)* és kvarc- *(q)* szemcsékkel, középen *Tolypammina* (?) sp.-vel



28.43 ábra. A gerecsei Tardos-bánya rétegoszlopa KONDA JÓZSEF szerint, a Mn-kérges intraklasztok lelőhelyének (*) feltüntetésével

1. Dachsteini mészkő. — *2.* Vörös, vékony rétegű mészkő (biomikrites wackestone). — *3.* Vörös, krinoideás mészkő (wackestone) ammoniteszekkel, brachiopodákkal és Fe–Mn burkú intraklasztokkal. — *4.* Vörös márga és agyagos, gumós mészkő. — *5.* Vörös, gumós mészkő (ammonitico rosso) krinoideákkal és *Bositra*-héjakkal. — *6.* Radiolarit.



28.44 ábra. A gerecsei Tölgyháti-kőfejtő szelvényvázlata FÜLÖP (1969) szerint a mangános agyagrétegből származó oxidos Mn-kérgek és -gumók lelőhelyével (*)

1. Rhaeti dachsteini mészkő. — *2.* Alsó-liász krinoideás mészkő. — *3.* Középső-liász vékonyrétegű mészkő. — *4.* Felső-liász mangános agyag. — *5.* Felső-liász agyagos–gumós mészkő. — *6.* Aaleni mészkő. — *7.* Bajóci mészkő. — *8.* Bath–kallóvi radiolarit. — *9.* Oxfordi breccsás mészkő és kimmeridge-i agyagos–gumós mészkő. — *10.* Jelenkori lejtőtörmelék.

A gerecsei toarci rétegek Mn-oxid kérgeinek *(28.43* és *28.44 ábra)* részletes ásványtani–geokémiai vizsgálata még hátravan. GALÁCZ szóbeli közlése szerint ezek egy a mediterrán jurában általános elterjedésű „fekete agyagpala" *(black-shale)* szinttel korrelálható, szürke, zöldesszürke, szürkésbarna, Mn-dús agyagszinthez kapcsolódnak. Elképzelhető tehát, hogy ezek az oxidos kérgek és gumók a reduktív fáciesű agyag Mn-tartalmának hipergenetikus oxidációja során jöttek létre. E föltevés igazolódása pedig azt jelentené, hogy a gerecsei Mn-dúsulásokat nem lehet minden további nélkül a Bakony szingenetikus Mn-dúsulásaival azonosítva értékelni, mint ahogyan azt korábban megkísérelték (VADÁSZ 1952).

28.93 MÁS HAZAI ÜLEDÉKES Mn-ELŐFORDULÁSOK

Ezek közül valószínűleg az *Upponyi hegység* Csokvaomány, Nekézseny és Dédestapolcsány határába eső, szilur (?) időszaki Tapolcsányi Formációjának Fe–Mn-os lencséi a legidősebbek. E formáció túlnyomó részét homokkő, agyag- és kovapala váltakozása alkotja, de itt-ott zöld diabáz-(?)tufa betelepüléseket is tartalmaz. A max. 10—20 m vastagságú mangános lencsék PANTÓ—MOLNÁR (1954) szerint 0,5—5 cm vastagságú, ritmikusan változó fémtartalmú rétegekből állanak. Fe-tartalmuk főleg hidroxidos, Mn-tartalmuk pedig, karbonátos és oxidos alakban, finom eloszlásban, elsősorban a kovás rétegekhez kötődik, vagy — jóval ritkábban — az agyagos rétegek szabálytalan eloszlású, Mn-dús csomóiban jelenik meg. A mangános rétegek a fémtartalom csökkenésével meddő kova-, ill. igen gyér *Radiolária*-tartalmú agyagpalába mennek át, 12,5—17,3% Fe és 6,6—12,5% Mn-tartalommal. Ezek a 19. sz.-ban bányászott, majd ismételten eredménytelenül megkutatott lencsék elsődleges Fe–Mn-karbonátos anyaga egy viszonylag mély tenger flisszerű üledékeihez látszik kapcsolódni.

A DNy-i Bükk túlnyomóan jura időszaki, pelágikus palaösszletében található Mn-gumókról csupán annyit tudunk, hogy Mn–Fe oxidjaikat nem karbonátos, hanem kovás anyag kíséri. A bezáró üledéksor flisszerűsége és a hozzá kapcsolódó bázisos magmatitok a középhegységitől eltérő, mélytengeri keletkezésről tanúskodnak.

*Az eger–demjéni oligocén*nek a kiscelli emeletbe sorolt, finomtörmelékes rétegsorából ismert, megkutatott, de a jelenlegi körülmények közt nem műrevaló, Mn-dús üledékei geokémiai fácies tekintetében az úrkúti jura ércre emlékeztetnek (MOLNÁR—MORVAI 1961). Eredeti állapotukban ui. zöldes vagy zöldesbarna színűek, rodokrozitos–manganitos összetételűek; felszínközeli oxidációjuk pedig fekete színű, Mn-oxidban dús haszonanyagot eredményez. Agyagos–márgás és homokos rétegekhez való kapcsolódásuk mégis egészen más típusú medencében való keletkezésről tanúskodik. BÁLDI (1984) szerint képződésük a tengervíznek a Paratethys lefűződésével kapcsolatos és a Tardi Agyag kialakulásában megnyilvánuló oxigénhi-

ányával függhet össze. Ez ui. a FRAKES—BOLTON elmélet (28.32. fejezet) szerinti módon vezethetett a Mnnak az anoxikus fenékrégió vizében való felszaporodásához. Ugyanez az esemény az egrinél kedvezőbb hátterű és partmorfológiájú krími és kaukázusi területeken a nagyméretű csiaturai és nikopoli telepek képződését eredményezte.

Pszilomelánnal és váddal impregnált, 0,2—1,0 m vastagságú, fekete színű homokkőpadok ismeretesek a Salgótarjáni és a dél-szlovákiai Kékkői-medencének a Salgótarjáni Barnakőszén Formációt fedő Egyházasgergei Formációja (a laza, sekélytengeri, gyakran keresztrétegzett „chlamysos homokkőösszlet") alsó részében. Magyar területen a litkei vasútállomás felé futó völgy felső részében levő két 1 m körüli vastagságú pad MnO-tartalma 11,6%-ot is elér. BARTKÓ (1961-62) ezt a Mn-dúsulást Mn-baktériumok közreműködésével magyarázza.

IRODALOM

ADDY, S. K. 1978: Distribution of the Fe, Mn, Cu, Ni and Co in co-existing manganese nodules and micronodules. — *Marine Geol.*, **28**, 9—17.

ALEXANDROV, E. A. 1972: Manganese: element and geochemistry. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W. (ed.): *Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciences.* — New York, Toronto etc.: Van Nostrand–Reinhold, 670—671.

AVALIANI, G. A.—GABASHVILI, N. V.—ABAKELIA, N. M. 1980: The facies and genesis of sedimentary manganese ores in Georgia, USSR. — *In:* VARENTSOV, I. M.—GRASSELLY, GY. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese*, **2.** — Budapest: Akadémiai Kiadó, 417—425.

BANERJI, P. K. 1984: On current knowledge of ore formation by lateritisation. — *Proc. 27th Internat. Geol. Congr.*, **12**, 213—232. Moscow.

BARTKÓ L. 1961-62: *A nógrádi barnakőszénterület földtani vizsgálata.* — Kandidátusi értekezés. — Kézirat. — MÁFI.

BÁLDI, T. 1984: The Terminal Eocene and Early Oligocene events in Hungary and the separation of anoxic cold Paratethys. — *Ecl. geol. Helv.*, **77**, 1, 1—27.

BÄCKER, H. 1973: In: *Erzmetall*, **26**, 545—555.

BÄCKER, H.—RICHTER, H. 1973: Die rezente hydrothermal—sedimentäre Lagerstätte Atlantis-II-Tief im Roten Meer. — *Geol. Rundschau*, **62**, 697—741.

BERNARDELLI, A. L. 1982: Azul Manganese Deposit. — *IInd Internat. Seminar in Lateritisation Processes, Guidebook f. Excurs.*, **2**, 49—50.

BEUS, A. A. 1976: *Geochemistry of the Lithosphere.* — Moszkva: — Mir, 366 p.

BIGNELL, R. D. 1975: In: *Trans. Inst. Econ. Min. Metall*, Moszkva, **B 84**, 1—6.

BIGNELL, R. D.—TOOMS, J. S.—CRONAN, D. S.—HOROWITZ, A. 1974: An additional location of metalliferous sediments in the Red Sea. — *Nature, G. B.* (1974), **No 5444**, 127—128.

BLISSENBACH, E.—FELLERER, R. 1973: Continental drift and the origin of certain mineral deposists. — *Geol. Rundschau*, **62**, 3, 812—840.

BOLTON, B. R.—FRAKES, L. A. 1985: Geology and genesis of manganese oolite, Chiatura, Georgia, U.S.S.R. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 11, 1398—1406.

BONATTI, E.—KRAEMER, T.—RYDELL, H. S. 1972: Classification and genesis of submarine iron—manganese deposists. — *In:* HORN, D. R. (ed.): *Ferromanganese Deposists on the Ocean Floor.* — Nation. Science Foundation, Washington, D. C., 159—166.

BONATTI, E.—ZERBI, M.—KAY, R.—RIDELL, H. S. 1976: Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centre. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 83—94.

BORCHERT, H. 1970: On the ore deposition and geochemistry of manganese. — *Miner. Deposita*, **5**, 300—314.

BOSTRÖM, K. 1973: The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. — *Acta Univers. Stockholmiensis*, **27**, 149—243.

BRICKER, O. P. 1965: Some stability relations in the system Mn—O_2—H_2O at 25° and one atmosphere total pressure. — *Amer. Mineral.*, **50**, 1296—1354.

BROWERS, T. S.—DAMM, K. L. v.—EDMOND, J. M. 1985: Chemical evolution of mid-ocean ridge hot springs. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 11, 2239—2252.

CALLENDER, E. 1973: Geochemistry of ferromanganese crusts, manganese carbonate crusts and associated ferromanganese nodules from Green Bay, Lake Michigan. — *Inter.-Univ. Progr. Ferromanganese Res., Phase I. Res.*, 105—120.

CALLENDER, E.—BOWSER, C. J. 1976: Fresh-water manganese deposits. — *In:* WOLF, K. H. (ed.): *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*, **7.** — Amsterdam—Oxford, etc.: Elsevier, 341—394.

CALVERT, S. E.—PRICE, N. B. 1970: Composition of manganese nodules and manganese carbonate from Looh Fyne, Scotland. — *Contrib. Min. Petrol.*, **29**, 215—233.

CALVERT, S. E.—PRICE, N. B.—HEATH, G. R.—MOORE, T. C. 1978: Relationship between ferromanganese nodule compositions and sedimentation in a small survey area of the equatorial Pacific. — *Marine Res.*, **36**, 161—183.

COUTINHO, J. M.—CANDIA, M. A. F.—VALARELLY, J. V. 1976: Mineralogical study of the main manganese carbonata—silicate protores (queluzites) from Brazil and their weatherin products. — Symposium 104.3, Geology and Geochemistry of Manganese. — *25th Int. Geol. Congr., Abstracts*, **3**, 754—765.

CRERAR, D. A.—BARNES, H. L. 1974: Deposition of deep-sea manganese nodules. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 279—300.

CRERAR, D. A.—CORMICK, R. K.—BARNES, H. L. 1972: Organic controls on sedimentary geochemistry of manganese. — *Acta Min. Petr. Szeged*, **20**, 217—226.

CRERAR, D. A.—CORMICK, R. K.—BARNES, H. L. 1980a: The geochemistry of manganese: an overview. — *In:* VARENTSOV, I. M.—GRASSELLY, GY. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese*, **1**, — Budapest: Akadémiai Kiadó, 293—334.

CRERAR, D. A.—FISCHER, A. G.—PLAZA, C. L. 1980b: Metallogenium and biogenic deposition of manganese from Precambrian to Recent time. — *In:* VARENTSOV, I. M.—GRASSELLY, GY. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese*, **3**, — Budapest: Akadémiai Kiadó, 285—304.

CRERAR, D. A. *et al.* 1982: Manganiferous cherts of the Franciscan Assemblage: I. General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centres. — *Econ. Geol.*, **77**, 3, 519—540.

CRONAN, D. S. 1974: *In:* GOLDBERG, E. D. (ed.): *The Sea.* — Vol. 5: *Chemical Oceanography.* — New York: Wiley, 491—525.

CRONAN, D. S. 1976a: Basal metalliferous sediments from the Eastern Pacific. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 928—934.

CRONAN, D. S. 1976b: Manganese nodules and other ferromanganese oxide deposits. — *In:* RILEY, J. P.—CHESTER, R. (eds): *Chemical Oceanography*, **5.** — London–New York: Academic Press, 217—263.

CRONAN, D. S. 1980: *Underwater Minerals.* — London: Academic Press, 362 p.

CRONAN, D. S.—TOOMS, J. S. 1968: A microscopic and electron probe investigation of manganese nodules from northwest Indian Ocean. — *Deep-Sea Res.*, **15**, 215—223.

CSEH-NÉMETH J. 1958: Az úrkúti mangánérctelep kifejlődési típusai. — *Földt. Közl.*, **88**, 399—415.

CSEH-NÉMETH J. 1966: A mangánérc. — *In:* JANTSKY B. (ed.): *Ásványtelepeink földtana.* — Műszaki Kiadó: Budapest, 120—142.

CSEH-NÉMETH, J.—GRASSELLY, GY. 1966: Data on geology and mineralogy of the manganese ore deposit of Úrkút II. — *Acta Min. Petr. Szeged*, **17**, 89—114.

CSEH-NÉMETH, J.—GRASSELLY, GY.—NEMECZ, E.—SZABÓ, Z. 1971: Jurassic manganese ores in Hungary. — *Proc. IMA—IAGOD Meetings '70. IAGOD Vol., Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue* **3**, 461—465.

CSEH-NÉMETH, J.—KONDA, J.—GRASSELLY, GY.—SZABÓ, Z. 1980: Sedimentary manganese deposits of Hungary. — *In:* VARENTSOV, I. M.—GRASSELLY, GY. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese*, **2.** — Akadémiai Kiadó: Budapest, 199—221.

DAMIANI, V.—MORTON, T. W.—THOMAS, R. L. 1973: Freshwater ferromanganese nodules from the Big Bay Section of Quinto, northern lake Ontario. — *Proc. Conf. Great Lakes Res.*, **16**, 397—403.

DE VILLIERS, J. E. 1944: The origin of iron and manganese deposits in the Postmasburg and Thabazimbi areas. — *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, **47**, 123—135.

DE VILLIERS, J. 1960: The manganese deposits of the Union of South Africa. — *Union of S. Africa, Dept. Mines Geol. Surv., Handbook*, **2**, 271 p.

DE VILLIERS, P. R. 1971: The geology and mineralogy of the Kalahari Manganese-Field north of Sishen, Cape Province. — *S. Africa, Dept. Mines Geol. Survey. Mem.*, **59**, 1—65.

DILL, H. 1985: Terrestrial ferro-manganese ore concentrations from Mid-European basement blocks and their implication concerning the environment of formation during the Late Cenozoic (Northern Bavaria, FRG). — *Sedim. Geol.*, **45**, 77—96.

DRITTENBASS, W. 1979: Sedimentologie und Geochemie von Eisen—Mangan führenden Knollen und Krusten im Jura der Trento-Zone (östliche Südalpen). — *Eclogae geol. Helv.*, **72**, 313—346.

DRUBINA-SZABÓ, M. 1959: Manganese deposits of Hungary. — *Econ. Geol.*, **54**, 1078—1093.

DUBININA, G. A. 1980: The area of microorganisms in the formation of the Recent iron—manganese lacustrine ores. — *In:* VARENTSOV, I. M.—GRASSELLY, GY. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese*, **3.** — Akadémiai Kiadó: Budapest 305—326.

DUNHAM, A. C.—GLASBY, G. P. 1974: A petrographic and electron microprobe investigation of some deep- and shallow-water manganese nodules. — *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **17**, 929—953.

DYMOND, J.—CORLISS, J. B.—HEATH, G. R.—FIELD, C. W.—DASCH, E. J.—VEEH, H. H. 1973: Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, 3355—3372.

FLEISCHER, M. 1983: Distribution of the lanthanides and yttrium in apatites from iron ores and its bearing on the genesis of ores of the Kiruna type. — *Econ. Geol.*, **78**, 5, 1007—1010.

FRAKES, L. A.—BOLTON, B. R. 1984: Origin of manganese giants: Sea-level change and anoxic—oxic history. — *Geology*, **12**, 83—86.

FRENZEL, G. 1980: The manganese ore minerals. — *In:* VARENTSOV, I. M.—GRASSELLY, GY. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese*, **1**, — Akadémiai Kiadó: Budapest, 25—158.

FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970: *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Schweizerbart: Stuttgart, 505—534.

FÜLÖP, J. 1971: Les formationes jurassiques de la Hongrie. — *MÁFI Évk.*, **54**, 2, 31—46.

GALÁCZ, A.—VÖRÖS, A. 1972: Jurassic history of the Bakony mountains and interpretation of principal lithological phenomena. — *Földt. Közl.*, **102**, 122—135.

GERMANN, K. 1972: Verbreitung und Entstehung manganreicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. — *Tschermak's Miner. Petr. Mitt.*, **17**, 123—150.

GÉCZY, B. 1973a: Plate tectonics and paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **17**, 421—428.

GÉCZY, B. 1973b: The origin of the Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics. — *Ann. Univ. Sci. Budapest, Sect. Geol.*, **16**, 99—114.

GIOVANOLI, R. 1976: On natural and synthetic manganese nodules. — *Symposium 104.3: Geology and Geochemistry of Manganese. — 25th Int. Geol. Congr., Abstracts*, **3**, 771—772.

GIOVANOLI, R.—BÜHLER, H.—SOKOLOWSKA, M. 1973: Synthetic lithiophorite: electron microscopy and X-ray diffraction. — *J. Microsc.*, **18**, 271—284.

GLASBY, G. P.—MEYLAN, M. A.—MARGOLIS, S. V.—BÄCKER, H. 1980: Manganese deposits of the Southwestern Pacific Basin. — *In:* VARENTSOV, I. M.—GRASSELLY, GY. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese*, **3**, Akadémiai Kiadó: Budapest, 137—184.

GOLDSMITH, J. R. 1959: Some aspects of the geochemistry of carbonates. — *In:* ABLESON, P. H. (ed.): *Recherches in Geochemistry*, **1.** — Wiley: New York, 336—358.

GORHAM, E.—SWAINE, D. J. 1965: The influence of oxidising and reducing conditions upon the distribution of some elements in lake sediments. — *Limnol. Oceanogr.*, **10**, 268—279.

GRASSELLY, GY. 1968: On the phosphorus-bearing mineral of the manganese oxide deposits of Eplény and Úrkút. — *Acta Min. Petr. Szeged*, **18**, 73—83.

GRASSELLY, GY.—CSEH-NÉMETH, J. 1961: Data on the geology and mineralogy of the manganese ore deposits of Úrkút I. — *Acta Min. Petr. Szeged*, **14**, 3—25.

GRASSELLY, GY.—SZABÓ, Z.—BÁRDOSSY, GY.—CSEH-NÉMETH, J. 1969: Data on the geology and mineralogy of the Eplény manganese ore deposits. — *Acta Min. Petr. Szeged*, **19**, 15—43.

GRUSS, H. 1958: Exhalativ sedimentäre Manganokarbonat Lagerstätten mit besonderer Berücksichtigung der liassischen Vorkommen in der Berchtesgadener und Salzburger Alpen. — *Neues Jb. f. Min. Abh.* **92**, 47—107.

GÜMBEL, C. W. 1861: *Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes.* **1.** — Gotha: Perthes, 950 p.

HALBACH, P. 1975: Mineralogical and geochemical investigations on Finnish lake ores. — *Bull. Geol. Soc. Finland*, **48**, 33—42.

HEIN, J. R.—MANHEIM, F. T.—SCHWAB, W. C.—DAVIS, A. S. 1985: Ferromanganese crusts from Neoker Ridge, Horizon Guyot and S. P. Lee Guyot: Geological considerations. — *Marine Geol.*, **69**, 1/2, 25—54.

HEM, D. J. 1972: Chemical factors that influence the availability of iron and manganese in aqueous systems. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, 443—450.

HOOD, D. W. 1972: Seawater chemistry. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W. (ed.): *Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Science.* — Van Norstrand—Reinhold: New York, etc., 1062—1070.

JENKYNS, H. C. 1967: Fossil manganese nodules from Sicily. — *Nature,* **216,** 673—674. — London.

JONES, H. A. 1980: Deep-sea manganese nodules in the Australian region — a review. — *Austral. Min. Industry Quarterly,* **33,** 1, 10—23.

KAEDING, L.—BROCKAMP, O.—HARDER, H. 1983: Submarin-hydrothermale Entstehung der sedimentären Mangan-Lagerstätte Úrkút, Ungarn. — *Chemical Geology,* **40,** 251—268.

KIM, S. J. 1980: Genesis of manganese carbonate and oxide deposits of the Janggun Mine, South Korea. — *In:* VARENTSOV, I. M.—GRASSELLY, GY. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese,* **2.** — Akadémiai Kiadó: Budapest, 297—318.

KONDA J. 1970: A Bakony hegységi jura időszaki képződmények üledékföldtani vizsgálata. — *MÁFI Évk.,* **50,** 2.

LALOU, C.—BRICHET, E.—BONTE, P. 1980: Some new data on the genesis of manganese nodules. — *In:* VARENTSOV, I. M.—GRASSELLY, GY. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese,* **3.** — Akadémiai Kiadó: Budapest, 31—90.

LECLERC, J.—WEBER, F. 1980: Geology and genesis of the Moanda manganese deposits, Republic Gabon. — *In:* VARENTSOV, I. M.—GRASSELLY, GY. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese,* **2.** — Akadémiai Kiadó: Budapest, 89—112.

LISITSYN, A. P. 1970: Sedimentation and geochemical consideration. — *In:* WOOSTER, W. S. (ed.): *Scientific Exploration of the South Pacific.* — National Acad. Sci., Washington, D. C., 257 p.

LISITSYN, A. P. *et al.* 1982: Geochemistry of Manganese in the Ocean. — *Collected Abstracts of VIth Sympos. of IAGOD, Tbilisi, 1982. Sept. 6—12.* — 296—297.

LOGVINENKO, N. V. 1973: Composition and origin of iron and manganese carbonate in sedimentary rocks. — *Lithol. Miner. Res.,* **7,** 328—337.

MARGOLIS, S. V.—DUGOLINSKY, B. K.—DUDLEY, W. C. 1979: Microchemistry and morphology of biogenic detrital and authigenic phases in Pacific manganese nodules. — *In:* La Genèse des Nodules de Manganèse. 179—209. — *Colloque Intern. Centre Nat. Recherche Scient.,* **289.** Gif-sur-Yvette, France.

MERO, J. L. 1965: *The Mineral Resources of the Sea.* — Elsevier: Amsterdam, 312 p.

Metallgesellschaft (ed.) 1975: Manganknollen — Metalle aus dem Meer. — *Metallges., Mitteil. a. d. Arbeitsbereichen,* **18,** 1—87. — Frankfurt/Main.

MINDSZENTY, A.—GALÁCZ, A.—DÓDONY, I.—CRONAN, D. S. 1986: Paleoenvironmental significance of ferromanganese oxide concretions from the Hungarian Jurassic. — *Chemie der Erde,* **45,** 177—190.

MOHR, P. A. 1965: Genetic problems of some sedimentary manganese carbonate ores. — *Contrib. Geophys. Observatory, Haile Sellasie Univ.,* Addis Ababa, **A–5,** 1—22.

MOLNÁR J.—MORVAI G. 1961: Eger környéki és néhány külföldi oligocén mangántelep összehasonlítása. — *Földt. Közl.,* **91,** 2, 126—135.

MONTY, C. 1973: Les nodules de manganèse sont stromatolithes océaniques. — *C. R. Acad. Sci. Paris,* **276,** 3285—3288.

NOSZKY J.—SÍKABONYI L. 1953: Karbonátos mangánüledékek a Bakony hegységben. — *Földt. Közl.,* **83,** 10/12, 344—359.

OSTWALD, J. 1980: Aspects of the mineralogy, petrology and genese of the Groote Eylandt manganese ores. — *In:* VARENTSOV, I. M.—GRASSELLY, GY. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese,* **2.** Akadémiai Kiadó: Budapest, 149—182.

OSTWALD, J. 1985: Some observations on the chemical composition of chalcophanite. — *Mineral. Mag.,* **49,** 5, 752—755.

PALACHE, C.—BERMAN, H.—FRONDEL, C. 1944: *Dana's System of Mineralogy.* (7th ed.). — **1,** 834 p.

PANTÓ G.—MOLNÁR J: 1954: *A nekézsenyi vas-mangán palakutatás.* — Kézirat. — MÁFI Adattára.

PERSEIL, E. A.—GIOVANOLI, R. 1978: La „Ranciéite" du gisement ferromanganifère de Rancié (Pyrénées Arriègeoises). — La Genèse des Nodules de Manganèse. — *Colloqu. Intern. Centre Nation. Recherche Scient.,* **289.** — Gif-sur-Yvette, France, 369—377.

RAAB, W. J.—MEYLAN, M. A. 1977: Morphology. — *In:* GLASBY, G. P. (ed.): *Marine Manganese Deposits.* — Elsevier: Amsterdam, etc., 109—146.

RAWSON, M. B.—RYAN, W. B. F. 1978: *Ocean Floor Sediment and Polymetallic Nodules, Sheet* **1.** — U. S. Dept. of State, Office of the Geographer.

RONA, P. A. 1976: Pattern of hydrothermal mineral deposition: Mid-Atlantic Ridge Crest at Latitude 26° N. — *Mar. Geol.,* **21,** 59—66.

ROY, S. 1981: *Manganese Deposits.* — Academic Press: London, etc., 458 p.

RÖSLER, H. J. 1984: *Lehrbuch der Mineralogie.* — Leipzig, 833 p.

SAPOZHNIKOV, D. G. 1970: Geological conditions for the formation of manganese deposits of the Soviet Union. — *In:* SAPOZHNIKOV, D. G. (ed.): *Manganese Deposits of Soviet Union.* — Israel Progr. f. Scientific Translations, Jerusalem, 9—33.

SMITH, P. A.—CRONAN, D. S. 1978: — *In:* Thera and the Aegean World. — *Proc. 2nd Internat. Scientific Congr. Santorini, Grece, August 1978.* — London: Nomikos-Bishopsgate.

SOREM, R. K.—FEWKES, R. H. 1977: Internal characteristics. — *In:* GLASBY, G. P. (ed.) 1980: *Marine Manganese Deposits.* — Amsterdam: Elsevier, 147—183.

SOREM, R. K.—FEWKES, R. H. 1980: Distribution of todorokite and birnessite in manganese nodules from the „Horn region", Eastern Pacific Ocean. — *In:* VARENTSOV, I. M.—GRASSELLY, GY. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese,* **1.** — Budapest: Akadémiai Kiadó, 203—229.

SÖHNGE, P. G. 1977: Timing aspects of manganese deposits of the Northern Cape Province (South Africa). — *In:* KLEMM, D. D.—SCHNEIDER, H. J. (eds): *Time- and Strata-bound Ore Deposits.* — Springer: Berlin, Heidelberg, etc., 115—122.

STACKELBERG, U. v.—BEIERSDORF, H. 1987: Manganese nodules and sediments in the Equatorial North Pacific Ocean — SONNF Cruise SO 25, 1982. — *Geol. Jahrb., Reihe D. Heft* **87,** 403 p.

STERENBERG, L. E.—BAZILEVSZKAJA, E. SZ.—CSIGIREVA, T. A. 1966. Karbonatü marganca i zseleza v donnüh otlozsenija ozera Pinnusz-Jarvi. — *Dokladü Akad. Nauk SzSzSzR,* **170,** 3, 691—694.

STRAKHOV, N. M. 1966: Types of manganese accumulation in present day basins: their significance in understanding of manganese mineralization. — *Int. Geol. Rev.,* **8,** 1172—1196.

STRAKHOV, N. M. 1976: Formation conditions of iron—manganese nodule ores in modern water bodies. — *Lithol. Miner. Res.,* **11,** 1—23.

SZABÓNÉ DRUBINA M. 1957: A magyarországi mangánércek földtani és üledékásványtani jellege. — *Földt. Közl.,* **87,** 3, 261—273.

SZABÓNÉ DRUBINA M. 1961: A bakonyi liász mangántelepek. — *MÁFI Évk.,* **49,** 4, 951—957.

SZABÓ, Z.—GRASSELLY, GY. 1980: Genesis of manganese oxide ores in the Úrkút basin, Hungary, — *In:* VARENTSOV, I. M.—GRASSELLY, GY. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese,* **2.** — Akadémiai Kiadó: Budapest, 223—236.

SZABÓ, Z.—GRASSELLY, GY.—CSEH-NÉMETH, J. 1981: Some conceptual questions regarding the origin of manganese in the Úrkút deposit, Hungary. — *Chemical Geology,* **34,** 19—29.

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

SZTRAHOV, N. M.—STERENBERG, L. E.—KALINENKO, V. V.—TIHOMIROVA, E. S. 1968: *Geohimija oszadocsnogo margancovorudnogo processza* **I.** — Akad. Nauk SzSzSzR: Moszkva.

TUREKIAN, K. K. 1969: The oceans, streams and athmosphere. — *In:* WEDEPOHL, K. H. (ed.) *Handbook of Geochemistry* **I.** — Springer: Berlin, etc., 297—324.

VADÁSZ E. 1952: A bakonyi mangánképződés. — *MTA Műsz. Oszt. Közlem.*, **5**, 3.

VARENTSOV, I. M. 1964: *Sedimentary Manganese Ores.* — Elsevier: Amsterdam, etc., 119 p.

VARENTSOV, I. M.—GRASSELLY, GY. (eds) 1980: *Geology and Geochemistry of Manganese.* **1.** Mineralogy, Geochemistry, Methods. 462 p. — **2.** Manganese Deposits on Continents. 513 p. — **3.** Manganese on the Bottom of Recent Basins. 357 p. — Akadémiai Kiadó: Budapest.

VARENTSOV, I. M.—RAKHMANOV, V. P. 1980: Manganese Deposits of the U. S. S. R. (Review). — *In:* VARENTSOV—GRASSELLY, GY. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese*, **2.** — Akadémiai Kiadó: Budapest, 298—319.

WADSLEY, A. D. 1955: The crystal structure of chalcophanite, $ZnMn_3O_7 . 3H_2O$. — *Acta Cryst.*, **8**, 165—172.

WEDEPOHL, K. H. 1980: Geochemical behavior of manganese. — *In:* VARENTSOV, I. M.—GRASSELLY, GY. (eds): *Geology and Geochemistry of Manganese*, **1.** — Akadémiai Kiadó: Budapest, 335—351.

WENDT, J. 1974: Encrusting organisms in deep-sea manganese nodules. — *Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, **1**, 437—447.

29. FOSZFORITOK

BALOGH KÁLMÁN

29.1 A FOSZFORIT FOGALMA ÉS FAJTÁI

Elvileg minden olyan üledékes kőzetet foszforitnak lehetne nevezni, amelyben a vegyelemzés a földkéregbeli 0,23 súly%-nyi átlagnál több foszforpentoxidot (P_2O_5), ill. az ebből 2,1853-mal való szorzással számítható 0,503 súly%-nál több trikalciumfoszfátot [$Ca_3(PO_4)_2$] mutat ki. *Technológiailag* azonban többnyire csak azt az üledéket tekintjük foszforitnak, amelynek P_2O_5-tartalma 18—19 súly% fölött van. Ennél kisebb P_2O_5-tartalom esetén csak foszfáttartalmú üledékről, ill. üledékes kőzetről beszélünk. A hasznosítás gazdaságosságát az anyag fizikai sajátságai (szövete, keménysége, szemcsemérete, kristályossági foka, porozitása), ásványtani és kémiai alkotói (járulékos és nehéz ásványai, Fe-, Si-, Ca-, Fe-, Al- és Na-tartalma, esetleges mérgező elemei) is jelentékenyen befolyásolják. Ezért a foszforit minősítésekor a P_2O_5-tartalom nagyságán, s az előfordulás földtani alkatán és elhelyezkedésén kívül e tényezőket is mérlegelni kell. A modern dúsítási eljárások lehetővé teszik, hogy a P_2O_5-tartalom alsó határát konszolidálatlan foszforit esetében 5% körül vonják meg, ami a 18,5%-nak megfelelő 50%-nyi foszfátásvánnyal szemben csak 13,5%-nyi foszfátásványt jelent (NOTHOLT 1980). A különböző „meddő" kőzetek átlagos P_2O_5-tartalmáról a *29.1 táblázat*, a jelenleg fejtett nagyobb foszfátelőfordulások átlagos, valamint dúsítás utáni P_2O_5-tartalmáról pedig a *29.2 táblázat* tájékoztat.

A foszfor a *változó geokémiai jellegű* elemek közé tartozik. Körforgásának a magmás kőzetekből kiinduló, s a tengeralatti vagy a felszíni mállás és áthalmozódás szervetlen folyamatain át az üledékes kőzetek felé vezető részébe az élő szervezetek is belekapcsolódnak *(29.25 ábra)*. A foszfornak ezt a lito-, szedimento- és biofília közötti ingadozását 0, 3 és 5 közötti változó vegyértéke és komplexalkotó képessége teszi lehetővé. A földkéreg felső részében ugyan

29.1. táblázat. A közönségesebb kőzetek, a talajok és a földkéreg P_2O_5-tartalma*

Megnevezés	P_2O_5 súly%	
	min.—max.	átlagosan
I. Eruptív kőzetek	0,05—0,90	0,26
II. Üledékes kőzetek		0,10—0,15
Karbonátok		0,07
Tűzkövek		<0,10
Homokkövek		0,10
Arkózák és szubgrauvakkék		0,10
Grauvakkék		0,20
Tillitek		0,21
Agyagpalák		0,17
Óceáni meszes iszapok		0,20
Óceáni kovás iszapok		0,30
Vázmaradványos tengeri iszapok	0,2 —>0,8	
Prekambriumi kovás vasüledékek		0,21
Fanerozóos oxidos és karbonátos vasüledékek	0,91—1,78	
III. Talajok	0,02—0,40	
IV. A földkéreg P_2O_5-átlaga		~0,23

* MCKELVEY (1978) és SZÁDECZKY-KARDOSS (1955) nyomán.

29.2. táblázat. A jelenleg fejtett nagyobb foszfát-előfordulások kora, évi termelése és %-os P_2O_5-tartalma 1978-ban, NOTHOLT (1980) szerint

Az előfordulás kora és helye	A kitermelt foszforit		
	Mennyisége (10^3 t)	P_2O_5 %-a dúsítás	
		előtt	után
Miocén–pliocén			
Florida (USA)	40070	10—15	33
Észak-Karolina (USA)	3018	15	32
Eocén			
Algéria	997	26	31
Marokkó	19719	30—35	32
Szenegál	1762	25	35
Togó	2827	30	36
Tunézia	3767	28	30
Kréta			
Kolumbia	2	18—24	38
Egyiptom	642	25—30	28
Izrael	1759	25—35	33
Jordánia	2223	31—35	33
Szíria	800	24—27	31
Venezuela	109	21	26
SZU (Orosz-tábla)			
Jura			
Mexikó	185	15—20	35
SZU (Orosz-tábla)		10—20	28
Perm			
Ny-i foszfátmező (USA)	5070	26—36	29
Ordovícium			
Észt SzSzK		7—10	27
Kambrium			
Ausztrália	235	32	32
Kína	4400	23—28	30
Karatau (SZU)		21—25	28
Vietnam	1500	18—25	35
Prekambrium			
India (Rajasthan)	500	30	34
Koreai NDK	500	12—16	30

csaknem kizárólag 5-vegyértékű alakban jelenik meg, tetraédereket alkotó PO_4^{3-} anionjai azonban gyakran társulnak F^-, ritkábban Cl^- anionokkal.

A magmás kőzetek mállásakor felszabaduló P kénhidrogénes közegben oldatban marad, az oxidációs öv nehéz fémjei (Cu, Pb, U, Fe) azonban — sőt az Al is — kicsapják, miközben piromorfit, libetenit, vivianit, autunit, torbernit, variszcit, wavellit keletkezik *(29.3 táblázat)*. A CO_2 és/vagy szerves anyagok hatására viszonylag könnyen elbomló Ca-foszfátok azonban alkáli-foszfátként vagy kolloid Ca-foszfátként kerülnek oldatba. Ezért az apatittorlatok igen ritkák; torlatképződésre csak a sokkal ellenállóbb — és amellett többnyire Th-ot is tartalmazó — monacit képes (SZÁDECZKY-KARDOSS 1955).

Nagymértékben elősegíti a P megkötését az oldat Ca-feleslege, másrészt a vas oxidációja (oxigén-elvonása). Ezért szárazföldön a P elsősorban karsztvasércekben, valamint a bomló szerves anyagokban dús, kis redoxpotenciálú, de sok ferrovasat tartalmazó mocsári üledékekben halmozódik fel apatit, crandallit, wavellit, weinschenkit, rockbridgeit, laubmannit, vivianit vagy kakoxén alakjában *(29.3 táblázat)*. E folyamatoktól eltekintve, a P feldúsulásának első szakasza élő szervezeteken át valósul meg, és hasznosítható mértékig való felszaporodását is a szervesanyag-tartalmú üledéken belüli diagenetikus átrendeződés fejezi be.

A folyó- és a tengervíz kicsiny P-tartalmának nagy részét az élő szervezetek építik be szervezetükbe. A tengeri plankton termelődése az élet fenntartásához szükséges elemektől (a „tápanyagok"-tól) függ, s azt éppen a legkisebb mennyiségben jelenlevő P határozza meg. Ezért a planktontenyészet és a víz P-tartalma között sajátos korreláció alakul ki. Minthogy a legtöbb foszfor a szárazföldről, valamint a tengervíznek a szélnyomás hatására létrejött feláramlásaiból származik, a legdúsabb planktontenyészet is a partok és a feláramlási helyek közelében van. Az itteni fokozott P-felhasználás, valamint a P-tartalmú szerves anyagok elhalás utáni lesüllyedése és feloldódása következtében a tengervíz oldott P-tartalma a mélység felé nő. A mélytengeri üledékeknek a sekélytengeriekkel szembeni viszonylagos P-gazdagságát *(29.1 táblázat)* mégsem ez, hanem a P-tartalom törmelékes és karbonátos alkotókkal való keveredésének *(felhígulásának)* lényegesen kisebb lehetősége okozza.

A szárazföldi növények a talajból veszik fel a számukra nélkülözhetetlen P-mennyiséget. A magasabb rendű szervezetek pedig az élelemláncon keresztül jutnak ahhoz hozzá. Az élő szervezetek elhalása után ismét szabaddá vált P aztán vagy továbbvándorol vagy tartósan megkötődik az üledékben. A megkötődés általában oxigénszegény, kis vasoxidációs fokú, kis redoxpotenciálú környezetben következik be, és ez a foszfátokban egyes ritka elemek (Zn, Cd, In, Bi) dúsulását is lehetővé teszi.

29.3. táblázat. Az üledékes kőzetek gyakoribb foszforásványai

Apatit	$Ca_5(PO_4)_3(Cl, F, OH)$
Augelit	$Al_2(PO_4)(OH)_3$
Autunit	$Ca(UO_2.PO_4)_2.2H_2O$
Barrandit	$(Al, Fe)PO_4.2H_2O$
Bradleyit	$Na_3PO_4.MgCO_3$
Brushit	$CaHPO_4.2H_2O$
Crandallit	$CaAl_3H(PO_4)_2(OH)_6$
Dahllit	$Ca_5(PO_4)_3OH$
Foszfosziderit	$(Fe, Mn)_3(PO_4)_2.3H_2O$
Frankolit	$(Ca, Na, Mg)_{10}(PO_4)_{6-x}(CO_3F)_xF_2$
Kakoxén	$Fe^3_4(OH)_3(PO_4)_3.12H_2O$
Klórapatit	$Ca_5(PO_4)_3Cl$
Kollofán	$Ca_5(PO_4)_3F$ (kriptokristályos)
Laubmannit	$Fe^2_3Fe^3_6(OH)_{12}(PO_4)_4$
Libetenit	$Cu(OH)PO_4$
Lipscombit	$Fe^2Fe^3_2(PO_4)_2(OH)_2$
Millisit	$(Na, K)CaAl_6(PO_4)_4(OH)_9.3H_2O$
Monacit	$(Ce, Th)PO_4$
Monetit	$CaHPO_4$
Piromorfit	$Pb_5(PO_4)_3Cl$
Rockbridgeit	$Fe^2Fe^3_4(OH)_5(PO_4)_3$
Strengit	$FePO_4.2H_2O$
Struvit	$Mg(NH_4)PO_4.6H_2O$
Torbernit	$Cu[(UO_2).PO_4]_2.8H_2O$
Türkiz	$CuAl_6(PO_4)_4(OH)_8.4H_2O$
Variszcit	$AlPO_4.2H_2O$
Vivianit	$Fe_3(PO_4)_2.8H_2O$
Weinschenkit	$(Y, Eu)PO_4.2H_2O$
Wavellit	$Al_3(OH)_3(PO_4)_2.5H_2O$
Whitlockit	$Ca_3(PO_4)_2$
Xenotim	YPO_4

A keletkezés helye szerint *szárazföldi*, valamint *tengeri* és *tavi* foszforitot különböztetünk meg. Sokan azonban a szárazföldi felhalmozódású, fosszilis vagy szubfosszilis madár- és emlős-ürüléket, a *guanót*, valamint az ennek és a fekvő kőzetnek a határán képződött, metaszomatikus foszfáttelepeket kirekesztik a foszforit fogalomköréből. Eszerint csak a tengeri (tavi) eredetű foszfátkőzetek, valamint az ezek másodlagos átdolgozásával képződött foszfát-felhalmozódások anyaga volna foszforitnak minősíthető.

A szárazföldi, ill. tengeri (tavi) foszforitok különtartását kiindulási anyaguk, felhalmozódási és megjelenési módjuk, valamint ásványtársaságuk eltérései kellően indokolják is. Ez azonban a foszforit elnevezés gyűjtőfogalomként való kezelését nem küszöbölheti ki, mert:

a) végső soron minden tengeri és szárazföldi foszforitnak egy közös forrása van: a magmás és metamorf (átalakult) kőzetek fluor- vagy klórapatit-tartalma; amellett minden foszforit a foszfor szerves és szervetlen ciklusának összeszövődése révén keletkezett;

b) a friss guanótól eltekintve, valamennyi foszforit fő- és kísérő ásványai az apatit széles (több, mint 200 ásványfajtát felölelő) rokonsági köréből kerülnek ki;

c) az elsődleges tengeri foszforitok felszíni mállásával vagy folyóvízi áthalmozódásával keletkezett, másodlagos foszforittelepek elvileg ugyancsak szárazföldiek, és elsődleges apatitféleségük reliktumait éppúgy azok oxidációs övbeli rokonai kísérik, mint a guanó alján másodlagosan képződött hidroxilapatitot.

29.2 A SZÁRAZFÖLDI FOSZFORITOK

Képződésük az állati ürülék s a hidroxil-apatit anyagú fogak és vázrészek természetes felhalmozódásának (a guanónak és a csontbreccsának) oxidáció és kilúgzás útján való, különböző mértékű vegyi átalakulásával indul meg. A legnagyobb, 10—15 m vastagságú, olykor több százezer tonnát kitevő, barna színű guanó-telepeket az időszakosan száraz klímájú trópusi partok és szigetek vízimadarai hozták és hozzák létre Alsó-Kalifornia, Peru, Chile és Dél-Afrika Ny-i partjai mentén, s az Indiai- meg a Csendes-óceán korall-szigetein (STODDART—SCOFFIN 1983). Képződtek azonban kisebb guanó-telepek Patagónia hűvös éghajlatú pingvin-szigetein is (MCKELVEY 1978).

A friss madárürülék gyors lebomlása során annak eredetileg mintegy 22%-os N-tartalma (a C-tartalommal együtt) erősen lecsökken, 4%-nyi P_2O_5-tartalma viszont előbb 10—12%-ra, további kilúgzás után pedig 20—32%-ra emelkedik. A guanó ásványtani összetétele igen bonyolult. Enyhén lebontott felhalmozódásai, oldható ammónium- és alkáli-oxalátokon, -szulfátokon és -nitrátokon kívül, Mg- és NH_4-foszfátok számos változatát tartalmazzák. Az idősebb guanó viszont már főként Ca-foszfátokból áll *(brushit, monetit, whitlockit)*.

A beszivárgó csapadékvíz a guanó foszfátjait a fekvő kőzet pórusaiba és üregeibe halmozza át, és itt azok fokozatosan kiszorítják a kőzet egyes alkotórészeit. Hosszú idő alatt ily módon hatalmas kőzettömegek foszfátosodhatnak. A csendes-óceáni Nauru szigetén például, mintegy 90 millió tonnányi, átlagosan 39% P_2O_5-tartalmú foszforit képződött így. Ennek ásványtársasága természetesen a guanó fekvő kőzetétől függ: mészkő esetén a frankolithoz hasonló, de annál kevesebb fluort tartalmazó fluor-karbonát-apatit, szilikátos aljzaton pedig Al-, Fe- vagy AlFe-foszfátok [pl. *variszcit:* $AlPO_4.2H_2O$; *strengit:* $FePO_4.2H_2O$; *barrandit:* $(Al, Fe)PO_4.2H_2O$], ezek dimorf változatai, ill. izomorf keverékei képződtek.

Kisebb (néhány száz vagy néhány ezer tonnányi) és jobbára már ki is termelt guanótömegek jöttek létre egyes mérsékelt és forró égövi barlangokban denevérek, és más emlősök vagy madarak ürülékéből. Csapadék hiányában ezek már nincsenek jelentősebb hatással fekvőjükre, sőt a guanó foszfátosodása is csupán egyes igen régi trópusi barlangokban vált csaknem teljessé (pl. a puerto-ricói Mona szigetén, amelynek foszforitja *hidroxil-apatit*ból, *crandallit*ból, *brushit*ból és *monetit*ből áll.

Az egyenlítő-környéki korallszigetek karbonátjaira települt guanó mennyisége a halevő vízi madarak tömeges fészkelési lehetőségétől függ. Ezt pedig elsősorban azok a fátlan szigetek biztosítják, amelyek közelében a tápanyagban gazdag hideg tengervíz feláramlásai — a biológiai produktivitás megsokszorozódása mellett — viszonylag száraz klímát hoznak létre, 760—1250 mm közötti évi csapadékátlaggal (STODDART—SCOFFIN 1983). A csapadékosabb, ennélfogva *Pisonia*-erdőkkel borított szigeteken kevés madár él, és csupán a humusz savanyú kémhatása kedvez a foszfátosodásnak. Az évi 3000—4000 mm csapadékú szigetek foszfátos kőzetei tehát feltehetően a földtani közelmúlt szárazabb periódusaiban keletkeztek. A guanóval fedett, foszfátosodott kőzet vastagsága általában <3 m; alsó felülete szabálytalan, teteje azonban sima. A recens foszforitban a *Halimeda*, korall, vörös-alga, bentosz-foraminifera és puhatestű vázak át nem alakult, homok méretű törmelékét rendesen vékony, lemezes szerkezetű, karbonátos hidroxil-fluorapatit cement burkolja be. A P_2O_5-tartalom 15—35%. A karbonátszemcséket helyettesítési szegély veszi körül. A foszfátos cement a karbonátszemcsék kioldódása után gyakran sejtes szerkezetet alkotva marad vissza; üregeit foszfáttörmelék vagy későbbi cement töltheti ki. A mállás továbbhaladása során a már megkeményedett foszfátos kőzet üregeiben, hasadékaiban, mélyedéseiben a belső üledékképződés számos formája figyelhető meg. A foszforit P_2O_5-tartalma a vadózus átszivárgás függvénye. A karbonátnak a kristályforma tökéletes megőrzését eredményező, közvetlen helyettesítődése elég

ritka; a helyettesítődési folyamat inkább oldódásban és újrakicsapódásban nyilvánul meg. Az elsődleges foszfátkicsapódás a cementen kívül ooidokat is létrehozhat: ezek keletkezését, a *barlangi gyöngyök* kialakulási mechanizmusához hasonlóan, a guanó alatti mikrokarszt üregeiben folyamatosan mozgó oldatokból való kiválással magyarázzák. Mivel a már létrejött foszfátásványok kémiai helyettesítés révén könnyen átalakulnak, a pórusrendszereket igen változatos alakú kristályok bélelik.

Az Alföldön (pl. Bagamér és Nagyléta környékén) nálunk is előforduló, max. 1,5% P-t tartalmazó gyepvasérc *vivianit* kristályainak [$Fe_3(PO_4)_2.8H_2O$] agyagásványokkal alkotott keveréke, az ún. *„kékföld"*, csak ásványtani érdekességű. — Az aggteleki Baradla, a miskolci Szeleta és a solymári Ördöglyuk kicsiny barlangi guanótelepeit már kitermelték. Erdélyből is csak a Hunyad megyei Csoklovina-barlang guanója érdemel említést.

29.3 A TENGERI FOSZFORITOK

29.31 FÖLDRAJZI ELTERJEDÉS

A könnyen hozzáférhető guanótelepek anyagát a perui inkák már a XII. sz.-ban trágyaként alkalmazták. Jóllehet 1847-ben az angliai Suffolkban, 1888-ban pedig Florida területén is megindult tengeri foszforitok bányászata, az üledékes foszfáttermelés zömét még hosszú ideig a guanó és a belőle származó szárazföldi foszforitok biztosították. Ezen a helyzeten a tengerfenéki foszforitgumóknak a dél-afrikai Agulhas Bankon 1874-ben történt fölfedezése sem változtatott. A termelés súlypontja csupán az 1930-as évektől kezdve, a foszforit ipari nyersanyagként (műtrágyagyártásra, P-alapú kemikáliák készítésére, urán, vanádium és ritka földfémek kinyerésére) való alkalmazásának föllendülése nyomán helyeződött át a szárazföldön fekvő tengeri foszfáttelepekre. Ez pedig nemcsak az utóbbiak, hanem egyre fokozódó mértékben a tengerfenéki foszforitok tüzetes szedimentológiai vizsgálatát is megindította. A világ 1978. évi 18 Mt-nyi foszfortermelésének 89%-a (16 Mt) üledékes foszfátkőzetekből, és ennek túlnyomó része a kontinenseket borító egykori tengerek foszforittelepeiből származik, hiszen a guanótelepek legnagyobb része már kimerült, a tavi foszforitok mennyisége jelentéktelen, a tengerfenéki foszforitok kitermelése pedig még nem indult meg.

Bár egy 1980. évi kimutatás szerint *(29.4 táblázat)* a legnagyobb *foszforitkészletek*kel Marokkó (+ Mauritánia) rendelkezik, a Föld évi 105,4 Mt-nyi üledékes foszfáttermelésének 47,4%-át 1978-ban az USA (főleg Florida, Észak-Karolina, Idaho, Montana, Utah, Wyoming), 18,6%-át Marokkó, 8,3%-át pedig a SZU (főleg Karatau, valamint Észtország) foszforitmezői adták. Jelentős tengeri foszforittelepek ismeretesek azonban a D-i mediterrán övezetben [Algéria, Tunisz, Egyiptom, Izrael (Negev), Jordánia, Szíria, DK-Törökország], az egyenlítői Afrikában (Szenegál, Togo, Felső-Volta, Kongó), Latin-Amerikában (Columbia, Venezuela, Mexikó), Kelet-Ázsiában (Vietnam, Kína, Koreai NDK), Indiában (Rajasthan) és Ausztráliában is *(29.1 ábra)*.

Ehhez járulnak még a jelenkori *óceánok* viszonylag kis mélységű részeinek vízalatti *foszforittelepei*. Ezek túlnyomórészt a 42. szélességi fokok közötti sávban, Észak- és Dél-Amerika, Afrika, Ausztrália Ny-i partjait, kisebb mértékben Georgia (USA), Brazília, Japán, DK-Arábia, Ausztrália s az Új-Zélandhoz tartozó Catham-szigetek K-i oldalának egyes részeit, továbbá a Földközi-tenger és a Vizcayai-öbölnek az egyenlítő felőli oldalát (Marokkó, Észak-Spanyolország) kísérik, és egyes tengeralatti hátságokon (pl. Bermudák)

29.4. táblázat. A Föld foszforitkészletei 1980. végi állapot szerint Mt-ban

Marokkó és Nyugat-Szahara	20 300
Szovjetunió	5 000
Dél-Afrika	3 300
Dél-Amerika	2 800
USA	2 000
Kína	1 100
Tunisz	660
Egyiptom	660
Algéria	550
Szíria	220
Szenegál	140
Izrael	110
Jordánia	110
Csendes-óceáni szigetek	110
Egyéb területek	830
Összesen	37 890

jelentkeznek. Jóllehet a viszonylag keskeny óceánperemi foszforitos övek összterülete a teljes óceáni térségnek még 1%-át sem éri el, egy-egy előfordulásuk P_2O_5-készlete mégis milliárd tonnákra becsülhető; sőt az alsó-kaliforniai partoknál levőnek már a kitermelését is tervezték. Ugyanakkor a mai óceánok 400 m-nél nagyobb mélységeiben nem észleltek foszforitképződést vagy -felhalmozódást.

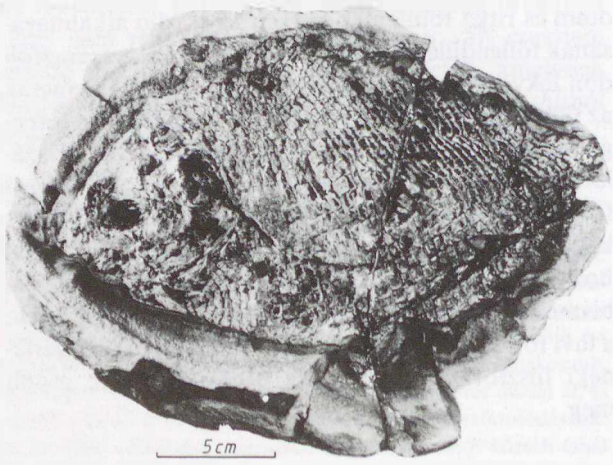
Hazánkban csak a Balaton-felvidéki Pécsely felső-anisusi dolomitra települt, valószínűleg egyidejű diabáztufaszórás nyomán keletkezett, és 0,01% uránt is tartalmazó, 20—30 cm vastag foszforitlencséi, az úrkúti és eplényi felső-liász mangánérctelep halmaradvány tartalmú, nagy foszforitgumói *(29.2 ábra)*, továbbá a Borzavár környéki alsó-kréta mészkő kicsiny



29.1 ábra. A tengeri foszforittelepek elterjedése BURNETT *et al.* (1983) szerint

1. Szárazföldön levő, különböző korú telepek. — *2.* Tengerfenéki miocén foszforitgumók. — *3.* Tengerfenéki negyedidőszaki foszforitgumók.

foszforitgumói képviselik a tengeri foszforitokat. Némi P-dúsulás jelentkezik a középhegységi középsőkréta Tatai Mészkő Formációjának glaukonitos részében, valamint a bádeni korú Lajtamészkő Formáció foraminiferáinak glaukonitos kitöltéseiben.

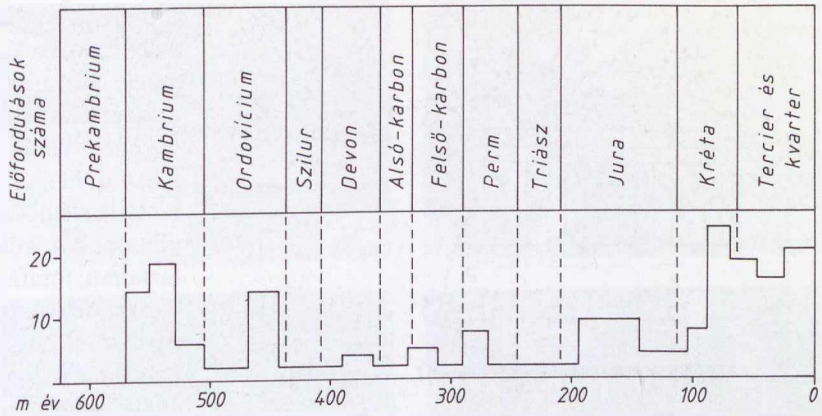


29.2 ábra. Halmaradványos foszforitgumó az úrkúti felső-liász mangánérctelepből. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

29.32 IDŐBELI MEGOSZLÁS

Üledékes foszforittelepek mintegy 2,2 milliárd év óta a földtörténet minden időszakában képződtek *(29.2 táblázat)*. A képződés intenzitása azonban nem volt egyenletes. A késő-proterozóikum, az alsó-kambrium, a perm, a felső-kréta–eocén és a miocén idején a foszforitképződés felfokozódott, a szilurban és a devonban, a triászban és az oligocénben viszont erősen visszaesett *(29.3 ábra)*. Ennek feltehető okaival a 29.53. fejezetben foglalkozunk.

A tenger alatti előfordulásokat az 1970-es évek elejéig általában jelenkoriaknak vélték, annak ellenére, hogy a georgiai és ÉNy-afrikai kontinentális padka, a dél-afrikai Agulhas Bank s a kaliforniai határvidék foszforitjainak prepleisztocén korát már előbb is többen meggyőzően bizonyították (CAYEUX 1934; DIETZ *et al.* 1942; EMERY—DIETZ 1949; PEVEAR—PILKEY 1966; PILKEY—LUTERNAUER 1967; TOOMS *et al.* 1969). Ma viszont — mintegy az ellenkező végletbe átcsapva



29.3 ábra. A foszforitképződés intenzitásának változása a fanerozóikum folyamán, COOK—MCELHINNY (1979) és SHELDON (1980) nyomán

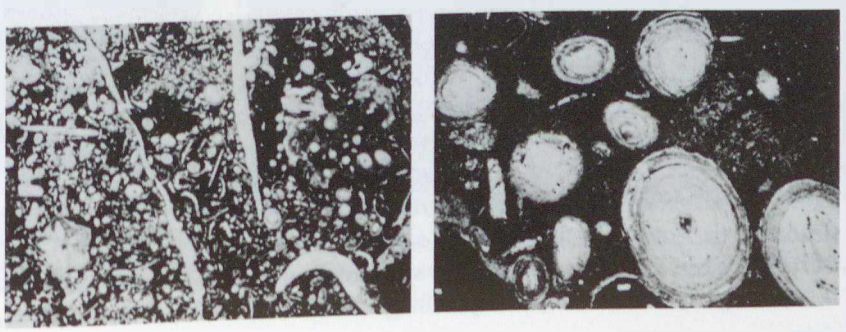
— csupán azokat a namíbiai, peru–chilei, valamint kelet-ausztráliai tenger alatti foszforitokat ismerik el jelenkorinak, amelyek recens képződését — föld- és üledéktani megfigyeléseken kívül — finomított radiometrikus kormegállapítás is igazolja (BATURIN *et al.* 1972, 1974; VEEH *et al.* 1974; BURNETT *et al.* 1977, 1980, 1983; O'BRIEN—VEEH 1983). A korkérdéssel kapcsolatos hosszadalmas viták eredményeként ma már tisztázódni látszik, hogy a mai selfek egymás közelében, sőt olykor egymással keveredve talált, eltérő küllemű foszforitjai a felső-miocéntől a halocénig terjedő idő különböző szakaszaiban képződtek. A fosszilis telepek aktualisztikus értelmezése szempontjából nagy jelentőségű példák száma azonban remélhetőleg még jelentősen emelkedni fog (BENTOR 1980).

29.33 ÁLTALÁNOS JELLEMZÉS

A tengeri foszforitok megjelenésmódja, az őket befogadó, vagy velük váltakozó rétegek minősége, a hozzájuk keveredő anyagok összetétele és mennyisége igen változatos. Ez a változatosság sok esetben a foszforit földtani korától függőnek látszik (BENTOR 1980).

A miocén előtti foszforitok túlnyomó része ui. finomszemű, meszes, agyagos, homokos vagy foszfátos alapanyagba ágyazott, sárgás vagy zöldesbarna színű pelletekből (vagyis többnyire 1 mm-nél kisebb, máskor 0,06—4,00 mm közötti nagyságú, gömbös, ellipszoidos vagy szabálytalan alakú, belső szerkezet nélküli apatittestekből áll *(29.4 ábra)*. A nagyobb méretű (max. 16 mm-es) és koncentrikus szerkezetű foszfátos ooidok ritkábbak. Általában sem a pelleteknek, sem az ooidoknak nincs Mn-oxid burkuk, ám kalcit-, dolomit-, kvarc-, tűzkő-, agyagásvány-, földpát-, glaukonit- vagy piritszemcséket, valamint szerves anyagot és foszfátosodott vázrészeket tartalmazhatnak. Az utóbbiak többnyire halcsontok, halpikkelyek, halfogak, molluszka-, foraminifera-, radiolária- vagy más planktoni váztöredékek *(29.2 ábra)*. A glaukonit főleg a kambriumi és a kréta–eocén telepekben gyakori, a perm időszakiban ritka, vagy hiányzik.

A prekambriumi foszforitok egy része — a fanerozóosak jelentős részének mikrokristályos szövetével szemben — izotrópnak tűnő, kriptokristályos anyag. — Mivel a foszforitok szöveti leírása során a karbonátos kőzeteknél használatos, de a *„foszfo-"* toldalékkal ellátott elnevezéseket alkalmazzuk, a prekambriumi foszforitok többsége *foszfokriptit*nek, a fanerozóosaké *foszfomikrit*nek (esetleg *foszfopátit*nak) minősül. A foszfomikrit (más néven *mikroszforit*) gyakran külön rétegeket vagy lemezeket alkot, amelyek pelletes vagy intraklasztos foszforittal (*pelfoszfomikrit*tel, ill. *intrafoszfomikrit*tel) váltakozhatnak. Máskor viszont a fúrószervezetek vájta üregeket tölti ki, vagy a foszfátosodott ősmaradvány-héjak anyagát adja.

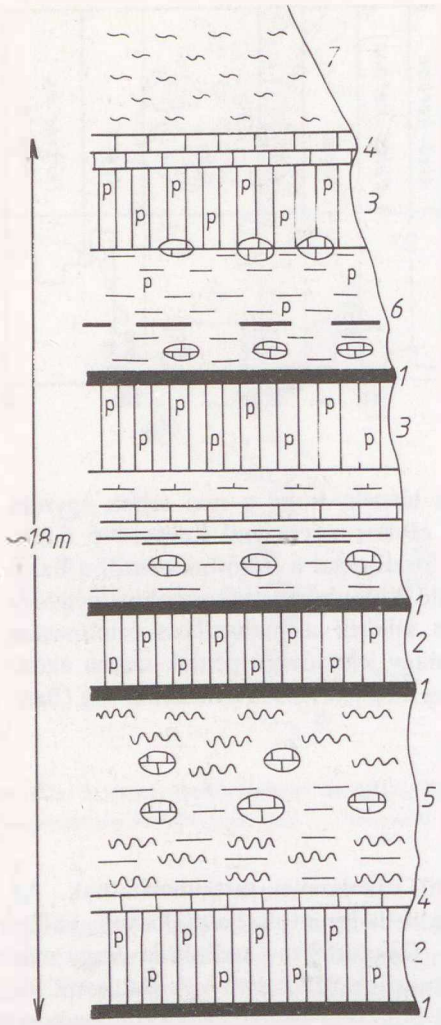


29.4 ábra. Balról: Foszfátos agyagba ágyazott ooidok és ősmaradványok: mikrites–pelletes sziderit-kalkarenit

Felső-liász cephalopodás mészkő. — Oxon, Közép-Anglia. — Foto: HORTON *et al.* (1980). — 1 N; 2,2×.

Jobbról: Ugyanannak egy kinagyított részlete

A biokalkarenitbe ágyazott ooidok magja és vékony, sötét kérgei Ca-apatitból állanak. A balra lent látható és kalcitba ágyazott foszfátos szerves maradványokat apatit szegélyezi. — Foto: HORTON *et al.* (1980). — 2 N; 21,5×.

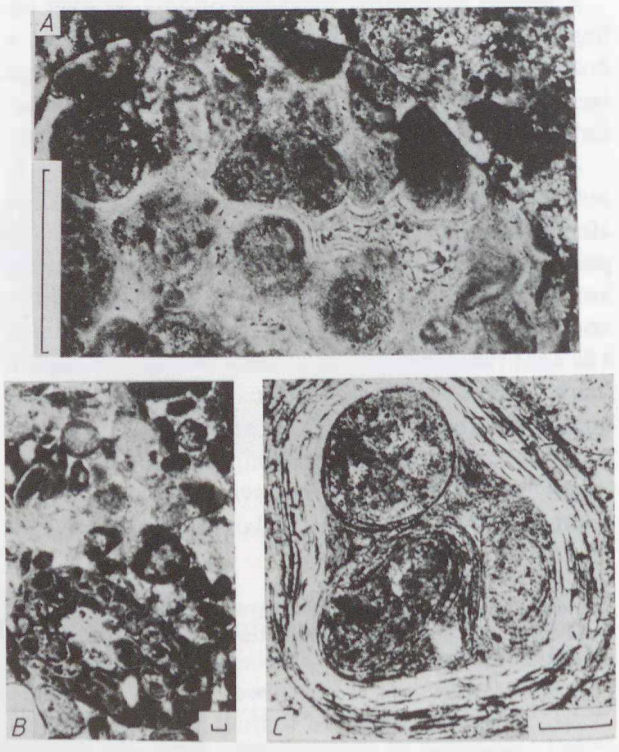


29.5 ábra. Kb. 0,8—1,0 m vastagságú, kampániai korú, laza szerkezetű foszforittelepek és 0,1 m vastagságú tűzkőrétegek váltakozása. — Hor Hahar telep, Izrael. — AXELROD *et al.* (1980) nyomán

1. Flint. — *2.* Vázmaradványokkal kapcsolatos foszforittelep. — *3.* Pelletes foszforittelep. — *4.* Mészkő. — *5.* Porcelanit, agyag és foszforit váltakozása. — *6.* Foszfátos agyag. — *7.* Márga.

A miocén előtti foszforitok általában nagy kiterjedésű, vastag, rétegszerű telepeket alkotnak; ezek anyaga a pelletek gyakorisága folytán sokszor homokosnak tűnik. A nagy foszfortartalmú kőzetek gyakran tömegesek vagy vastag rétegűek; a foszfátos agyagpalák viszont lemezesek és vékony rétegűek. A karbonátos cement kilúgzódása esetén a foszfátos kőzetek könnyen szétesők, lágy, porózus, de foszforban dúsabb tömeggé változhatnak. A telepek gyakran agyagos–agyagpalás vagy karbonátos rétegsorokba iktatódnak. A rétegsor foszfátos szakaszait sok helyütt (Phosphoria Formáció; Izrael) több szintben ismétlődő, rendszerint fekete tűzkőrétegek vagy tűzkőgumós, foszfátszegény szakaszok szakítják meg *(29.5 ábra)*.

Egyes idősebb foszforitok finomrétegzettsége anyaguk ritmusos kicsapódására utal. A Phosphoria Formáció, Karatau és Arly csaknem kizárólag foszfátooidokból álló rétegei viszont a kicsapódott anyagnak a vízfenék feletti ide-oda sodródásáról tanúskodnak *(29.6 ábra)*. A közép-angliai felső-liász áthalmozott biokalkarenit- és foszforitszemcséket tartalmazó, cephalopodás mikritjeinek kalcit-, sziderit- és goethittartalmú, foszfátos ooidjait és pizoidjait *(29.4 ábra)* viharok sodorhatták át egy magasabb energiaszintű tengerrészből beágyazódásuk parttávoli, de csak mérsékelten mély, nyugodtvízi környezetébe (HORTON *et. al.* 1980). A negevi felső-kréta–alsó-eocén kalcitos és helyenként kovás, ritkán agyagos vagy foszfátos alapanyagba zárt, barnás színű, tojásdad, de belső szerkezet nélküli, 80—500 μm-es peloidjait *(29.7 ábra)* SOUDRY—NATHAN (1980) a következő, egy irányba ható, diagenetikus folyamatokból származtatja: *(1)* idegen szemcsék körüli növekedés, *(2)* csonttöredékek foszfomikritté alakulása, *(3)* lemezes és nem lemezes intraklasztok összetöredezése, *(4)* aggregátumok pelletesedése, *(5)* fekális pelletek foszfátosodása. A kínai Guizhoa prekambriumi és kambriumi Kaiyong összletének vagy az indiai Udaipur és Jhubua prekambriumának sztromatolitos és a felső-

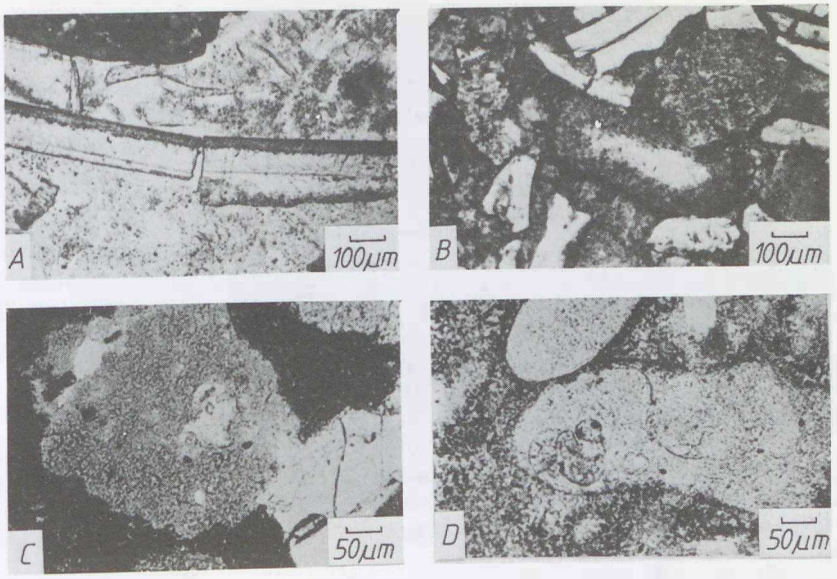


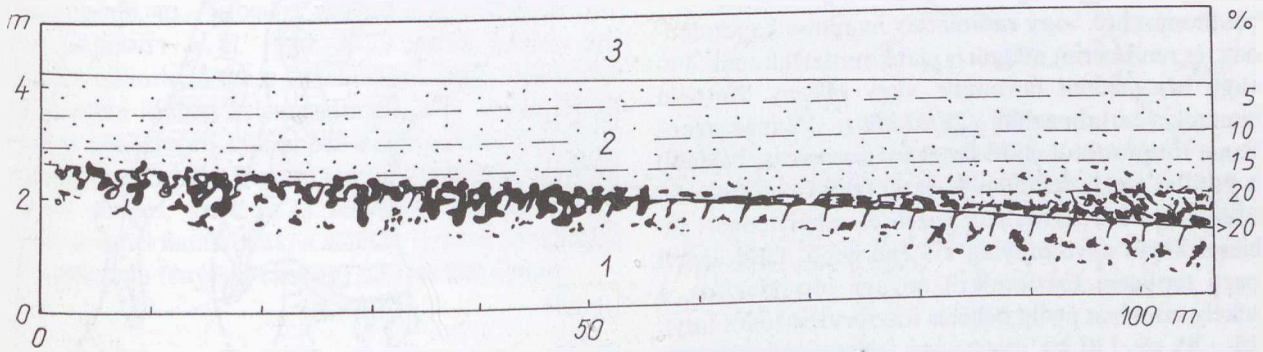
29.6 ábra. A nyugat-afrikai Felső-Volta Arly telepének késő-prekambriumi foszforitja, LUCAS *et al.* (1980) nyomán

A) Mikrokonglomerátumos foszforitszemcse. — Kodjari. — *B)* Összetett apatitszemcse. — *C)* Apatit-udvarral körülvett összetett apatitszemcse.

1 N. — A mérce hossza 100 μm.

29.7 ábra. Foszfátosodás a negevi (Izrael) felső-kréta–alsó-eocén rétegeiben
Foto: SOUDRY—NATHAN (1980). — 1 N.
Csonttöredékek *(A, B)*, valamint intraklasztok *(C, D)* kezdődő és előrehaladott foszfomikritesedéssel peloidokká való átalakulása.





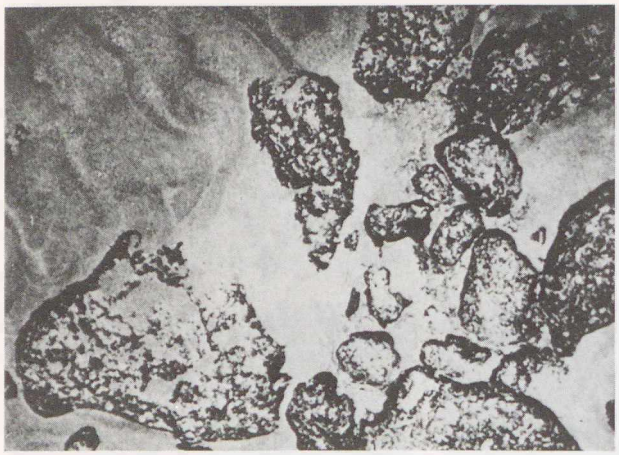
29.8 ábra. Az észak-francia felső-kréta foszfátosodott kemény felszíne JARVIS (1980a) nyomán
1. Alsó, fehér krétakőzet. — *2.* Foszfátos kréta. — *3.* Felső, fehér krétakőzet.

voltai késő-prekambrium onkoidos foszforitjai árapály övi vagy igen sekélyvízi környezetet valószínűsítenek. A DK-i USA atlanti síkságainak foszforitját PEVEAR (1966) esztuáriumos eredetűnek tartja. Az észak-franciaországi santoni–alsó-campániai foszforitok coniaci–santoni emeletbeli, lágy, fehér krétakőzetbe vágódott, legfeljebb 1 km hosszú eróziós árkok *Thalassinoides* ásásnyomokkal is megzavart, és durva foszfátos intraklasztokkal borított, amellett glaukonitosodott keményfelszíneihez kötődnek *(29.8 ábra;* JARVIS 1980a). Olykor az alpi *ammonitico rosso* mangános–vasas keményfelszínei is foszfátosak.

A fiatal (miocén–ópleisztocén) *foszforitok* gyakran cm–dm nagyságrendű, kemény, tömör, sima fényes, fekete vagy barna felületű, többnyire lemezes vagy héjas szerkezetű gumókat formálnak; ezek olykor szorosan kapcsolódnak egymáshoz *(29.9 ábra)*. Fellépnek e gumók tengeri transzgressziók alapkonglomerátumában, üledékszüneteket jelző felszínek feletti intraformációs konglomerátumokban vagy a jelenkori tengerfeneket borítva. Máskor viszont a fiatal foszforit olyan szerkezet nélküli, lágy tömegeket alkot, amelyek foszfátszemcséi ritkán érnek el homokméretet. A gumók rendszerint durva szemű, glaukonitos



29.9 ábra. Lágy iszapon szabadon heverő foszfátgumó halmaz a perui partok közelében, 450 m mélységben. Ascidiák és tengeri ugorkák társaságában, BURNETT (1980) nyomán

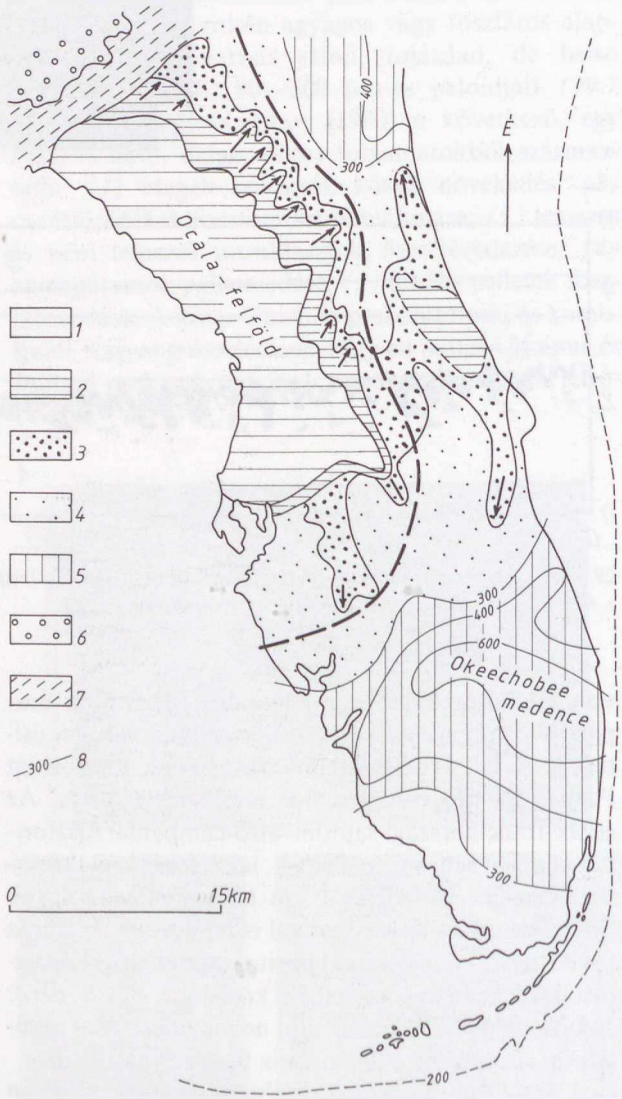


29.10 ábra. Vas–mangánoxiddal bevont foszforitgumók és áramlási fodrok az USA-tól K-re levő Blake-plató 775 m vízmélységben levő ÉNy-i részéről, MANHEIM *et al.* (1980) nyomán
Foto: PRATT, R. M.

zöldhomokhoz vagy radioláriás iszaphoz kapcsolódnak, és rendszerint maguk is glaukonittartalmúak, Fe- vagy Mn-oxiddal bevontak, vagy vékony Mn-oxid lemezeket tartalmaznak *(29.10 ábra)*. Vannak azonban e főtípusoktól elütő fiatal foszforitok is. Például, a floridai Ocala-felföldet K és D felől övező miocén üledékeknek a parti, partközeli és sekélytengeri fáciesei közül a viszonylag kis energiájú, félig védett parti területen foszfomikrit anyagú intraklasztos, a sekély vizekben pedig pelletes foszforitképződés folyt, 10—30, sőt 120 cm vastagságú telepet eredményezve *(29.11 ábra)*. A létrejött foszforitszemcsék egy része azonban a part mentén vagy a medence irányában továbbsodródva, terrigén és dolomitos üledékekkel keveredett, s a medencefenék szerkezeti magaslatain, azok szárnyain és a szomszédos mélyebb medencerészekben ülepedett le (RIGGS 1980). A miocén-végi kiemelkedést követő folyóvízi működés részint az eróziós csatornákba, részint a tengerszegélyre halmozta át a miocén foszforitokat, ahol azok pliocén üledékekkel fedődtek be, vagy fogazódtak össze. Az Ocala-felföld körüli kőzetek *P*-tartalmát hipergén folyamatok feldúsították, a pliocén üledékekkel fedettekét azonban lényegileg nem érintették.

A kelet-angliai pliocén és plio–pleisztocén rétegösszletek aljának 1—10 cm-es, többnyire ellipszoidos konkréciói *(29.12 ábra)* olykor rákpáncél- és cápafogtöredékeket vagy ásásnyom-kitöltéseket tartalmaznak. Gyakoriak azonban mellettük ép és foszfátosodott gerinces fogak és csontok, meg foszfátos anyaggal cementezett homokkőtömbök is. A konkréciók foszfátanyaga az eocén korú London Clay, a foszfátos homokkőtömböké pedig a miocén homokkövek pórusvizéből csapódott ki az ősmaradványok (rákok, molluszkák) és azok ürülékcsomói, meg a bioturbációk környezetében, és így halmozódott át fiatalabb üledékbe. Míg tehát a foszforitképződés a transzgressziókhoz, a foszfátos anyag maradéküledékként való feldúsulása a csekély szállítási távolságú regressziókhoz fűződött (BALSON 1980).

A fiatal foszforitok jelentős része ma is tenger alatt van. Ezek a kontinentális padka (esetleg a kontinentális lejtő magasabb részének) üledékei; 400 m-nél nagyobb mélységekben csak felülről lesodródott darabjaik találhatók. A kontinensek Ny-i oldalához csatlakozó selfek glaukonittal társult foszforitja túlnyomó-



29.11 ábra. A floridai Ocala-felföldet övező miocén üledékek Ny-i (intraklasztos) és K-i (pelletes) foszforitot tartalmazó fáciesei RIGGS (1980) nyomán, egyszerűsítve

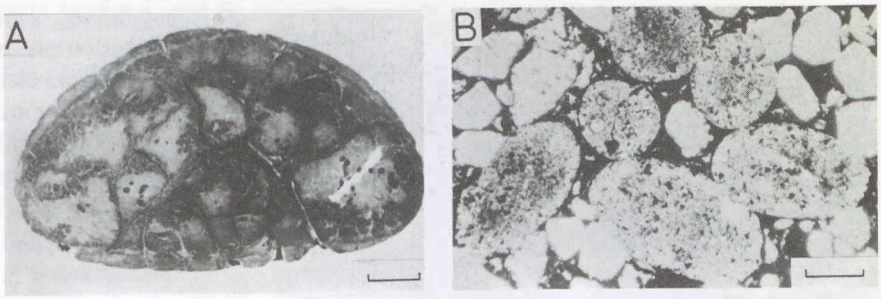
1. Az Ocala-felföld nem-üledékes kőzetei. — *2—5.* Foszfátos és foszforitos üledékek: *2.* Tengerparti környezetek (tölcsértorkolatok, árapálysíkok, marshok, árapálycsatornák, turzások, öblök, sekélytengeri homokzátonyok) üledékei. — *3.* A sekély vízalatti tábla és a partközeli self üledékei. — *4.* Kisebb medencék < 90 m vastagságú foszfátos üledékei. — *5.* Nagyobb medencék > 90 m vastagságú foszfátos üledékekkel. — *6—7.* Foszfátmentes terrigén üledékek. — *8.* Vízmélység.

A nyilak a tömegszállítás irányát jelzik.

29.12 ábra. A) A kelet-angliai plio–pleisztocén összletbe az eocén korú Londoni Agyagból áthalmozódott, repedezett, pirittel vagy limonittal cementált foszforitgumó

B) A kelet-angliai plio–pleisztocén kvarchomokkőbe ágyazott, amorf apatitból álló, fekális (?) pelletek

Foto: BALSON, P. S. (1980).

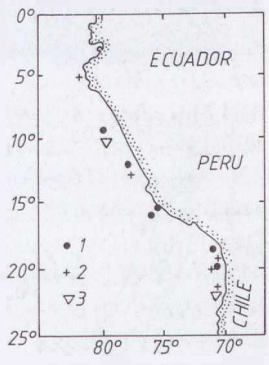


A mérce hossza 1 cm. A mérce hossza 0,25 mm.

részt szerves anyagban dús diatomás üledékekben jelenik meg.

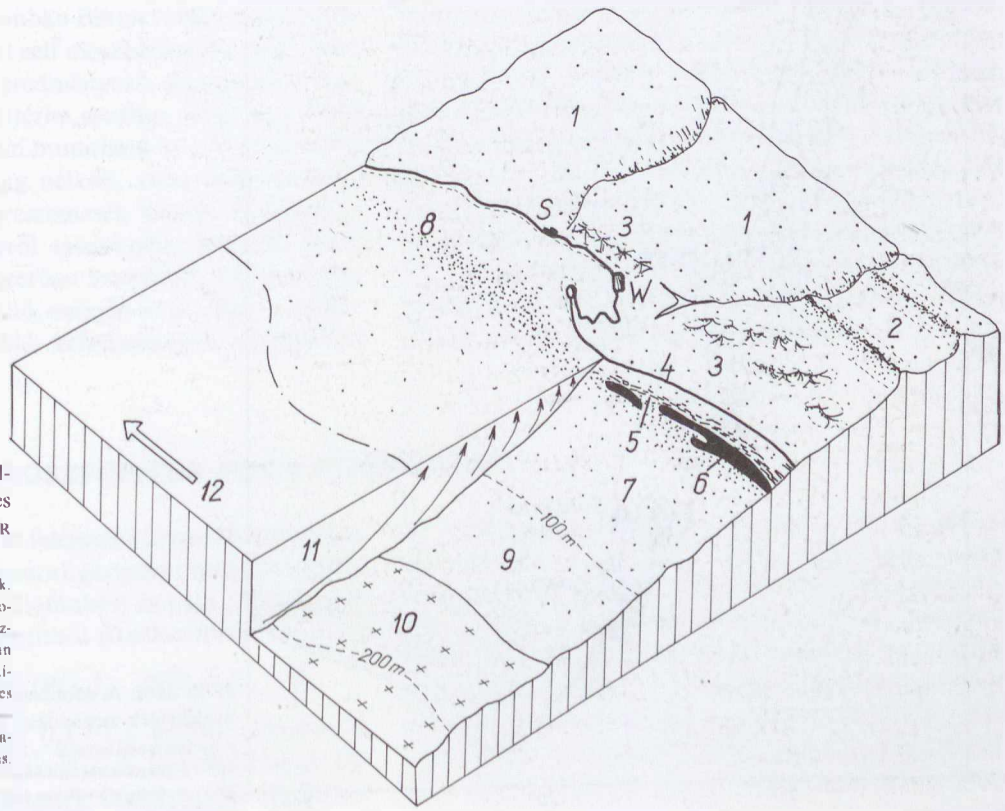
Peru és Chile partjai előtt e két ásvány vagy még nem konszolidálódott pelleteket alkot, vagy kemény foszfátos gumókban jelenik meg. Radiometrikus kormeghatározások szerint a szomszédos területrészeken található foszforitszemcsék kora három különböző érték (6000, 40—50 000 és 100 000 év) körül csoportosul (BURNETT *et al.* 1980: *29.13 ábra*): csupán egy részük tekinthető tehát jelenkorinak (vagy legalábbis történelmi időben keletkezettnek), más részük azonban a pleisztocén különböző szakaszaiból származó maradványüledék. BURNETT *et al.* (1980) szerint is az itteni világos, kemény és fénytelen foszforitgumók 2000 évesnél fiatalabbak; a sötétek viszont (amelyeket a hullámzás fényesre csiszolt) 37—48 000 évesek.

A namíbiai selfen *(29.14 ábra)* BREMNER (1980) szerint négy különböző típusú foszfátos üledék van; ezek kora a késő-miocéntől a jelenkorig terjed. A



29.13 ábra. A peru–chilei partok mentén 122—380 m mélységben levő foszforitok kora BURNETT (1980) szerint

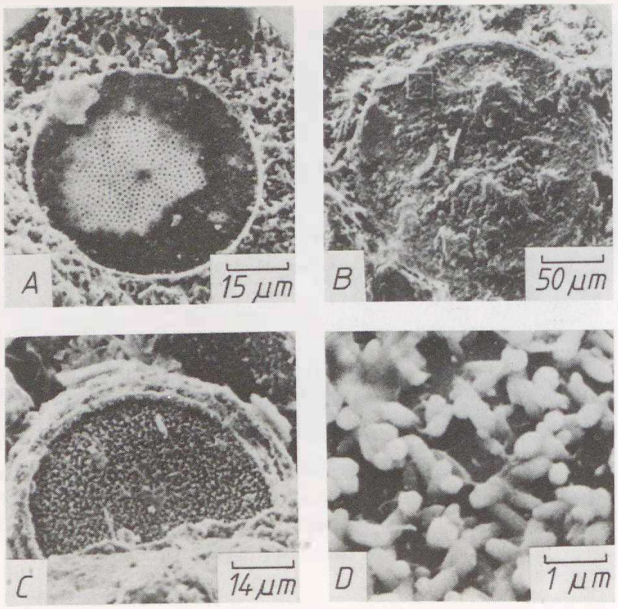
1. 6000 évesnél fiatalabb, — *2.* 40—50 000 éves, — *3.* 100 000 évnél idősebb foszforitok.



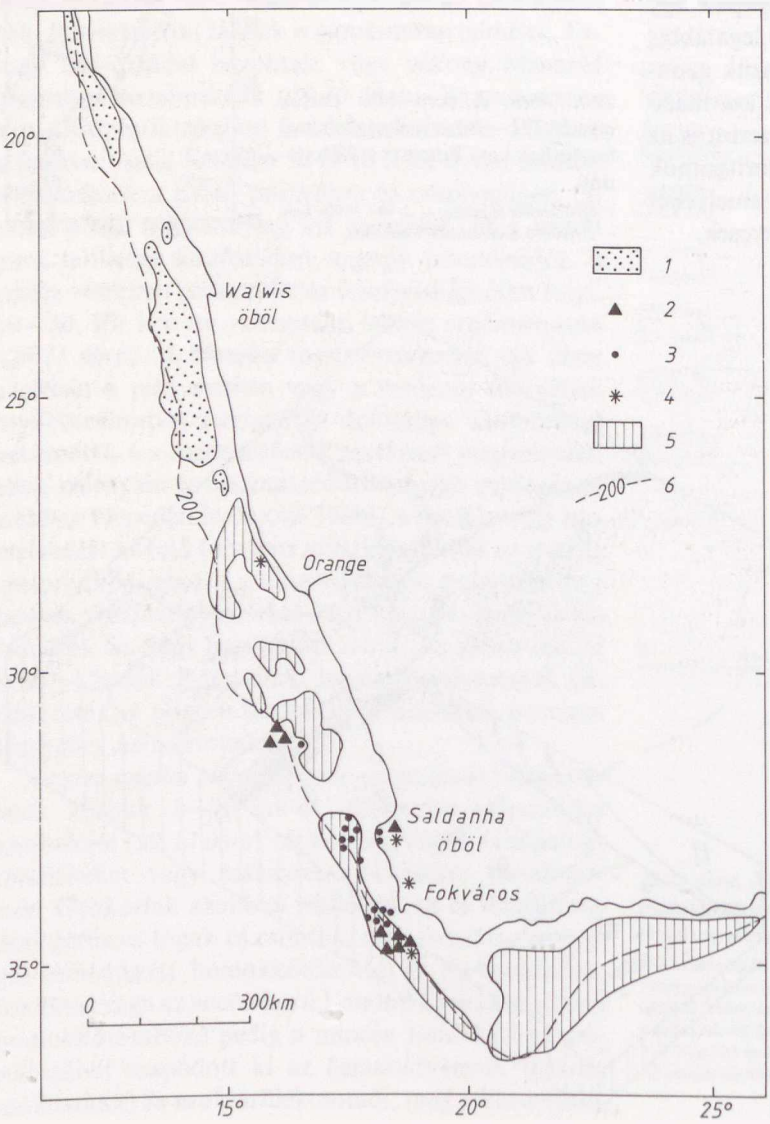
29.14 ábra. A namíbiai selfen folyó foszforitképződés tömbszelvénye BREMNER (1980) nyomán

1. Sivatag. — *2.* Hosszanti dűnék. — *3.* Csillagdűnék. — *4.* Terrigén homok. — *5.* Csillám és illit. — *6.* Foszforitkonkréciók. — *7.* Foszforban gazdag diatomás iszap. — *8.* Rendkívül dús fitoplankton. — *9.* Szerves anyagban gazdag diatomás iszap. — *10.* Maradványüledék. — *11.* Tápanyagban dús hideg mélyvízfeláramlás. — *12.* Uralkodó szélirány.

S = Swakopmund. — *W* = Walvis.



29.15 ábra. Részben *(A)* és teljesen *(B)* foszfátosodott jelenkori diatomapáncél. — Euhedrális apatitkristályok (*C* és *D*) egy diatomapáncél felszínén, a namíbiai selfről. — Foto: BREMNER (1980)



29.16 ábra. A namíbiai és dél-afrikai self foszfátos üledékeinek megoszlása, BIRCH (1980) nyomán

1. Autigén foszfát-pelletek. — *2.* Foszfát-pelletek elszigetelt előfordulásai. — *3.* Diagenetikus foszfátban dús kőzetek autigén foszfát-pelletekkel. — *4.* Autigén foszfátban dús kőzetek. — *5.* Diagenetikus foszfátban dús kőzetek. — *6.* A selfperem mélységvonala.

Walvis-öböltől D-re és É-ra fekvő, középső self öv foszforitja *pelletekből* és *glaukonitosodott pelletekből* áll, amihez a selfnek főleg a Walvis-öböltől É-ra levő középső és belső részén kvarcszemcsékből és pelletekből összecementezett *„kőzetfoszfát"* járul; az utóbbi a vízfenéki mészkőbe hatolt fúrásnyomok kitöltése. A mio–pliocén foszforitokon kívül azonban a diatomás iszap öv kontinens felőli szélén (halfogak és -csontok, koprolitok, csillámpikkelyek, kvarc- és kőzettörmelék és kevés puhatestű maradvány társaságában) sok, 1 mm-nél nagyobb, sötét és világos színű konkréció is található. A legnagyobb (6 cm hosszú, 2,5 cm átmérőjű), halpikkelyeket és -csigolyákat is tartalmazó konkréciók valószínűleg cápa-koprolitok. Más konkréciók kvarc- vagy kalcitszemcsék bekérgezései. Többségük azonban a lapos, korong alakú diatomavázakat veszi körül, vagy szabálytalan alakú. A világos konkréciók nagyobb K_2O- és kisebb P_2O_5-tartalma közel áll a friss fekális anyagéhoz, s a csontoknál és a molluszkahéjaknál gyorsabban elváltozó halpikkelyekéhez. E sok terrigén anyagot tartalmazó, recens konkréciók mennyisége csak kb. 1/4-e az idősebb (> 70 000 éves) és foszfátban gazdagabb, sötét konkréciókénak, amelyeknek — kicsiny Si-, Al-, Fe- és K-tartalom mellett — a Sr, Zn, Ba és Th a leggyakoribb nyomelemük. Bremner (1980) szerint a konkréciók apatitja a diatomás iszap pórusfolyadékában csapódik ki *(29.15 ábra)*, de e folyadékok a konkréciók allogén tisztátalanságainak eltávolítását is elősegítik.

Ezt a Namíbia part menti vizeiben észlelt akkréciós foszforitképződést azonban Birch (1980) szerint Afrika D-i csücskén a nyílt self mészkőüledéke felső részének helyettesítődését eredményező, diagenetikus foszfátosodás annyira háttérbe szorítja, hogy az itt már csak a self egyes részein mutatható ki *(29.16 ábra)*. A maggal bíró vagy mag nélküli, sima vagy szemcsés felületű pelletek, kvarcszemcsék közötti és foszfátos pelletek apatitkiválásról tanúskodó, frankolit kötőanyagú, olykor varvszerűen ismétlődő, vékony lemezek alakjában megjelenő, autigén foszforitot — redukciós környezetben való keletkezésének megfelelően — nagyobb P_2O_5-, szerves C-, Fe- és S-tartalom, a mészkövek kioldásos üregekkel hálózott, diagenetikus foszforit-sapkáját viszont kissé nagyobb CaO/P_2O_5 arány jellemzi. Ez a nyílt selfen feláramló víz P-tartalmának a sekély öblök naptól átmelegített vizénél kisebb koncentrációjára utal, amely viszont az apatitnak a pórusvízből való kiválása helyett csupán a vízfenék meszes iszapjának a foszfátosításához volt elegendő.

Birch (1980) a dél-afrikai partok mindkét fajta foszforitját egyformán miocén–alsó-pliocén korúnak mondja; ezen belül azonban a diagenetikus képződésmód valószínűleg egy regressziós fázisban — tehát bizonyos késéssel — követhette az autigén kicsapódást. Hasonló mechanizmust tételez fel Alsó-Kalifornia és Marokkó foszforitjai esetében is.

Kalifornia part menti üledékeinek 800 000 évesnél idősebb foszforitgumói Kolodny (1969) és Kolodny—Kaplan (1970) szerint is teljes egészükben reliktumüledékek; a foszforitképződés itt a kvarter eleje óta szünetel. Hogy a gumós foszforitkeletkezés nem szorítkozik a fiatal üledékekre, azt az Orosz-tábla jura–kréta időszaki glaukonitos és homokos–agyagos üledékeinek kitermelésre alkalmas foszforitgumói bizonyítják.

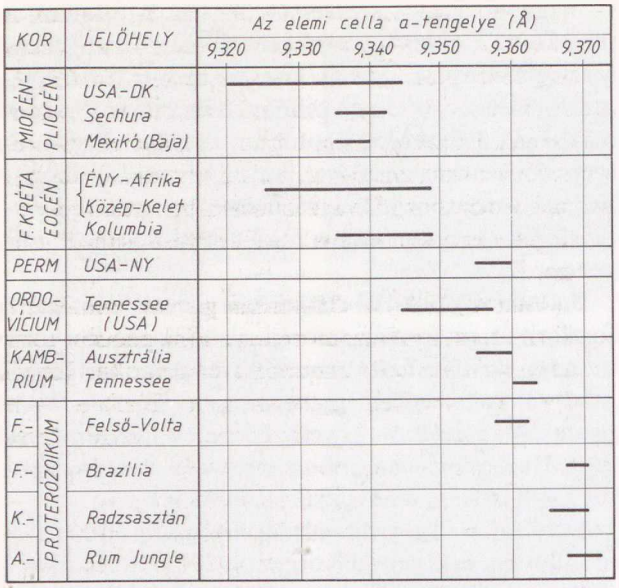
O'Brien—Veeh (1983) újabban föleleveníteni igyekszik McKelvey-nek (1967) azt az elképzelését, hogy míg a szárazulatok Ny-i oldalainak hűvösebb tengervizéből képződött foszforitok *elsősorban tűzkővel és fekete agyagpalával társulnak, a kontinensek K-i oldalának melegebb tengervizében képződött foszforitok foszfátos mészkövekhez és meszes homokkövekhez kapcsolódnak*. A K-iek a Ny-iaknál kisebb kiterjedésűek és értékűek, s P-tartalmukat csak a fizikai és/vagy kémiai mállás dúsítja fel. Ezért O'Brien—Veeh (1980, 1983) a 25—40 km szélességű kelet-ausztráliai self egyes részein ma is képződő, meszes (coccolithos, molluszkumos vagy korallos) foszforitgumók létrejöttét a Ny-i selfek diatomás iszapokhoz kötött fiatal foszforitjaiétől eltérő mechanizmushoz kívánja kötni (29.32., 29.35., 29.41. és 29.42 fejezet).

29.34 A TENGERI FOSZFORITOK FOSZFÁTÁSVÁNYAI

A különböző korú és felépítésű tengeri foszforittelepek uralkodóan kollomorf (kriptokristályos) (fluor-) karbonátapatitból (kollofánból) és/vagy mikrokristályos fluor-karbonátapatitból (*frankolit*ból):

$$Ca_{10-x-y}Na_xMg_y(PO_4)_{6-z}(CO_3)_zF_{0,42}F_2$$

állanak, ahol z értéke 0,1—1,2 között változik. A frankolit röntgen-diffrakciója és kristálykémiája különbözik a magmás kőzetek fluorapatitjáétól. Benne ui. a $(PO_4)^{3+}$ gyöknek az ásvány 3—6%-át kitevő mennyiségét a $(CO_3F)^{3-}$-gyök helyettesíti; ezért P_2O_5-tartalma kisebb, > 1%-os F-tartalma pedig nagyobb, mint a fluorapatité (Bentor 1980; Notholt 1980). A frankolit kristálytani sajátságai az izomorf helyettesítések miatt jelentős változásoknak vannak alávetve. A frankolit a fluorapatit–frankolit sor egyik végső tagja. A földtanilag fiatal, kevéssé átalakult (pl. peru–chilei, namíbiai tengerfenéki) foszforitok fran-



29.17 ábra. A frankolit összetételének a fluor–apatit felé való tolódása a földtani kor függvényében, McCLELLAN (1980) nyomán

kolitjai vagy CO_3-tartalmúak, kristályossági fokuk pedig alacsony. A prekambrium vagy a bornholmi alsó-kambrium foszforitjainak anyaga viszont *fluorapatit* (HEWITT 1980). Mivel a frankolit a fluorapatithoz képest metastabilis, összetétele a mállás, a metamorfózis és a földtani idő hatására a fluorapatit irányába tolódik el *(29.17 ábra)*. Az átalakulás foka a F/P_2O_5 hányadossal is kifejezhető; ennek értéke ui. erősen helyettesített frankolitban 0,148, fluorapatitban pedig 0,089. A recens foszforitok F/P_2O_5 hányadosa azonban olyan kicsiny, hogy ezekben a F-nak $(OH)^-$-val való helyettesítődését kell föltételezni (McCLELLAN 1980).

Kollofán vagy *frankolit* alkotja tehát a foszfátos agyagpalák és mészkövek foszfátgumóit, -szferolitjait és -konkrécióit; ez a lényeges ásványa a foszforitok pelletjeinek és ooidjainak, az üledékek biogén foszfátjaiba zárt koprolitoknak, foszfátosodott héjaknak, szivacstűknek, radiolária-vázaknak, krinoidea- vagy conodonta-vázelemeknek, fogaknak és csontoknak is. (Az utóbbi azért meglepő, mert az élő gerincesek foga és csontja, valamint a szaruvázas brachiopodák héja hidroxil-apatitot tartalmaz.)

Ismeretes, hogy különböző kationok (Mn^{2+}, Mn^{3+}, Mg^{2+}, Sr^{2+}, Pb^{2+}, Na^+, K^+, Ba^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}, Th^{4+}, Ce^{3+}, Y^{3+}), anionok (SO_4^{2-}, SiO_4^{4-}, VO_4^{3-}, AsO_4^{3-}), protonok (H^+), víz vagy savanyú sók stb. beépülése révén az apatit-molekulából 200-nál több olyan ásvány vezethető le, amelyek P_2O_5-tartalma 1% fölött van. Ezek túlnyomó többsége azonban az oxigéndús mállási öv terméke lévén, az elsődleges foszforitokból hiányzik (RÖSLER 1981).

29.35 A TENGERI FOSZFORITOK NYOMELEMEI

A fluor-karbonát-apatitba (részint ionjaik nagyságától, részint a foszforitképződés színhelyén való jelenlétüktől függően) számos nyomelem épülhet be. Ezeknek az általában csak ppm-ekben mérhető mennyiségeknek a foszforitokkal legnagyobb mennyiségben váltakozó kőzetek (az agyagpalák), ill. a tengervíz megfelelő nyomelem-mennyiségeihez mért arányából — megfelelő körültekintéssel — a foszforitképződés körülményeire is következtetni lehet. ALTSCHULER (1980) a tengeri foszforitokban észlelt nyomelem-átlagok sorrendjét az agyagpalák átlagos nyomelem-tartalmához mért dúsulási szorzószámok nagysága szerint a következőképpen adja meg:

Cd (*60x*), U (*30x*), Ag (*30x*), Y (*10x*), Se (*8x*),

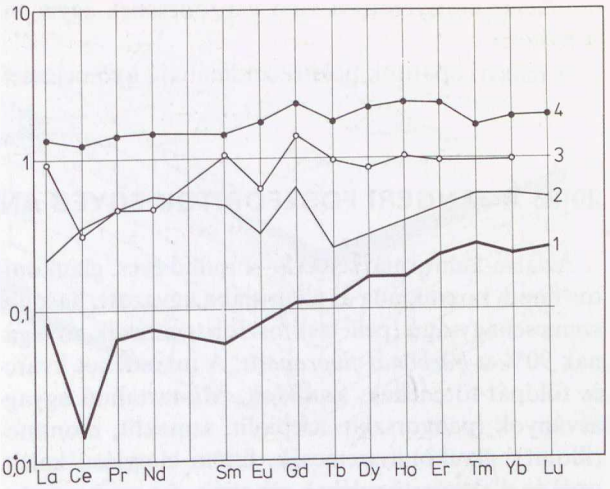
Yb (*5x*), Mo (*4x*), La (*4x*), Sr, Pb, Zn (egyaránt *2x*).

Számos elem (As, Ba, Be, Ce, Cr, Cu, Mn, Ni, Sc és V) az agyagpalákhoz képest nem dúsul. Mások átlagai pedig kisebbek az agyagpalákban észleltéknél; ezeknek a *telítetlenségi tényezők* szerinti sorrendje:

Li (*13x*), Ti (*7x*), Hg (*7x*), B (*6x*), Ga (*5x*), Cr (*3x*),

Sn (*2x*), Zr (*2x*).

A tengeri foszforitok ritkaföldfém-tartalma eredménnyel használható azok genezisének, U- és Th-tartalma pedig radiometrikus korának a megállapítására. A tengeri foszforitok átlagos Ce- és Yb-dúsulása ui. lényegileg az óceán vizének kicsiny Ce^{3+} és nagy Yb^{3+} koncentrációját tükrözi. A folyóvizek szállította *Ce*-mennyiség kb. ugyanakkora, mint az összes többi lantanidáé együttvéve, a folyóvízi Ce/La viszonyszám tehát kb. 1. Ez az érték azonban a nyílt tengerben már csak kb. 0,16. Ezt a nagyfokú Ce-szegényedést a Ce^{3+} ionoknak négyértékű ionokká való oxidálódásával magyarázzák, amely a többi lantanidánál nem következik be. A Ce^{4+} ui. akár CeO_2 alakban a tengerfenéki mangángumók MnO_2 rácsába beépülve, akár $Ce(OH)_4$ alakban oldhatatlanná válva, gyorsan kicsapódik a tengervízből. Ennélfogva a tengervíz oxigéndús részeinek Ce-hiánya nagyobb fokú, mint a szerves anyagban gazdag üledékek feletti, oxigén-minimumos vízoszlopé (O'BRIEN—VEEH 1983; *29.18 ábra*). A tengerfenéki foszforitok ritkaföldfém-tartalmát KOLODNY (1982) a tengervíz oldott anyagából, valamint a benne szuszpendált terrigén és szerves törmelékből származtatja. Innen van, hogy a Cathamsziget K-i oldalának átlagos óceáni produktivitású

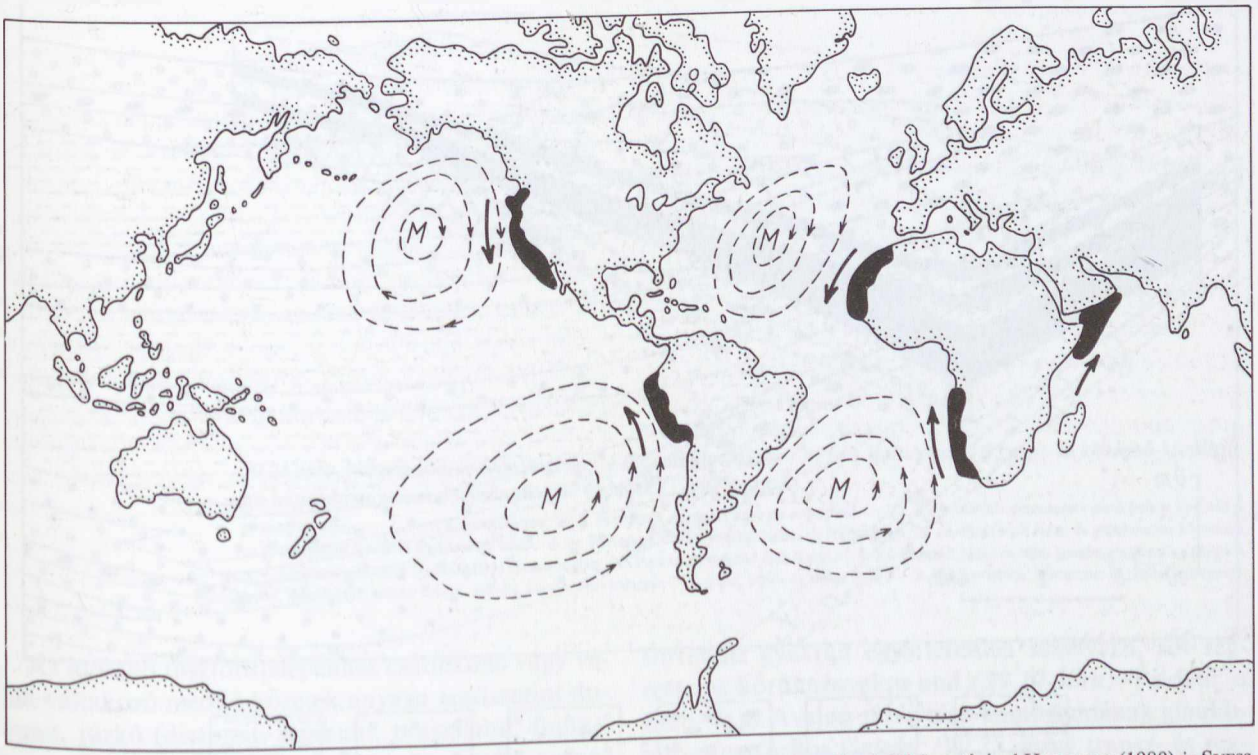


29.18 ábra. A ritka földfémek ppm-mennyiségeinek az egyes elemek agyagpalákban észlelt világátlagához viszonyított arányszáma, O'BRIEN—VEEH (1983) és BURNETT *et al.* (1983) adatainak egyesítésével

1. az Atlanti-óceán É-i részének mélységi vizében,
2. a peru–chilei partok mentén,
3. a Cathami kiemelkedés fölött,
4. Baja Californiánál.

vizében keletkezett és csak igen kevés terrigén törmeléket tartalmazó foszforitok Ce-anomáliája a nyílt óceáninak felel meg. A feláramlásokkal jellemzett, nagy biológiai produktivitású, Ny-i partmenti sávok (Baja Calafornia, Namíbia, Peru–Chile) foszforitjai ellenben, amelyek ritkaföldfém-tartalma a plankton és a fekális pelletek lebomló anyagából további utánpótlást nyer, Ce-ban viszonylag dúsabbak *(29.19 ábra)*. A kontinensek Ny-i oldalához kötött feláramlásnak tehát a három fő „tápelem" (C, P és Si) szerves C, apatit és tűzkő alakjában való megőrződésén kívül a negatív *Ce-anomália hiánya* is mutatója lehet, bár annak a lerakódás utáni megváltozásával is számolni kell. Megfordítva: *a mindezek együttesét nélkülöző foszforitok nem használhatók föl fosszilis feláramlási rendszerek rekonstrukciójához* (O'BRIEN—VEEH 1983).

A tengervízben oldott urán hat vegyértékkel, főleg *uranil-karbonát* komplexek formájában van jelen. Erősen redukáló közegben azonban U^{4+} alakban válik ki. A tengeri apatitok U^{4+}-tartalma tehát azok



29.19 ábra. A Föld öt nagyobb feláramlási helye a tengerszinti légnyomásrendszerek és áramlások föltüntetésével HARTLINE (1980) *in* SUESS —THIEDE (1983), Part B, p. 2. szerint

A szaggatott vonalak az izobárok átlagos és idealizált helyzeteit ábrázolják a legerősebb feláramlások idején.

redukciós környezetben való képződésének egyik bizonyítéka.

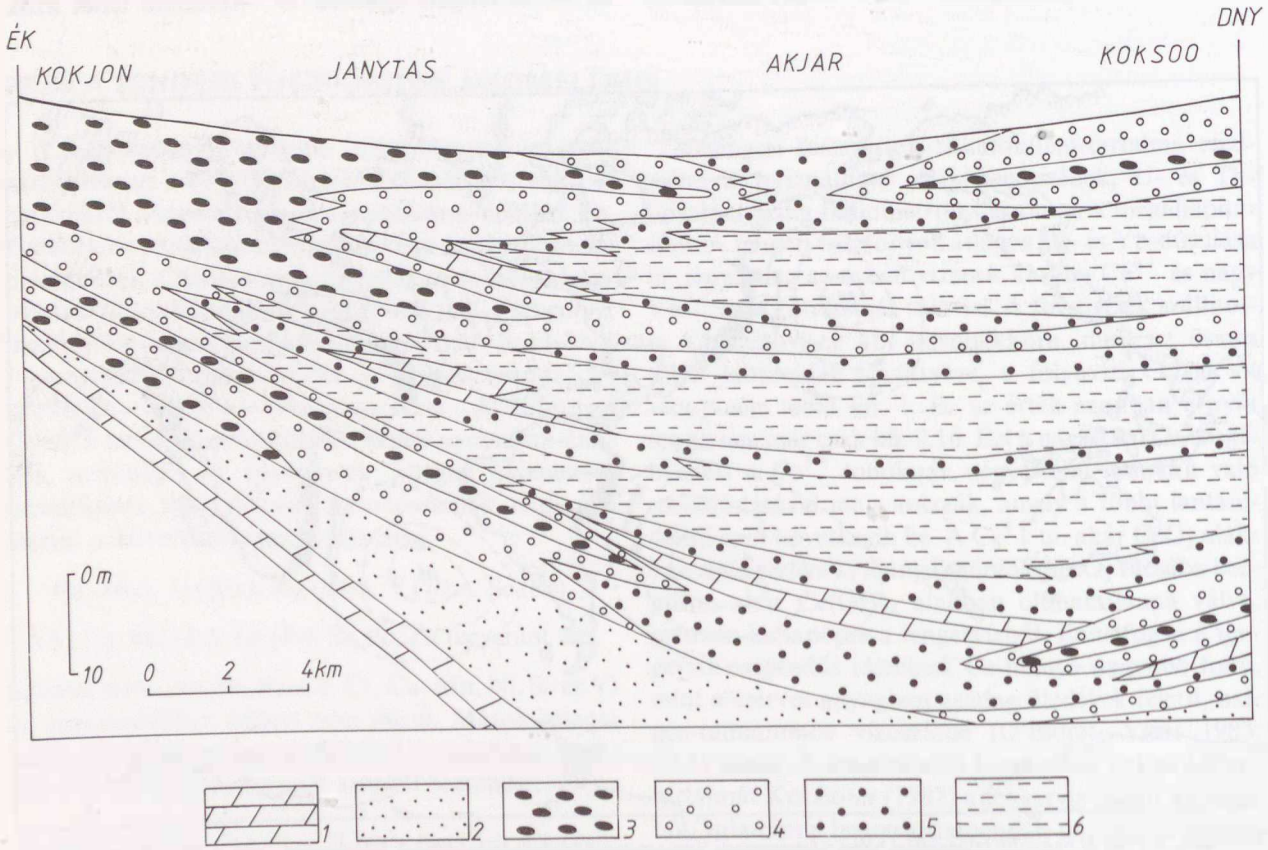
A tengeri apatitok pozitív anomáliájú nyomelemeinek többsége szerves anyaghoz kötve dúsul, és így — közvetve — a szervesanyag- és a foszforitképződés kapcsolatát bizonyítja.

29.36 A TENGERI FOSZFORITOK EGYÉB ANYAGAI

Az alsó-kaliforniai self 0,5—1 millió éves, glaukonitos finom homokjába és aleuritjába ágyazott, hasonló szemcsenagyságú (pelletes) foszforitszemcsék anyagának 90%-a *karbonát-fluorapatit*. A maradékot kvarc- és földpát-töredékek, szulfidok, Mg-tartalmú agyagásványok (paligorszkit, szepiolit, szmektit, montmorillonit), glaukonit-szemcsék, finom eloszlású kalcit, opál és diatoma-töredékek alkotják. Az opál a diatomahéjak feloldódásából származik, és vékony hártya alakjában vonja be a pelleteket (FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970). Az észak-francia felső-kréta foszforitok fontosabb kísérő ásványai: Mg-szegény kalcit, α-kvarc, glaukonit és vasoxidok (JARVIS 1980a). LUCAS *et al.* (1980) szerint a felső-voltai késő-prekambrium finoman rétegzett, sárgás és szürke, agyagos aleuritja 20—60—100 nm-es foszfátszemcsék mellett nemcsak sok piritet és kalcitot, hanem — bontatlan állapotban — kloritot és illitet, míllottan pedig (másodlagos termékként) kaolinitet is tartalmaz.

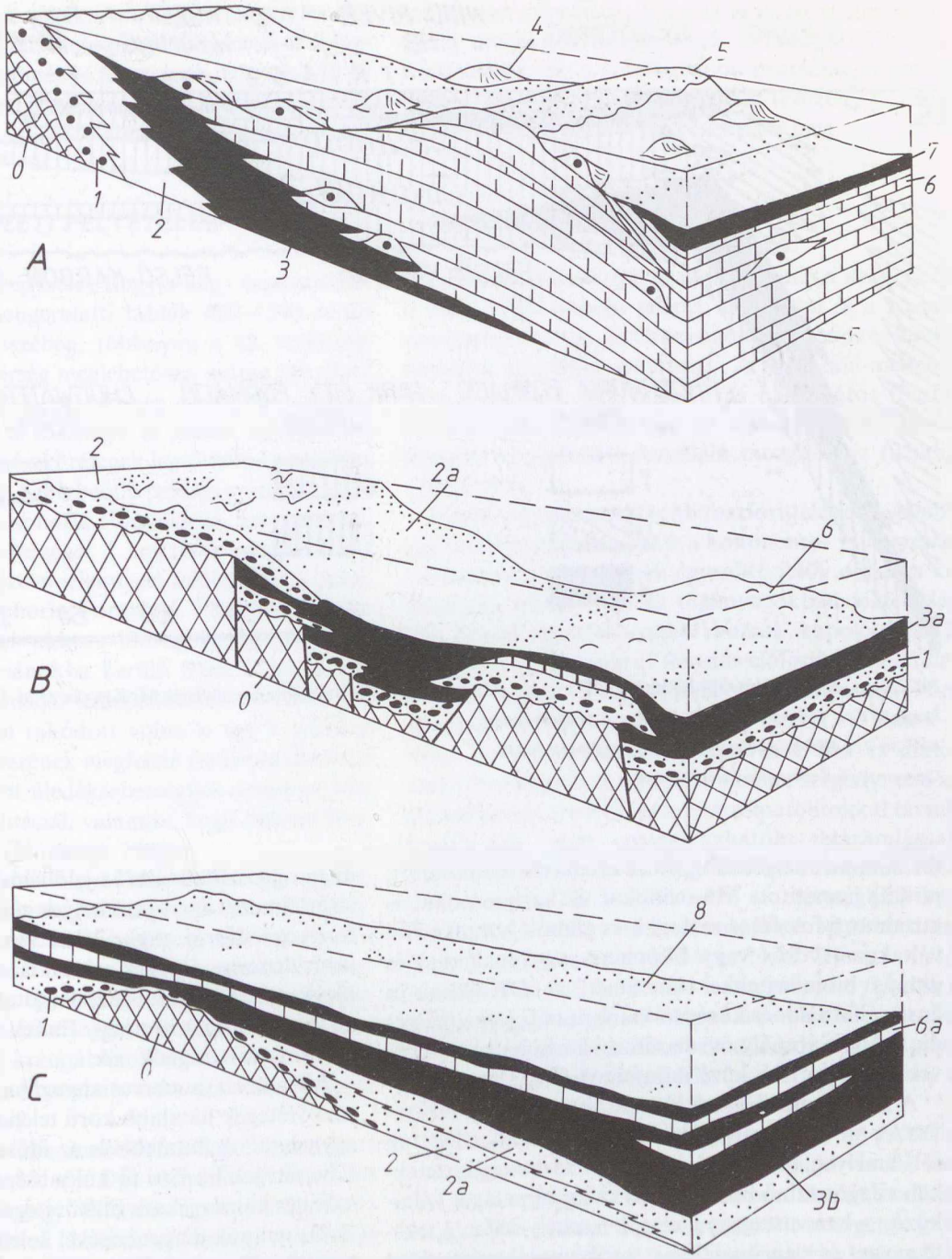
A recens és fosszilis foszforitgumók *kollofán* anyagába zártan, homokszemcséken és csillámpikkelyeken kívül gyakran figyelhetők meg koprolitok, korall- vagy szivacs-maradványok, foszfátosodott foraminifera-, kagyló-, brachiopoda- és más ősmaradványhéjak, sőt — többnyire porcos és csontos halaktól származó — vázrészekk és fogak is. Ezért a foszfátok mindig tartalmaznak bizonyos mennyiségű szerves C-t.

29.37 A KÍSÉRŐ KŐZETEK



29.20 ábra. A Kis Karatau-hegység kambriumi foszforittelepeinek szelvénye, BUSHINSKI (1964) nyomán

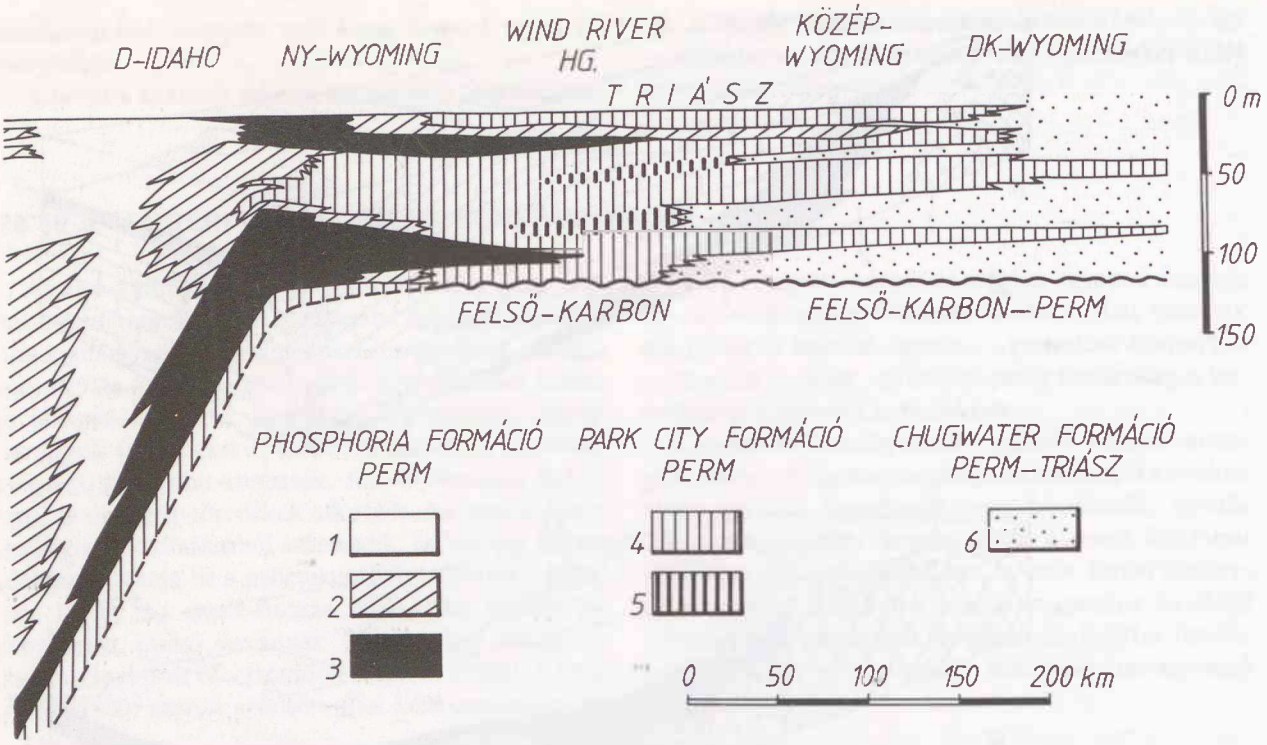
1. Dolomit. — *2.* Tűzkő (helyenként szpikulit). — *3.* Ooidos és görgeteges foszforit. — *4.* Ooidos foszforit. — *5.* Pelletes oolit. — *6.* SiO_2-dús agyagkőzetek.



29.21 ábra. Normandia és Dél-Európa *(A)*, az Avalon-tábla *(B)* és a Balti-pajzs *(C)* alsó- és középső-kambriumi képződményeinek fáciesmodelljei BRASIER (1980) nyomán

0. Idősebb aljzat. — *1.* Parti koglomerátum. — *2.* Partközeli agyag és agyagos kőzetliszt. — *2a.* Karbonáttal cementezett glaukonitos homokkő. — *3.* Parttávoli kovás és karbonátos iszap. — *3a.* Parttávoli vörös, szürke, barna és fekete iszap. — *3b.* Parttávoli iszap és glaukonitos kőzetliszt. — *4.* Archaeocyathuszos biohermák és biosztrómák. — *5.* Peritidális mészkő és dolomit. — *6.* Kondenzált vörös és zöld, gumós, glaukonitos mészkő. — *6a.* Kondenzált szürke-fekete, gumós, glaukonitos mészkő. — *7.* Zöld, vörös és barna iszap. — *8.* Szürke–fekete, bitumenes és pirites agyagpala.

Az idősebb foszforittelepekhez csatlakozó vagy velük váltakozó meddő kőzetek anyaga rendszerint dolomit, tűzkő (diatomit, szpikulit, porcellanit, ftanit); szén- vagy foszfortartalmú, gyakran kovás agyag, agyagkő vagy agyagpala; mészkő és márga; esetleg evaporit, vöröstarka homokkő és agyagpala. Ezek sorrendje gyakran egyértelműen sekélyvízi, sőt regressziós körülményekre utal *(29.20 ábra)*. Például, a Balti- és az Avalon-tábla alsó-kambriumának glaukonitos–foszforitos fáciesei *(29.21 ábra)* transz- és regressziók kondenzált üledékeihez kapcsolódnak. Ezek $CaCO_3$-cementjét, konkrécióit és héjmaradványait



29.22 ábra. A perm-időszaki Phosphoria Formáció (USA) és ekvivalensei földtani szelvénye McKELVEY *et al.* (1953) nyomán

Phosphoria F.: 1. Tűzköves pélitek. — *2.* Tűzkő. — *3.* Foszforit és pélit.

Park City F.: 4. Karbonátos kőzetek. — *5.* Zöldesszürke palás agyag.

Chugwater F.: 6. Kontinentális (vörös) üledékek.

foszfomikrit helyettesíti, de az ezenkívül glaukonitot, piritet, hematitot, Mn-oxidokat és karbonátokat is tartalmazó foszfátos szalagok és gumók homokkővel váltakozó, vörös vagy bitumenes agyagpalákkal és gumós biomikritekkel társulnak. A DK-ázsiai és ausztráliai alsó- és középső-kambrium foszforitjai pedig ooidos, árapály övi és zátony-karbonátok, tűzkövek és evaporitok közé iktatódnak (BRASIER 1980).

A Phosphoria Formációra nézve azonban McKELVEY *et al.* (1953) olyan környezeti modellt állítottak föl, amelyen belül a tűzkőgumós karbonát-kőzetekkel, világos színű homokkővel és agyagpalával váltakozó, ≥ 1 m vastagságú telepek a sekély selfet, a fekete agyag- és aleuritpalákkal, továbbá tűzkőrétegekkel váltakozó, ≤ 1 m vastagságú telepek pedig kb. 1000 m mély „geoszinklinális"-t jelölnének *(29.22 ábra)*. Ez az értelmezés azért nem helyes, mert mélytengeri foszforitképződésről aligha lehet szó. A rétegsor alaposabb elemzése, itt is és másutt is, annak foszforitos és tűzköves szakaszok ismételt váltakozásában kifejeződő ciklusosságát mutatja. Ennek valószínű okaival a 29.52. fejezet foglalkozik.

A foszforit, a szerves anyagban gazdag üledék és a tűzkőrétegek fiatalabb korú telepeken is társulhatnak egymással. A fiatalabb és az idősebb telepeket kísérő kovarétegek közötti fő különbséget az jelenti, hogy a kréta és kainozóikum tűzkőrétegei diatomás és radiolináris iszapok diagenezisével keletkeztek, a paleozóos telepek (Karatau, Phosphoria) tűzkőrétegeiben viszont a diatomákat kovaszivacsok helyettesítik.

29.4 A TENGERI FOSZFORITOK KELETKEZÉSE

A gazdasági értékű foszforitok többsége rétegszerűen elhelyezkedő tengeri üledék. Egy-egy foszforitréteg vastagsága (10—35% P_2O_5-tartalom mellett) olykor 6 m-t is meghalad. A P-tartalom átlaga 100—125-szöröse a kéregbelinek, s némelyik telep kiterjedése több száz, sőt ezer km²-re rúg. A foszforit különleges üledék; megjelenésének változatossága mégis a képződésmód sokféleségét sejteti. A foszforitnak az élőlények testében való feldúsulását ugyan korán felismerték, a tengeri foszforitképződést eleinte mégis tisztán anor-

ganikus jelenségnek vélték. Azt, hogy a tengeri foszfogenezis fizikai-kémiai, biológiai és diagenetikus folyamatok együttes eredménye lehet, csak az utolsó 15 év kutatási eredményei tették világossá. A tengeri foszforitok létrejöttét magyarázó elméletek aszerint osztha-

tók három csoportba, hogy az említett jelenségsorok közül melyiknek tulajdonítják a foszfor különleges feldúsulását, ill. a foszfogenezis problémáját tisztán abiogén módon, avagy az élővilág tevékeny hozzájárulásának föltételezésével közelítik-e meg.

29.41 KÖRNYEZETI FELTÉTELEK

Azzal mindenki egyetért, hogy a nagy foszforittelepek selfek vagy tengeralatti táblák 400—500 m-nél kisebb mélységű vizében, többnyire a 42. szélességi körök határolta térség meglehetősen száraz éghajlatú részein képződtek. Ezek terrigén anyagban szegény üledékképződését a foszfátos és szenes agyagpalák, agyagok, tűz- és mészkőrétegek lassú felhalmozódású sorozatai jellemzik. Szembeötlő példája ennek az USA középső-perm Phosphoria Formációja, amelynek átlagos ülepedési sebességét 1 cm/1000 évre becsülik. Ennek ellenére méretei jelentősen felülmúlják a jelenkoriakét. A Phosphoria Formáció 700×10^9 t-ra becsült P-tartalma ui. akkora tömeg, amekkorát a folyókból a mai óceánokba kerülő teljes P-mennyiség tenne ki, ha a formáció leülepedésének 10 millió éve alatt folyamatosan rakódott volna le egy a jelenlegi óceánfenék 0,17 részének megfelelő területen (Bentor 1980). — Csökkent üledéksebességűek azonban Marokkó cenomán–lutéciai, valamint Togó lutéciai foszfátos sorozatai is (Notholt 1980).

A foszfátlerakódások gyakran tengeri transzgressziókhoz kapcsolódnak. A középső Volga-vidék alsókallóvi foszforitjai pl. K felé mintegy 600 km-en át a tenger előnyomulásának megfelelően, az alsó-kimmeridge-iig bezárólag, egyre magasabb szintekben jelennek meg. Hasonló jelenséggel találkozunk az Orosztábla alsó- és felső-krétájában, Marokkó foszforittelepein, a Phosphoria Formáció, valamint a kazahsztáni Karatau esetében is.

A foszforitképződés ismétlődő jellegét tanúsítja a marokkói telepek 23, s a DK-idahóiak 17 foszfátos rétege. Ennek mintegy ellentéte egyes jordániai és ausztráliai foszforitok kivételesen nagy, >10 m-es vastagsága. Mind az idősebb, mind a mai óceánperemi telepeken gyakori a foszforitok minőségjavulást eredményező áthalmozódása.

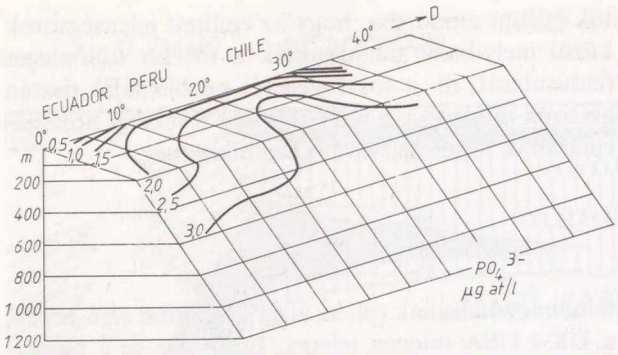
Notholt (1980) szerint az ülepítő medencének homok- és korallzátonyok mögötti, vagy szerkezetileg kialakult „csapdá"-i különösen kedveztek a foszfát felhalmozódásának (pl. az algériai–tuniszi alsó-eocén, a DK-i USA miocén telepei, Egyiptom és a Negevsivatag foszforitjai, az Orosz-tábla mezozóos és tercier üledékes foszfátjai esetében). A Karataui-medence DNy-i részének sekélyvízi kovás–karbonátos–foszfátos üledéksora pedig egy az alsó-kambrium elején létrejött kiemelkedés oszcilláló mozgásához fűződik *(29.20 ábra)*.

Ennek ellenére a nagyobb foszforittelepek legalább egy részét sokan még ma is a kontinensek Ny-i szélein s a mediterrán medencék egyenlítő felőli oldalain kimutatott, hideg vizű, de tápanyagokban viszonylag dús óceáni feláramlásokkal hozzák kapcsolatba. E korábban *minden* mai és fosszilis előfordulásra *általánosítani* kívánt elképzelésnek az érvényességi köre azonban újabban összeszűkülni látszik. O'Brien—Veeh (1983) szerint sem a szerves C-ben és diatomás kovaüledékben, valamint Ce-ban szegény, sem az esztuáriumos eredetű, sem a sztromatolitokkal társult foszforitok nem magyarázhatók feláramlással. Ugyanők mutattak rá, hogy a kelet-ausztráliai felső kontinentális lejtőn (365—376 m mélységből) vett 0—2000, ill. 5000 éves foszforitgumók képződési helyein nincs feláramlás (29.34. és 29.42. fejezet). *A feláramlás tehát* szerintük *nem szükségképpeni feltétele a foszforitképződésnek*. A feláramlásnak a chile–perui és namíbiai tengeralatti foszforit-előfordulásokkal való egybeesését véletlenszerűnek tekintik, bár annak a *P*-tartalmat dúsító hatását fontosnak tartják.

Bezrukov (1973) *in* Burnett *et al.* (1983) a korábban még szigetszerűen kiemelkedő, majd víz alá merült, de erős feláramlás és szerves produktivitás nélküli tengeralatti hátságok foszforitgumóit a szigetek guanó eredetű szárazföldi foszforitjainak vízalatti mállásából vagy más, korábban létezett anyagoknak tengervízi, ill. vulkanogén foszfáttal való helyettesítődéséből származtatja. (A feláramlásos és anélküli foszforitképződés megkülönböztetésének módozataival a 29.35. fejezetben foglalkoztunk.)

29.42 AZ ABIOGÉN FOSZFORITKÉPZŐDÉS KÉRDÉSE

A foszfor (*fluor-* és *klórapatit* és esetleg az ezeknél jóval ritkább *monacit*, ill. *xenotim* alakjában) számos magmás és metamorf kőzetben jelen van, mennyisége azonban oly kicsiny *(29.1 táblázat)*, hogy törmelékes üledékben való mechanikai fölszaporodása csak ritkán valósul meg. Keménysége, fajsúlya és vegyi hatá-



29.23 ábra. A tengervíz µg atom/*l*-ben kifejezett reakcióképes $(PO_4)^{3-}$-tartalmának mélység szerinti megoszlása Dél-Amerika Ny-i partjai mentén, BURNETT—VEEH—SOUTAR (1980) szerint

A jelenkori foszforitok csak a 2,5—3,0 µg izovonalak közötti területen találhatók.

sokkal szembeni ellenállása ugyan a Th- és *ritkaföldfém*-tartalmú monacit számára még lehetővé teszi, hogy a felaprózódott „anyakőzet"-ből kiszabadult szemcséi folyó- vagy állóvízi torlatokon halmozódjanak föl. A jóval gyakoribb, ám szerves anyagban és CO_2-ben gazdag, savanyú kémhatású vizekben kolloidálisan vagy alkáli-foszfátként viszonylag könnyen oldódó (és így kevésbé ellenálló) *apatit* azonban csak ritkán képez torlatokat.

Megfelelő helyi adottságok (pl. már eredetileg is 1—6% P_2O_5-tartalmú bázisos piroklasztitok jelenléte) esetén igen valószínű, hogy a foszforittelep kialakulását anorganikus folyamat (tengeralatti mállás) idézte elő.

Az abiogén foszfogenezisnek e kivételszámba menő, de bizonyítható esetei mellett KAZAKOV (1937) — a mai óceánok peremvidékeire eső foszforittelepek és az itt észlelt hidegvíz-feláramlások összeeséséből kiindulva — azt állította, hogy *valamennyi* fosszilis és recens (vagy recensnek vélt) *elsődleges tengeri foszforittelep apatitja közvetlen* (abiogén) *módon csapódott ki a tengervízből.* Eszerint a foszforit kiválását az óceáni víznek a kontinensek és nagyobb szigetek partjai mentén tapasztalható feláramlásai irányítják, amelyeket az uralkodó szélrendszerektől kialakított vízkörzések divergenciája vagy konvergenciája hoz létre *(29.19 ábra).* A föláramló hideg víznek ui. növekszik a hőfoka és a pH-ja (az utóbbit a CO_2-tartalomnak a nyomáscsökkenés okozta megcsappanása idézi elő). Mivel pedig a tengervízben levő apatit oldhatósága a hőmérséklet és a pH emelkedésével csökken, az apatitra nézve túltelítetté váló vízből az ásvány kikristályosodik, és a part felé irányuló vízáramok útján egyre kisebb mélységbe kerülve, ott fel is dúsul.

Bár KAZAKOV modelljét számos kutató elfogadta, sőt bizonyos eredménnyel alkalmazta is a foszforitkutatásban, idővel egyre több ennek ellentmondó tényt ismertek föl (BENTOR 1980):

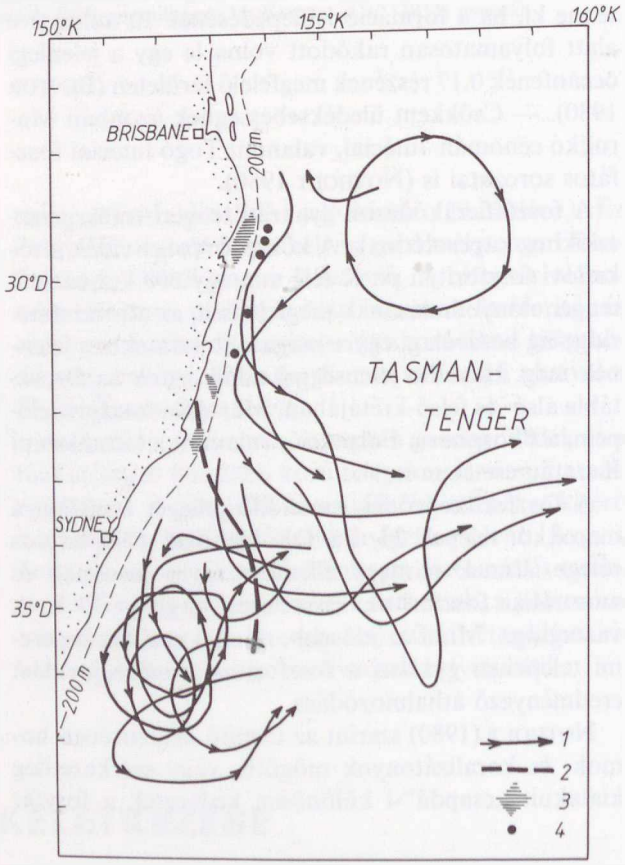
a) A felszálló vízáram sebessége sokkal nagyobb annál, semhogy feláramlás közben a víz CO_2-tartalma lényegesen megváltoznék.

b) Igaz ugyan, hogy a vízben oldott foszfor mennyisége a mélység felé emelkedik *(29.23 ábra)*, a felszálló víz mégsem mondható foszforban gazdagnak.

c) A mai óceánok számos föláramlási helyén nincs jelenkori foszforitképződés. Ez a kaliforniai self rég ismert példáján kívül a kelet-ausztráliai selfen is igazolódott, ahol a gyér számú, korlátozott kiterjedésű és jobbára csak szezonális feláramlási helyeket O'BRIEN—VEEH (1983) szerint 20—25 km-nyi távolság választja el a jelenkori foszforitképződés helyeitől *(29.24 ábra)*. Az sem valószínű, hogy a part menti víz viszonylag kicsiny fizikai hatásai képesek lennének a fölszálló áram kicsiny P-mennyiségét a szükséges mértékben megsokszorozni.

d) A fotikus öv vize azért nem válhat foszforra túltelítetté, mert az ott élő szervezetek azt azonnal beépítik saját szervezetük anyagába.

e) Kísérletek szerint az 5,3 Mg^{2+}/Ca^{2+} hányadossal jellemzett normál tengervízből csak *amorf Ca-foszfát* csapható ki, amelynek molos Ca/P hányadosa (az apatit 1,67-es Ca/P hányadosával szemben) 1,35. E csapadék azonban csak Mg-mentes tengervízbe való helyezése után alakul át apatittá. A Mg jelenléte azáltal gátolja meg az apatitnak a nyílt tenger vizéből való kikristályosodását, hogy beépülni törekvő, de nagyméretű ionjai mintegy szétfeszítik a képződőben lévő apatitrácsot.



29.24 ábra. Ausztrália K-i partszegélye a kelet-ausztráliai áramlásnak a felszíni vízmozgás munkáját kifejező, többnyári megfigyelés alapján készített izovonalakkal *(1)*, a felszíni hőmérsékleti front vonalával *(2)*, a megfigyelt feláramlási helyek *(3)* és a jelenkori foszforit-előfordulási helyek *(4)* föltüntetésével, O'BRIEN—VEEH (1983) nyomán

f) A tengeri foszforitok zömének tisztán anorganikus képződését azok szerves anyagokban való gazdagsága és más biogén üledékekkel való váltakozása is kizárja. A recens foszforitelőfordulások egy részének területén valóban észlelhető ugyan erős, bár nem nagy (a namíbiai selfen mindössze 200 m) mélységből kiinduló, tápanyagokban (C, P, Si) viszonylag gazdag föláramlás, de ehhez — mintegy okozatilag — nagy arányú szervesanyag-termelődés is kapcsolódik. A foszforit-felhalmozódások reduktív jellegűek, és ezt éppen a szerves anyag jelenléte tanúsítja.

29.43 AZ ÉLŐVILÁG SZEREPE A FOSZFOR ÜLEDÉKES DÚSULÁSÁBAN

A szilárd kőzetekben átlagosan 0,0—0,39 (esetleg 0,76) %-ban, a tengervízben pedig átlagosan 70 ppb (literenként tehát 0,07 µg) mennyiségben jelenlevő P-nak a jó foszforit 15%-nyi P-tartalmáig való, 3—6 nagyságrendnyi felszaporodása csak az élővilág közreműködésével képzelhető el. A foszfor minden élő sejtnek fontos alkotó eleme; mennyisége az élő anyagnak átlagosan 0,6%-a. Lényeges része a proteineknek, a nukleinsavaknak, szerepe van a fotoszintézisben, irányítja a növényi és állati test növekedését. A nitrogénnel és a kénnel együtt a szerves élet burjánzását leginkább megszabó tényezők közé tartozik. A nyílt tenger kellő utánpótlás híján támadt P-szegénysége erősen korlátozza fitoplanktonjának szaporodását. A szárazföldi növényzet bujaságát pedig a talaj oldható P-tartalma szabályozza. A növények ui. a talaj összes (kb. 0,02—0,40%-nyi) P_2O_5-tartalmának csak az oldható részét képesek felszívni, annak többi része azonban a talajbaktériumok testébe épülten, ill. a mindenkori pH-viszonyok és fluortartalom függvényében képződött, oldhatatlan vagy nehezen oldható Fe-, Al- és Ca-foszfátok alakjában a talajban marad. A növények a foszfornak még csak viszonylag kis mértékű koncentrációjára képesek. A táplálkozási lánc következő állomásait jelentő alacsonyabb és magasabb rendű állati szervezetekben azonban mennyisége megsokszorozódik. Különösen sok P-t tartalmaz az idegszövet, a bőr hámrétegének minden szarusodó függeléke, a gerincesek csontváza, fogaik zománcrétege, rákok, egyes kagylók és brachiopodák külső váza, alsóbb és magasabb rendű állatok folyékony és szilárd ürüléke *(29.5 táblázat)*. Ezért a csoportosan élő szárazföldi állatok testének és exkrementumainak, valamint csontbreccsáinak (bonebed), továbbá a tengeri növény- és állattársaságok termelte szerves anyagnak a felhalmozódása, kedvező körülmények között és hosszú idő alatt, jelentős foszfátdúsulások kialakulását indíthatja meg. *A foszfor biológiai koncentrálódása* tehát *alapvető feltétele a foszforitképződésnek*. Az ehhez szükséges koncentrációt azonban nem annyira az egyszeri, bár nagyméretű (pl. tömegpusztulás okozta) szervesanyag-felhalmozódás, hanem inkább a felhalmozódás hosszú távú biztosítása hozza létre *(29.25 ábra)*.

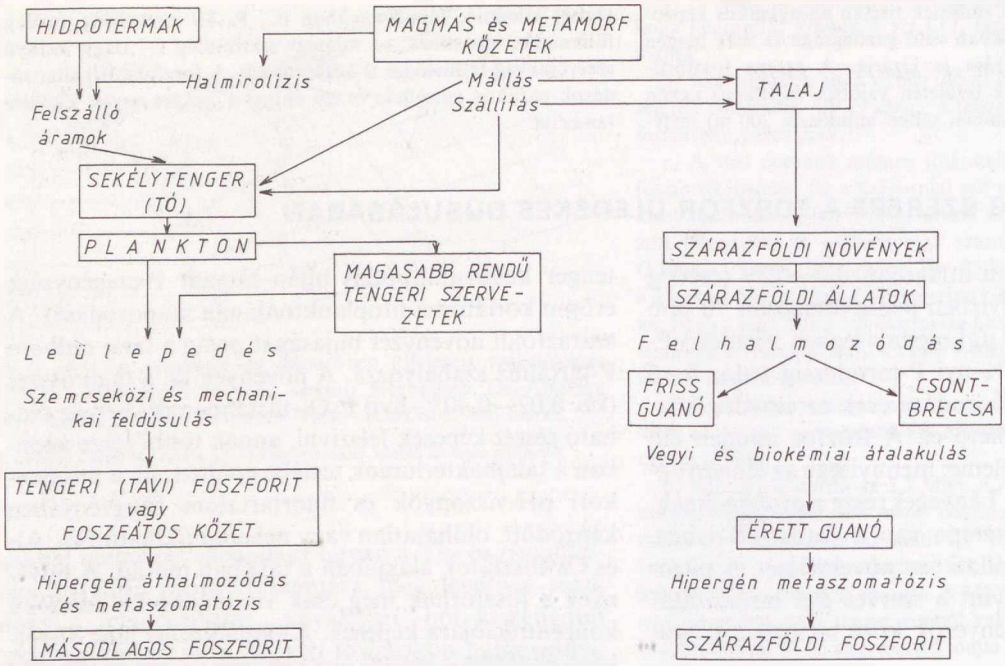
29.5. táblázat. Élő szervezetek átlagos foszfor-, ill. trikalciumfoszfát-tartalma (tömeg%)**

Élőlény-csoport	P	$Ca_3(PO_4)_2$
Növények		
Vörös algák	0,20	<0,1—0,4
* Baktériumok	1,50	
* Gombák	1,00	
Zuzmók	0,08	
Mohok	0,15	
Virágos növények	0,3	
Állatok		
Foraminiferák		<0,1
* Mészszivacsok		?—10,0
* Alcyonaria		<0,1—8,3
Zoantharia		<0,1
Serpulák		<0,1
Mohaállatok		<0,01—2,9
Mészvázú brachiopodák		<0,1—0,6
* Szaruvázú brachiopodák teknői		74,7—91,7
Kagylók		<0,1—0,4
Csigák		<0,1—0,8
Lábasfejűek		<0,1
* Tízlábú rákok		6,6—49,6
* Hüllők és kétéltűek csontjai	16,3—17,0	
* Halak, madarak, emlősök csontjai	18,0—18,5	60
* Gerincesek fogai		90
Echinodermaták		0,1—1,8

* A foszforban gazdag növény- és állatcsoportokat emeli ki.
** Vadász (1952) és Seibold (1974) *in* Brinkmann *et al.* (1974) nyomán.

A tengeri foszfátképződés *lehetőségét* mégsem a tengervíz átlagos koncentrációja, hanem a biológiai produktivitás szintje és a szerves anyag leülepedés utáni fennmaradása teremti meg. Az előbbit egyes esetekben a foszfornak a feláramlásból származó utánpótlódása, az utóbbit az üledékfelszín fölötti vízréteg oxigén-szegénysége biztosítja. A feláramlással történő utánpótlódás szinte kimeríthetetlen, mert a hatalmas óceáni víztömeg (kicsiny koncentrációja ellenére is) 9×10^{10} t P-t tartalmaz, ami kb. 50 000-szerese az évente az óceánba kerülő, 1,8 millió t elemi foszfornak.

A fitoplankton azáltal biztosítja a foszforitképződéshez vezető utat, hogy kb. 1% P-tartalmú szárazanyagában mintegy 140 000-szeresére dúsítja a tenger-



29.25 ábra. A tengeri (tavi) és szárazföldi foszforitképződés folyamatának vázlata

víz átlagosan 70 ppb-nyi mennyiségét. Jóllehet a lerakódó szerves anyag P-tartalmának egy része leülepedés közben veszendőbe megy, maradéka — megfelelő körülmények között — a telítettség fölé emelheti a képződött üledék pórusvizének P-koncentrációját. Bár így az elsődleges foszforitképződés folyamatát részint az üledéken belüli vegyi reakciók, részint azok a gyönge fenékáramok fejezik be, amelyek a viszonylag nehéz (3,18 g/cm³ sűrűségű) apatitot elkülönítik a könnyebb ásványi részecskéktől, a foszforitképződés fő tényezőjének mégis a foszfor biogén koncentrálódását kell tekintenünk (Bentor 1980).

29.44 A TENGERI APATITKIVÁLÁS LEFOLYÁSA

Ez a kérdés még ma sem teljesen tisztázott. A foszfort a folyók oldott állapotban vagy agyagásványokon és ferrihidroxidon megkötve szállítják a tengerbe. A folyóvízben oldott P átlagos mennyisége csak 20 ppb (kb. 1/4-e a mélytenger P-tartalmának). Ezt a mennyiséget a partmenti vizek planktonja szinte azonnal kiszűri. A tengervíz és a benne élő szervezetek között a P állandó és gyors körforgásban van (ennek időtartama mintegy 50 nap). Ez azt eredményezi, hogy egy-egy P-molekula kb. 2,6 esztendeig marad a tenger felszínközeli rétegeiben, ill. ennyi idő múlva ülepedik le (Bentor 1980, p. 6).

A foszfor a 7,8—8,2 pH-jú, normál tengervízben HPO_4^{2-}, és $H_2PO_4^-$ ionok keverékeként van jelen. A plankton szűrőhatása következtében a mai óceánok felszíni vize mindenütt csak néhány ppb-nyi P-t tartalmaz. Az oldott P-tartalom csupán 200—400 m között emelkedik — a fenékre süllyedő elhalt szervezetek bomlása következtében — 50—100 ppb-nyire. A P-tartalom innen kezdve még a nagy óceáni mélységekben sem változik, vagy csak nagyon kis mértékben csökken. A 100 ppb körüli P-tartalom azonban csak az Indiai- és a Csendes-óceán mélyvizeit jellemzi, az Atlanti-óceán vizének P-tartalma 35—85 ppb között van. Még kevesebb az a nyílt tengerrel csupán keskeny szorosokon át közlekedő Vörös-tengerben (15 ppb), vagy a Földközi-tengerben (6 ppb), ahol a P-ban gazdagabb óceáni mélyvíz beáramlását vízalatti gátak akadályozzák.

Az apatit oldhatósága kristályainak alakjától, kémiai összetételétől, az oldószer Mg^{2+}-, Ca^{2+}-, F^-- és HCO_3^--tartalmától, hőmérsékletétől, oxidatív vagy reduktív jellegétől és pH-jától függ. A foszfátok oxigén jelenlétében, alkálikus vízben és magasabb hőmérsékleten általában nehezen oldódnak. A fluor-karbonát-apatit termodinamikáját azonban ma még nem ismerjük, és a reá vonatkozó oldhatósági kísérletek száma is kevés. Arra tehát, hogy a tengervíz sehol sem telített fluor-kabonát-apatitra, csak néhány tapasztalati megfigyelésből következtethetünk. Ezt jelzi pl. a tengerfenéken heverő halcsontok gyakori korrodáltsága, és az a tény, hogy Mg-mentes tengervízből, laboratóriumi körülmények között könnyen nyerhető ugyan fluor-karbonát-apatit, de csak a természetes

tengervízét messze meghaladó P-koncentrációk mellett. *Ezért a fluor-karbonát-apatitnak normál tengervízből való gyors kiválását nem mindenki tartja valószínűnek* (BENTOR 1980).

Más azonban a helyzet a szerves anyagban gazdag, tengerfenéki üledék *pórusvizében*, ahol a szerves anyag anoxikus bomlása és az addig vashidroxidokban lekötött foszfát redukciója tekintélyes mennyiségű P-t szabadíthat fel. Ennek eredményeként a pórusvízben oldott P koncentrációjának növekedése az üledék fölötti vízoszlop koncentrációjának 100 × -osát is elérheti. Az ilyen pórusvíz pedig már valószínűleg P-ra túltelítetté válik, és így megindulhat belőle az apatit kikristályosodása. Megkönnyíti az apatit kiválását, ha a pórusvíz Mg^{2+}-tartalmát valamilyen párhuzamos folyamat (pl. Mg-tartalmú agyagásványok — paligorszkit, szepiolit, montmorillonit, szmektit, glaukonit — vagy dolomit diagenetikus képződése) köti le. Lekötheti azonban a Mg-ot ionjainak kalciton vagy biogén opálon történő felületi abszorpciója is.

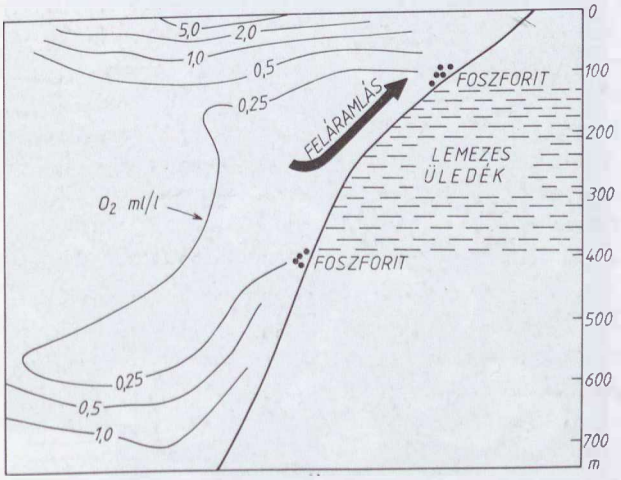
Érdekes, hogy — a mediterrán és a közép-keleti előfordulások kivételével — több idősebb foszforittelep (Phosphoria, Karatau) apatitja főleg dolomittal (és csak jóval ritkábban kalcittal) társul (GULBRANDSEN 1960). A kristályos apatit és a dolomit együttes képződését azonban problematikussá teszi, hogy az előbbi kiválása lényegesen kisebb, az utóbbié pedig lényegesen nagyobb Mg^{2+}/Ca^{2+} arányt követel meg, mint amilyennel a tengervíz rendelkezik. Magas Mg^{2+}/Ca^{2+} arány mellett is képződhet ugyan Ca-foszfát, de ilyet — amorf voltánál fogva — a természetben még nem észleltek. BENTOR (1980) szerint azonban ennek oka az amorf anyagnak az igen apró kollofán-kristályokkal való keveredésében keresendő; feltehető tehát, hogy a kristályos apatit amorf elődjei a természetben is léteznek.

A mészanyagú (pl. foraminifera-) héjak természetes foszfátosodását utánzó kísérletek szerint híg foszfátoldatnak kalcitporon át való áramoltatása révén könnyen állítható elő apatit (AMES *in* BENTOR 1980, p. 9). Mivel a trigonális kalcitrács CO_3^{2-} ionja nem illik bele a PO_4^{3-} ion tetraéderébe, és amellett a Ca^{2+} ionoknak a kalcit-, ill. apatitrácson belüli elrendeződése is teljesen különbözik, e reakciót nem lehet egyszerű helyettesítésnek tekinteni. Ezt látszik igazolni, hogy akkor is apatitot nyerünk, ha a kísérletet gipszporral végezzük el. Inkább arról lehet szó tehát, hogy mindkét rendszer az apatitra való telítettség állapotában van, ezzel egyidejűleg pedig az eredeti Ca-ásványok instabilisakká válnak, és feloldódva eltávoznak. A kalcit és a gipsz oldódása viszont csökkenti az oldat Mg^{2+}/Ca^{2+} arányát, és ez megkönnyíti az apatit kicsapódását. A gipszből kísérletileg nyert apatit valóban nem tartalmaz szulfátot. *Ez pedig erősen megkérdőjelezi azt az elképzelést, miszerint a természetes apatit szulfáttartalma a lerakódási környezet szalinitásának mércéje lehetne.*

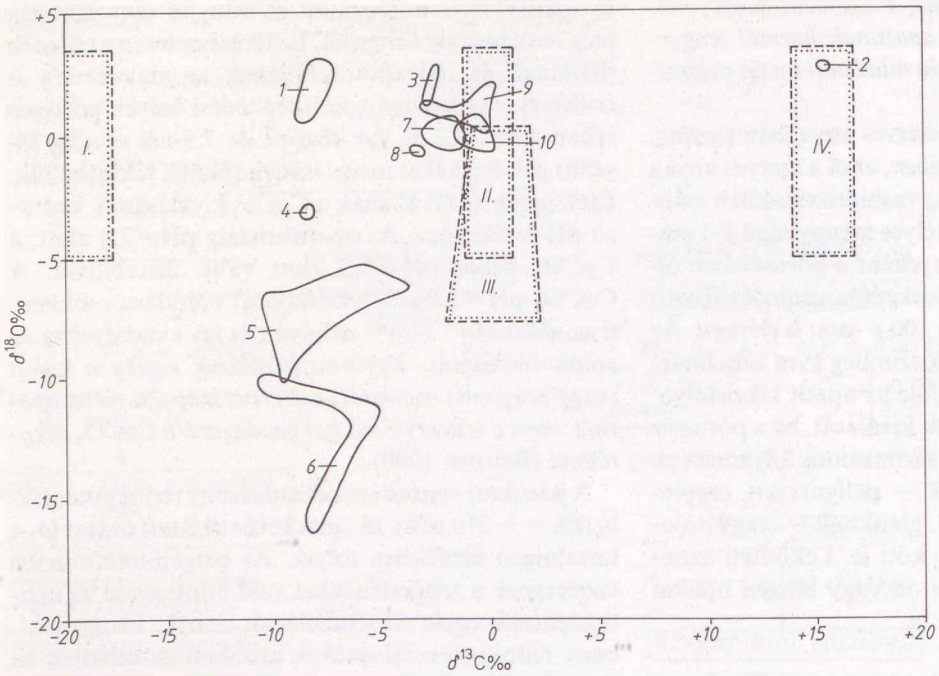
A pórusvíz és az üledék közti reakciók eredményezte apatitkiválás módozatait és irányító tényezőit ma még csak kevéssé ismerjük. Ez természetesen az üledék pH-jának és redoxpotenciáljának az alakulására is érvényes. A jelenkori apatitképződési helyek pórusvizében mért (7,2 és 7,4 közötti de 7,5-nél mindig kisebb) pH-értékeket mégis irányadóknak tekinthetjük. Ezek pedig közel állanak a $CaCo_3$ kiválásának kedvező pH-értékekhez. Az apatitkristály pH = 7,0 alatt, a $CaCO_3$ pedig pH = 7,5 alatt válik instabilissá. A $CaCO_3$ pH = 7,5-nél bekövetkező oldódása csökkenti az oldat Mg^{2+}/Ca^{2+} arányát, és így akadályozza az apatit oldódását. *Együttes kiválásuk esetén a kalcit* (vagy aragonit) *mennyisége azért szárnyalja túl az apatitét, mert a tengervíz sokkal gazdagabb a* $CaCO_3$ *alkotóiban* (BENTOR 1980).

A jelenkori apatitképződés alacsony redoxpotenciálú (Eh = −210 mV), ill. igen kevés (0,2 ml) oldott O_2-t tartalmazó üledékben folyik. Az oxigén-minimumos vízrétegnek a tengerfenékkel való érintkezése az apatitképződés egyik fő feltételének látszik. Nagyon kicsiny redoxpotenciál-értékek azonban gátolhatják az apatitkiválást. Erre utal a foszforitnak a glaukonittal való gyakori társulása (a glaukonit képződése ui. mérsékelten redukáló környezetet igényel). *Az Eh-viszonyok alakulásával függhet össze* az is, *hogy a peru–chilei kontinentális lejtő foszforitképződésének legnagyobb mértéke az oxigénmentes öv felső és alsó határán* (100, ill. 400 m vízmélységben) *tapasztalható (29.26 ábra).*

Bár a víz/üledék határon történő közvetlen apatitkiválásnak a lehetőségét sem lehet teljesen kizárni, *az apatitnak a foszforitokban való feldúsulását a mai kutatók többsége diagenetikus folyamatnak tartja.* Ez *vagy* az üledékszemcsék közötti, anoxikus pórusvízben („autigén" módon) megy végbe, *vagy* már meglé-

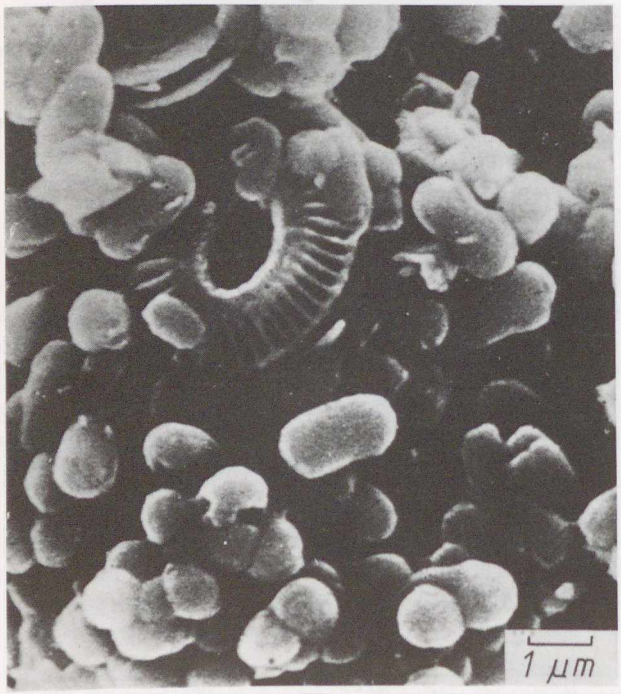


29.26 ábra. A Perutól Ny-ra levő kontinentális self és felső lejtő vázlatos szelvénye a feláramlásnak, a víz O_2-tartalmának és a foszforitdúsulás helyeinek föltüntetésével, BURNETT—ROE—PIPER (1983) nyomán



29.27 ábra. Folytonos vonalakkal jelzett különböző területek frankolit-konkrécióinak elhelyezkedése a különböző eredetű karbonátok szétválasztására szolgáló $\delta^{18}O/\delta^{13}C$ diagramban, McArthur *et al.* (1980) nyomán

I. Szulfát-redukcióval képződött karbonátok
II. Elsődleges karbonátok
III. Mészkövek karbonát-cementje
IV. Fermentációs karbonátok
1—2. Namibiai konkréciók
3. Namibiai pelletes homok
4. Baja California
5. Izrael
6. Georgina-medence
7. Kaliforniai szegélytenger
8. Marokkó
9. Peru és Chile
10. A Catham Rise és az Agulhas Bank foszfátosodott mészkövei



29.28 ábra. Baktériumokkal — közöttük osztódásban lévő példányokkal — körülvett kokkolitok egy, a kelet-ausztráliai kontinens-szegélyről származó, újpleisztocén foszforitgumóban O'Brien—Veeh (1983: p. 409) SEM-felvétele szerint

vő héjak és terrigén anyagok helyettesítését, ill. kiszorítását eredményezi. A frankolit CO_3-gyöke C- és O-izotópjainak elvileg a képződési környezetből (tehát „autigén" keletkezés esetén a bakteriális bomlásból, kiszorítás esetén pedig a helyettesített karbonátból) származó izotóp-eloszlást kell tükrözniük. A foszforitok $\delta^{18}O$ és $\delta^{13}C$ ‰-es mennyiségeit feltüntető diagram *(29.27 ábra)* alapján McArthur *et al.* (1980) eredményesnek tűnő kísérletet tettek arra, hogy a diagenezis kétféle módját elkülönítsék. Ui. a namíbiai self foszforitjai közül azokat, amelyek $\delta^{13}C$ értéke $+15‰$, *fermentációs,* amelyeké pedig -7 és $-8‰$ között volt, *szulfátredukciós,* de mindenképpen *bakteriális eredetűeknek,* a pelleteseket azonban *helyettesítésből származóaknak találták.* Ezek után a Baja Californiai és a Georgina-medencebeli (ausztráliai) kambrium frankolitját is egyértelműen bakteriálisnak minősítették. Helyettesítéses eredetűeknek tartják viszont a peru–chilei kemény konkréciókat, annak ellenére, hogy azokat mások korábban „autigén"-nek vélték.

A foszfornak a namíbiai eufotikus öv föláramlás következtében elszaporodott, majd elhalása után a tengerfenékre süllyedt fitoplanktonból való kiszabadulását — amit a pórusfolyadék pH-jának emelkedése, és Eh-jának csökkenése kísér — Bremner (1980) is

a *baktériumok* támadásának tulajdonítja. Szerinte a felszabadult P — a csillámon és az illiten adszorbeálódva — a diatomás törmelékkel együtt rakódik le. Az élő fitoplankton C : P = 50 : 1 arányával szemben a diatomás iszapé 9 : 1; P-tartalmát — a fitoplankton biológiai visszatartásával szemben — az agyag kémiai adszorpciója magyarázza. Túltelítettségének elérése után a P euhedrális frankolit-kristálykák alakjában csapódik ki a diatomahéjakon. A diagenezis további folyamán a halmaradványok is mikroszemcsés apatittal helyettesítődnek, s eközben a terrigén kvarc- és földpátszemcsék jó része is feloldódik. Tengerszintváltozással kapcsolatos áramlások a konkréciókat áthalmozhatják. A tengerszintnek egy korábbi helyzetbe való visszatérésekor a konkréciók új generációja alakul ki a régibb generáció maradványainak közvetlen fedőjében.

A lassú üledékképződés mellett elburjánzó bakteriális biomassza foszfor-rögzítő szerepét azonban a kelet-ausztráliai felső kontinentális lejtő kvarter foszforitjain sikerült legszembetűnőbben igazolni (O'Brien —Veeh 1983). A gumók kis áramlási sebességet bizonyító kokkolitjai ui. baktérium-sejtek alkotta alapanyagba ágyazódnak *(29.28 ábra)*. Baktériumokat ezenkívül fosszilis magános korallokból és molluszkum-héjakból is kimutattak. Föltételezik, hogy a biogén úton megkötött foszfor karbonátos hidroxilapatittá alakulását a baktériumok körében általánosan elterjedt és hatását az azok elhalása után szabadon kifejtő *szén-anhidráz* segíti elő. A frissen létrejött gumók szövetét azonban a diagenetikus átkristályosodás viszonylag hamar elváltoztatja: ugyanazon terület középső-miocén vasas gumói már euhedrális kristályokból állanak.

29.5 A TENGERI FOSZFORITKÉPZŐDÉS CIKLUSOSSÁGA

29.51 A LEMEZESSÉG OKAI

Az idősebb foszforitlerakódások egy részének ezt a jellemző sajátságát mm–cm vastagságú foszforitlemezeknek szenes agyagpala-, aleurolit-, karbonát- vagy tűzkőlemezekkel való váltakozása hozza létre. Valószínűleg az üledékképződés olyan — legfeljebb százéves időtartamú — ingadozásai okozzák, amelyek a folyótorkolatok áthelyeződésével, a sekély tengerfenék morfológiájának módosulásával, a folyók és a tengeráramok irány- és intenzitás-változásaival, a hőmérséklet és a csapadékmennyiség ingadozásaival függenek össze. A szerves anyagban gazdag üledék lemezességének megőrződése a foszforitképződés oxigénszegény közegben történt lezajlásának kitűnő bizonyítéka.

29.52 A FOSZFORITOS ÉS TŰZKŐTARTALMÚ MEZOCIKLUSOK KELETKEZÉSE

Számos nagy foszforittelep rétegsorának foszforit, agyagpala- vagy mészkőrétegek váltakozásából álló, 1—10 m vastag egységei közé hasonló vastagságú, foszforitban szegény, tűzköves egységek iktatódnak. Például, a Phosphoria Formáció 3—4 nagyobb tűzkőegységet tartalmaz; spongiolitok és ftanitok tagolják a karataui foszforittelepeket; Észak-Afrika és Közép-Kelet 3 m vastagságot is elérő foszforitos rétegeit ugyanilyen nagyságrendű tűzköves egységek választják el egymástól.

E vastagabb tűzköves szakaszok megjelenése aligha tekinthető leülepedés utáni elkülönülés eredményének. Foszfátos és kovás anyag egyszerre történő leülepedésekor ui. csak kovás foszforit, foszforitos tűzkő, vagy a tűzkő és a foszforit vékonylemezes váltakozása keletkezhet. A két típus együttes előfordulása (Negev, Karatau) azonban ritka. A jelenkori foszforitképződés sekélytengeri jellegének mintájára a fosszilis foszforitképződés környezetét is sekélyvízinek tarthatjuk. Baturin *et al.* (1970, 1971) szerint a mai foszforitképződésnél az 5,10% P_2O_5-tartalmú diatomás iszapnak a kemény, 32,74% P_2O_5-tartalmú foszforitgumókig vezető diagenezise során az üledék 49,18%-os SiO_2-tartalma — az opálos héjak kioldódása következtében — 0,15%-ra csökken. Az opálos héjak csak nagyobb sebességű üledék-lerakódás esetén őrződhetnek meg, ami kioldódásukat megakadályozza. A számos foszforittelepet tartalmazó Monterey Formáció, vagy a Bering-tenger üledékeinek diatomákban való gazdagságát pl. az előbbinek 25 m/10^3 évnyi, az utóbbinak 1,2 m/10^4 évnyi ülepedési rátája indokolja.

A mély óceán foszforszegénységének az az oka, hogy a vízoszlopban lassan lesüllyedő, bomló szerves anyagból a P sokkal gyorsabban távozik, mint a C. Ennek következtében már a viszonylag kis vízmélységben lerakódott üledék C/P aránya is a C javára

tolódik el. Ha pedig az óceán fenekéig számított távolság túl nagy (mint a Fekete-tenger 2000 m-nél nagyobb mélységeiben is), akkor semmi, vagy csak nagyon kevés szerves foszfor jut el odáig. A vastagabb opálos héjak viszont, amelyek oldódás nélkül lesüllyedve, kovás iszapok alakjában halmozódnak fel, idővel porcellanit- vagy tűzkőréteggé alakulhatnak. Ez pedig a tűzköves egységeknek a foszforitos egységeknél nagyobb vízmélységben való képződésére, többszöri ismétlődés esetén a vízmélységnek eusztatikus vagy tektonikus eredetű, ciklikus váltakozására utalhat. A ciklusok néhány 100 000 vagy néhány millió évre becsülhető időtartama e következtetésekkel összehangzónak tűnik (BENTOR 1980).

29.53 A TENGERI FOSZFORITKÉPZŐDÉS INTENZITÁS-VÁLTOZÁSÁNAK OKAI

Ennek a 29.32. fejezetben már említett jelenségnek a magyarázatát jelenlegi ismereteink szerint *a)* az óceáni vízkörzés sebességének és irányának változásaiban, *b)* a karbonát-kompenzáció mélységének eltolódásában, továbbá *c)* a szervesanyag-termelés és -felhalmozódás mennyiségének módosulásában kereshetjük. *E magyarázatok természetesen az aktualizmus merev alkalmazásának elutasítását feltételezik (29.3 ábra).*

a) A földtörténet kiegyenlítettebb éghajlatú szakaszaiban, amikor a sark körüli tengervíz lesüllyedése és az egyenlítő felé áramlása a mainál hosszabb időt vett igénybe, a tengervízben oldott P koncentrációja nagyobb lehetett a jelenleginél. Ez a víz feláramlási helyein megnövelte a szerves anyag termelődését; ennek következtében az apatitra túltelítetté vált felszínközeli vizekből még a vízfenék fölött megindulhatott az apatitnak finom rétegekben való kicsapódása. Amikor pedig (mint a krétában) az óceánfenéki víz hőmérséklete mindenütt 15 °C fölé emelkedett, a hőmérséklet-különbségek helyett a sótartalom-különbségek váltak az óceáni vízkörzés hajtóerőivé. Ezért az óceáni mélyáramok iránya megfordult, és a szubtrópusi (sivatagi) övekben lesüllyedt sós víz a magas földrajzi szélességeken emelkedett fel (BERGER 1970; HAQ *et al.* 1977).

b) A Csendes-óceán egyenlítői részének karbonát-kompenzációs szintje 40—50 millió évvel ezelőtt kb. 1 km-rel magasabban helyezkedett el, mint ma. Jelenleg ui. 4,5 km mélységben mintegy 12 szélességi fokon át karbonátok halmozódnak fel, ahol pedig 40—50 millió éve még semmi karbonátos üledék nem képződött. A mélytengeri karbonátos üledékképződésnek ezt a harmadidőszak-eleji korlátozottságát a nagy kiterjedésű epikontinentális tengerekben folyó karbonát-lerakódás részben kiegyenlíteni látszik ugyan, a világtenger egészében mégis annak csökkenésével kell számolnunk. Ennek következtében a foszforittelepek képződésének esélye nagyobb volt, mint ma, amikor az óceáni foszfát nagy része karbonátokkal együtt ülepedik le.

c) A szerves anyag termelésnek a foszforitképződés szempontjából döntő fontosságú fokozódását a Föld múltjának számos időszakában tapasztalhatjuk; a szerves anyagban dús üledékek ilyenkor az óceánfenék sokkal nagyobb területeit foglalták el, mint ma. Ez a krétában, a foszforitképződés fontos periódusában, nemcsak az epikontinentális tengerek mélyebb részein, hanem óceáni mélységekben is, vastag *oxigénszegény vízréteg* kialakulását eredményezte. Hasonló viszonyok uralkodhattak azonban a kambriumi és a permi foszforittelepek kialakulása idején is (BENTOR 1980).

29.6 A TENGERI FOSZFORITOK MÁLLÁSA

29.61 VÍZALATTI MÁLLÁS

A tengeri foszforitok anyaga még kiemelkedése előtt jelentékenyen feldúsulhat. A Phosphoria Formáció leggazdagabb telepeinek kialakulása pl. olyan tengeráramlásokkal magyarázható, amelyek a 100 m mélységben csak 27—30% P_2O_5-tartalmú üledék koncentrációját az üledékfelszín közelében 32—35%-ra növelték oly módon, hogy annak szerves anyagát oxidálták, a karbonátok és szulfidok egy részét pedig kilúgozták. A floridai Bone Valley (=Csont-völgy), vagy a szenegáli Thiès foszforittelepei viszont a felszíni és a tengeralatti mállás kombinációja révén jöttek létre: miocén korú foszfátos márgák mélyreható felszíni mállással képződött reziduumának P-tartalmát a pliocén tengerelöntés emelte mai szintjére. Foszforitoknak üledékhiányos felszíneken való gyakorisága MCKELVEY (1978) szerint ugyancsak a mállás és a tengeralatti áthalmozódás összekapcsolódását jelzi (MCKELVEY 1978).

29.62 FELSZÍNI MÁLLÁS

Negyedidőszaki felszíni mállás egyébként kitermelésre érdemtelen foszfátos üledékből is jelentős kiszorítási és reziduális telepeket formálhat. Tennessee (USA) ún. *„brown rock"*-ja pl. ordovíciumi foszfátos mészkő elbomlása útján kialakult, sötétbarna–fekete színű mállási reziduum. Florida és Dél-Karolina ko-

rábban bányászott *foszfátos kavicsai* tulajdonképpen a szomszédos területek foszfáttartalmú formációiból erodálódott folyami kavicsok. A fedőből leszivárgó mállási oldatoknak a fekvő mészkövet részben kiszorító, hipergén metaszomatózisa idézte elő Tennesse (USA) világos tűzkőrétegekkel váltakozó *„white rock"*-jának keletkezését. Hipergén oldódás és kicsapódás eredménye a floridai *„hard rock"* kemény foszforitkavicsainak belsejében levő és másodlagos bekérgezésekkel bélelt üregek keletkezése is.

Az ausztráliai (ÉNY-queenslandi) Georgina-medence *„phoscrete"*-je foszfortartalmú mészkő, dolomit vagy más kőzet felszínén alkot kb. 1 m vastag, terjedelmes bevonatokat. Ez a sárgásfehér színű, porcelánszerű, de üregekkel hálózott, nagy koncentrációjú, másodlagos foszforit különböző földtani időkben képződött, a laterites málláshoz társuló vas-, kova- és mészkérgekhez hasonló módon.

A felszíni mállással átalakult telepek foszforitját természetesen már nem fluor-karbonát-apatit, hanem CaAl- és Al- (ritkábban Fe-) foszfátok alkotják: *millisit; crandallit; wavellit; augelit; strengit; foszfosziderit; lipscombit.*

Ezek az ásványok mindig másodlagosak: egyfelől, a laterites mállás során, a P-tartalmát az elsődleges apatit feloldásából nyerő, *savanyú kémhatású talajvíz*, és a foszforitokkal társult *agyagásványok*, másfelől, *vastartalmú üledékek* vegyi reakcióba lépése révén keletkeznek.

Számos elsődleges foszforit szemcsés szerkezete elősegíti a csapadék beszivárgását és a talajvíz okozta mállást. Ezért sok, egyébként üdének tűnő foszforit veszít szervesanyag- és pirittartalmából, és kifakul. Más foszforitok Fe^{2+}-tartalma Fe^{3+}-sá, U^{4+}-tartalma U^{6+}-ná oxidálódik, As-tartalma a másodlagos vasoxidokba vándorol, a kilúgzódott urán pedig másutt válik ki ismét. Eszerint a foszforit U^{6+}/U^{4+} arányából a mállás korára lehetne következtetni (ALTSCHULER 1974), hiszen az U^{4+} beépülése csak erősen redukáló viszonyok között lehetséges. A mállási folyamat valóságos kora azonban az így nyert értéknél mindig kissé nagyobb, mert az U^{6+} képződése a radioaktív bomlás következtében a beépülést követően azonnal, tehát még az üledék tengeri elboríttatása alatt megindul.

29.7 A TAVI FOSZFORITOK

Kétségkívül tavi eredetű foszforitokat idáig főleg csak a Sziklás-hegység négy sóstó-üledékében találtak; ezek sem számottevőek. Legnagyobb előfordulásuk, a wyomingi (USA) eocén korú Green River Formáció, vékony és meglehetősen alacsony P-tartalmú, NaCl-dal és Na_2CO_3-val váltakozó, karbonátos aleurolitrétegeinek fő foszfátásványa a *frankolit*, helyenként pedig az egyébként ritka *bradleyit*. Recens foszforitképződést figyeltek meg ezen kívül a Bajkál-tó fenekén is.

IRODALOM

ALTSCHULER, Z. S. 1974: The weathering of phosphate deposits — environmental and geochemical aspects. — *In: Environmental Phosphorus Handbook.* — Chapt. III, 33—96. — New York.

ALTSCHULER, Z. S. 1980: The geochemistry of trace elements in marine phosphorites. Part I: Characteristic abundances and enrichment. — *In:* BENTOR, Y. K. (ed.): *Marine Phosphorites — Geochemistry, Occurrence, Genesis. — SEPM Spec. Publ.*, **29**, 19—30. — Tulsa, Oklahoma.

AXELROD, S.—METZER, A.—ROHRLICH, V. 1980: The petrography of Israeli phosphorites as related to their beneficiation. — *In:* BENTOR, Y. K. (ed.): *Marine Phosphorites*, 153—165.

BALSON, P. S. 1980: The origin and evolution of Tertiary phosphorites from eastern England. — *J. Geol. Soc. London*, **137**, 6, 723—729.

BATURIN, G. N. 1971: Stages of phosphorite formation on the ocean floor. — *Nature Phys. Sc.*, **232**, 61—62.

BATURIN, G. N. 1972: Phosphorus in interstitial waters of sediments on the South West Africa Shelf. — *Oceanology*, **12**, 849—855.

BATURIN, G. N. 1978: *Phosphorites in the Ocean.* — Moszkva: Akad. Nauk SzSzSzR, 231 p.

BATURIN, G. N.—KOCHENOV, A. V.—PETELIN, V. P. 1970: Phosphorite formation on the shelf of SW Africa. — Lith. and Min. Res., **3**, 266—276.

BATURIN, G. N.—KOCHENOV, A. V.—SENIN, Y. M. 1971: Uranium concentration in Recent ocean sediments in zones of rising currents. — *Geochim. Int.*, **8**, 284—286.

BATURIN, G. N.—MERKULOVA, K. I.—CHALOV, P. I. 1972: Radiometric evidence for recent formation of phosphatic nodules in marine shelf sediments. — *Marine Geology*, **13**, M37—M41.

BATURIN, G. N.—MERKULOVA, K. I.—CHALOV, P. I. 1974: Absolute dating of oceanic phosphorites by disequilibrium uranium. — *Geochemistry*, **11**, 568—574.

BENTOR, Y. K. 1980: Phosphorites — The Unsolved Problems. *SEPM Spec. Publ.*, **29,** 3—18.

BERGER, W. H. 1970: Biogenous deep-sea sediments: Fractionation by deep sea circulation. — *GSA Bull.*, **81,** 1385—1402.

BIRCH, G. F. 1980: A model of penecontemperaneous phosphatisation by diagenetic and authigenetic chanisms from the western margin of Southern Africa. — *SEPM Spec. Publ.*, **29,** 79—100.

BLATT, H. 1982: *Sedimentary Petrology.* — San Francisco: Freeman, 564 p.

BOCK, W.-D. 1987: Geochemie und Genese der oberkretazischen Phosphorite Ägyptens. — *Berliner Geowiss. Abhandl.*, Reihe A, **82,** 137 p.

BRASIER, M. D. 1980: The Lower Cambrian transgression and glauconite-phosphate facies of western Europe. — *J. Geol. Soc. London,* **137,** 6, 695—703.

BREMNER, J. M. 1980: Concretionary phosphorites from SW Africa. — *J. Geol. Soc. London,* **137,** 6, 773—786.

BURNETT, W. C. 1977: Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile. — *GSA Bull.*, **88,** 813—823.

BURNETT, W. C. 1980: Apatite–glauconite associations of Peru and Chile: palaeo-oceanographic implications. — *J. Geol. Soc. London,* **137,** 6, 757—764.

BURNETT, W. C.—VEEH, H. H. 1977: Uranium-series disequilibrium studies in phosphorite nodules from the W. coast of S. America. — *Geochim. Cosmochim. Acta,* **41,** 755—764.

BURNETT, W. C.—VEEH, H. H.—SOUTAR, A. 1980: U-Series, Oceanographic and Sedimentary Evidence in Support of Recent Formation of Phosphate Nodules off Peru. — *SEPM Spec. Publ.*, **29,** 61—71.

BURNETT, W. C.—ROE, K. K.—PIPER, D. Z. 1983: Upwelling and phosphorite formation in the ocean. — *In:* THIEDE, J.—SUESS, E. (eds): *Coastal Upwelling.* Part A: Responses of the Sedimentary Regime to Present Coastal Upwelling. — New York—London: Plenum, 377—419.

BUSHINSKI, G. I. 1964: On shallow water origin of phosphorite sediments. — *In:* VAN STRAATEN, L. M. J. V. (ed.): *Deltaic and Shallow Marine Deposits.* — Amsterdam: Elsevier, 62—70.

BUSHINSKI, G. I. 1966: *Old Phosphates of Asia and their Genesis.* — Ak. Nauk SzSzSzR., Geol. Inst. Translat. **149,** 1—192.

CAPELLEN, PH. VAN—BERNER, R. A. 1988: A mathematical model for the early diagenesis of phosphorus and fluorine in marine sediments: apatite precipitation. — *Amer. Jour. Sci.*, **288,** 289—333.

CAYEUX, L. 1934: The phosphate nodules of Agulhas Bank. — *Ann. S. African Mus.*, **31,** 105—136.

COOK, P. J. 1984: Spatial and Temporal Controls on the Formation of Phosphate Deposits — a Review. — *In:* NRIAGU, J. O.—MOORE, P. B. (eds): *Phosphate Minerals.* — Berlin, etc.: Springer, 242—274.

COOK, P. J.—MCELHINNY, M. W. 1979: A revaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics. — *Econ. Geol.*, **74,** 325—350.

CRONAN, D. S. 1980: *Underwater Minerals.* — London, etc.: Academic Press, 362 p.

CULLEN, D. J.—BURNETT, W. C. 1986: Phosphorite association on seamounts in the tropical Southwest Pacific Ocean. — *Marine Geol.*, **71,** 3/4, 215—226.

CSIRIK GY. 1988: *A foszfátos kőzetek irodalmának összefoglalása.* — Kézirat. — MÁFI, 82 p.

DIETZ, R. S.—EMERY, K. O.—SHEPARD, F. R. 1942: Phosphorite deposits on the sea floor off S. California. — *GSA Bull.*, **53,** 815—847.

EL-KAMHAR, A. U.—ROBINS, B.—NYSACTER, E. 1983: Zur Geochemie des sedimentären Apatits von Svalbord. — *Chem. Erde,* **42** (1983), 131—143.

EMERY, K. O.—DIETZ, R. S. 1949: Submarine phosphorite deposits off California and Mexico. — *Cal. J. Mines Geol.*, **46,** 7—15.

FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970: *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Stuttgart: Schweizerbart, 498—504.

GULBRANDSEN, R. A. 1960: Petrology of the Mead Peak phosphatic shale member of Phosphoria Formation at Coal Canyon, Wyoming. — *USGS Bull.*, **1111C,** 71—146.

HARBEN, P. W.—BATES, R. L. 1984: *Geology of the Non-Metallics. — Phosphate Rocks.* — New York: Metal Bull. Inc. VI., 393 p.

HAQ, B. U.—PREMOLI-SILVA, I.—LOHMANN, G. P. 1977: Calcareous plankton paleobiogeographic evidence for major climatic fluctuations in the early Cenozoic Atlantic Ocean. — *J. Geoph. Res.*, **82,** 3861—3876.

HEWITT, R. A. 1980: Microstructural contrasts between some sedimentary francolites. — *J. Geol. Soc. London,* **137,** 6, 661—667.

HORTON, A.—IVIMEY-COOK, H. C.—HARRISON, R. K.—YOUNG, B. R. 1980: Phosphatic öoids in the Upper Lias (Lower Jurassic) of central England. — *J. Geol. Soc. London,* **137,** 6, 731—740.

HUTCHINSON, G. E. 1950: The biogeochemistry of vertebrate excretion. — *Amer. Mus. Nat. Hist. Bull.*, **96,** 554 p.

JARVIS, I. 1980a: Geochemistry of phosphatic chalks and hardgrounds from the Santonian to early Campanian (Cretaceous) of northern France. — *J. Geol. Soc. London,* **137,** 6, 705—721.

JARVIS, I. 1980b: The Initiation of Phosphatic Chalk Sedimentation — The Senonian (Cretaceous) of the Anglo-Paris Basin. — *In:* BENTOR, Y. K. (ed.): *Marine Phosphorites,* 167—192.

KAZAKOV, A. V. 1937: The phosphorite facies and the genesis of phosphorites. — *In: Geological Investigations of Agricultural Ores.* — Trans. Sci. Inst. Fertilizers and Insecto-Fungicides, **142,** 95—113.

KOLODNY, Y. 1969: Are marine phosphorites forming today? — *Nature,* **224,** 1017—1029.

KOLODNY, Y. 1982: Phosphorites. — *In:* EMILIANI, C. (ed.): *The Oceanic Litosphere. — The Sea,* 7. — New York: Wiley, 991—1023.

KOLODNY, Y.—KAPLAN, I. R. 1970: Uranium isotopes in the sea floor phosphorites. — *Geochim. Cosmochim Acta,* **34,** 3—24.

KUDRASS, H.-R.—RAD, U. v. 1984: Geology and some Mining Aspects of the Catham Rise Phosphorite: a Synthesis of SONNE-17 Results. — *Geol. J.* **D65,** 233—252.

KUŽVART, M. 1984: *Industrial Minerals and Rocks.* — Phosphates and Apatite. — Praha: Academia, 324—330.

LUCAS, J.—PRÉVÔT, L.—TROMPETTE, R. 1980: Petrology, mineralogy and geochemistry of Late Precambrian phosphate deposits of Upper Volta. — *J. Geol. Soc. London,* **137,** 6, 787—792.

MACH, D. L.—RAMIREZ, A.—HOLLAND, H. D. 1987: Organic Phosphorus and Carbon in Marine Sediments. — *Amer. J. Sci.* **278,** 429—441.

MANHEIM, F. T.—PRATT, R. M.—MCFARLIN, P. F. 1980: Composition and origin of phosphorite deposits of the Blake plateau. — *In:* BENTOR, Y. K. (ed.): *Marine Phosphorites — Geochemistry, occurrence, genesis.* — SEPM Spec. Publ., **29.** — Tulsa, 117—137.

MCARTHUR, J. M.—COLEMAN, M. L.—BREMNER, J. M. 1980: Carbon and oxygen isotopic composition of structural carbonate in sedimentary francolite. — *J. geol. Soc. London,* **137,** 6, 669—673.

MCCLELLAN, G. H. 1980: Mineralogy of carbonate fluorapatites. — *J. Geol. Soc. London,* **137,** 6, 675—681.

MCKELVEY, V. E. 1967: Phosphate deposits. — *USGS Bull.*, **1252-D,** 21 p.

MCKELVEY, V. E. 1973: Abundance and distribution of phosphorus in the lithosphere. — *In: Environ. Phosph. Handbook,* 13—21.

MCKELVEY, V. E. 1978: Phosphate in Sediments. — *In:* FAIRBRIDGE, RH. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 574—579.

McKelvey, V. E.—Swanson, R. W.—Sheldon, R. P. 1953: The Permian Phosphoria deposits of western United States. — *19th Intern. Geol. Cong. Algier, Section* **XI,** 45—64.

McKelvey, V. E. *et al.* 1959: The Phosphoria, Park City and Shedhorn Formations in the western phosphate field. — *USGS Prof. Paper,* **313A,** 47 p.

Mullins, H. T.—Rasch, R. 1985: Sea-Floor Phosphorites along the Central California Continental Margin. — *Econ. Geol.,* **80,** 3, 696—715.

Noszky J.—Nemesné Varga S. 1965: Foszforfeldúsulás az Északi-Bakony középső-kréta rétegsorában. — *MÁFI Évi Jel.,* **1963,** 77—84.

Notholt, A. J. G. 1980: Economic phosphatic sediments: mode of occurrence and stratigraphical distribution. — *J. Geol. Soc. London,* **137,** 6, 793—805.

Nriagu, J. O.—Moore, P. B. (eds) 1984: *Phosphate Minerals.* — Berlin, etc.: Springer, 441 p.

O'Brien, G. W.—Veeh, H. H. 1980: Holocene phosphorites on the east Australian continental margin. — *Nature,* **288,** 690—692.

O'Brien, G. W.—Veeh, H. H. 1983: Are phosphorites reliable indication of upwelling? — *In:* Suess, E.—Thiede, J. (eds): *Coastal Upwelling,* Part **A:** Responses of the Sedimentary Regime to Present Coastal Upwelling. — New York—London: Plenum, 339—419.

Pedley, M. M.—Bennett, S. M. 1985: Phosphorites, hard grounds and syndepositional solution subsidence: a paleoenvironmental model from the Miocene of the Maltese Islands. — *Sedimentary Geol.,* **45,** 1—34.

Pevear, D. R. 1966: The estuarine formation of United States Atlantic coastal plain phosphorites. — *Econ. Geol.,* **61,** 251—256.

Pevear, D. R.—Pilkey, O. H. 1966: Phosphorite in Georgia continental shelf sediments. — *Bull. GSA.,* **77,** 849—858.

Phosphorite, 1984. — Geol. Surv. India. Spec. Publ., **17.** — 4th Intern. Field Workshop and Seminar on Phosphorite. — IGCP Project 156. — November 25—27, 1981. Udaipur, Rajasthan, India. — 210 p.

Pilkey, O. H.—Luternauer, J. L. 1967: A North Carolina shelf phosphate deposit of possible commercial interest. — *Southeastern Geol.,* **8,** 1, 33—51.

Riggs, S. R. 1980: Intraclast and pellet phosphorite sedimentation in the Miocene of Florida. — *J. Geol. Soc. London,* **137,** 6, 741—748.

Rösler, H. 1981: *Lehrbuch der Mineralogie.* — Leipzig, 833 p.

Seibold, E. 1974: Phosphat. — *In:* Brinkmann, R. *et al.* (eds): *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie.* Bd. I. — Stuttgart: Enke, 357—359.

Sheldon, R. P. 1980: Episodicity of phosphate deposition and deep ocean circulation — An hypothesis. — *SEPM Spec. Publ.,* **29,** 239—247.

Snjukov, E. F.—Belevcev, R. Ja.—Mitropol'szkij, A. Ju.—Scserbakov, I. B.—Grigor'ev, A. V. 1985: Foszforitonoszноszt' materikovoj okranü Ekvatorial'noj Afriki. — *Geol. Zsurn., 45, 2, 24—35.* — *Moszkva.*

Stoddardt, D. R.—Scoffin, T. P. 1983: Phosphate rock on coral reef islands. — *In:* Goudie, A. S.—Pye, K. (eds): *Chemical Sediments and Geomorphology.* — London–New York: Academic Press, 369—400.

Soudry, D.—Champetier, Y. 1983: Microbial processes in the Negev phosphorites (southern Israel). — *Sedimentology,* **30,** 411—423.

Soudry, D.—Nathan, Y. 1980: Phosphate peloids from the Negev phosphorites. — *J. Geol. Soc. London,* **137,** 6, 749—755.

Southgate, P. N. 1986: Cambrian phoscrete profiles, coated grains, and microbial processes in phosphogenesis: Georgia Basin, Australia. — *J. Sedim. Petrol.,* **56,** 3, 429—441.

Suess, E.—Thiede, J. (eds) 1983: *Coastal Upwelling. Its Sedimentary Record.* Part **A:** Responses of Sedimentary Regime to Present Coastal Upwelling. 592 p. — Part **B:** Sedimentary Records of Ancient Coastal Upwelling. — New York–London: Plenum Press, 610 p.

Summerhayes, C. P. 1983: Sedimentation of organic matter in upwelling regimes. — *In:* Thiede, J.—Suess, E. (eds): *Coastal Upwelling. Its Sediment Record.* Part **B:** Sedimentary Records of Ancient Coastal Upwelling. — New York–London: Plenum Press, 29—72.

Swanson, R. W. 1973: Geology and phosphate deposits of the Permian rocks in Central Western Montana. — *USGS. Prof. Paper,* **313-F,** 779—833.

Szádeczky-Kardoss E. 1955: *Geokémia.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 424—428.

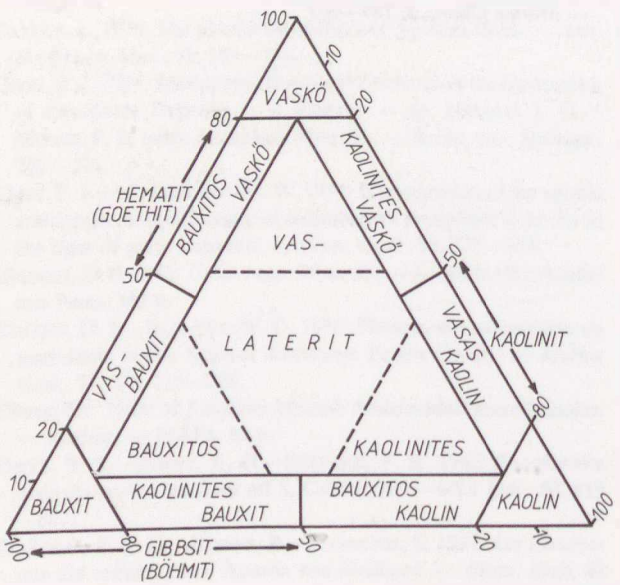
Tooms, J. S.—Summerhayes, C. P.—Cronan, D. S. 1969: Geochemistry of marine phosphate and manganese deposits. — *Ann. Rev. Oceanogr. Mar. Biol.,* **7,** 49—100.

Veeh, H. H.—Calvert, S. E.—Price, N. B. 1974: Accumulation of uranium in sediments and phosphorites of the SW African shelf. — *Marine Chem.,* **2,** 189—202.

30. ALLITOK

BALOGH KÁLMÁN

A szilikátos kőzetek felszíni mállásuk alkalmával lényegileg három alkotórészre esnek szét: *1.* alkáli- és mészalkáli- (Na-, K-, Ca-, Mg-) hidroxidok, *2.* Al- és Fe-hidrátok, *3.* kovasav. E háromféle alkotó további sorsa és új ásványokká szerveződése általában az éghajlatnak, a talajvíz kémhatásának és a redoxviszonyoknak a függvénye. Mindhármuk helyben maradása esetén — amire elsősorban a mérsékelt éghajlat és a pH 7 körüli ingadozása nyújt lehetőséget — a fő alkotórészeik (a Si és Al) után *sziallitok*nak nevezett agyagásványok, ill. agyagkőzetek képződnek. Hűvös–nedves éghajlaton, savanyú kémhatás mellett mind az alkáliák, mind az Al- és Fe-hidrátok kilúgzódnak, és csak a SiO_2 marad vissza (I. kötet, 2.4. fejezet: podzolos mállás). Meleg és váltakozva nedves–száraz éghajlaton, túlnyomórészt enyhén savanyú és semleges kémhatás esetén viszont az alkáliákkal együtt a SiO_2 kerül oldatba és távozik, s az Al- és Fe-hidrátok (az *allitok*) halmozódnak föl. Ennek a humid, de két évszakos trópusi klímához kötött allitos mállásnak a vasvegyületektől vörösre festett *közönséges* (BUCHANAN típusú), *kaolinites, vasdús, mangános, nikkeltartalmú* és *bauxitos laterit* (ill. *lateritbauxit*), valamint a *szaprolit* a két fő terméke, amelyeket BÁRDOSSY (1981) *laterites kőzetek* néven foglal össze.



30.1 ábra. A laterites kőzetek ALEVA (1981b) által ajánlott nevezéktana

A *szaprolit* az az intenzív nedves–trópusi mállás eredményeként kaolinosodott szilikátos kőzet, amely — alkáli- és alkáli földfém-tartalma legnagyobb részének elvesztése után — még az üde kőzetével kb. azonos Fe-, Al- és Si-tartalommal rendelkezik. Jellemző új ásványai a kaolinit, a goethit és a hematit, máfikus és ultramáfikus kőzeteken pedig a kevert rétegű agyagásványok és a montmorillonit (ALEVA 1981b).

A *laterit* az IGCP 129. munkacsoportja által 1982-ben elfogadott definíció szerint olyan, a trópusi klímán helyben végbemenő, intenzív kémiai mállás hatására képződött maradékkőzet, amelynek Fe- és/vagy Al-tartalma nagyobb, SiO_2-tartalma pedig kisebb, mint a csak kaolinosodott anyakőzeté. Jellemző új ásványai a gibbsit és/vagy az Fe oxihidrátjai (főleg a hematit és a goethit), a kaolinit és az anatáz (SCHELLMANN 1981; ALEVA 1981b).

*Bauxitos laterit*nek, ill. *lateritbauxit*nak a trópusi mállásszelvény azon tagjai minősülnek, amelyekben az *Al* ásványai (gibbsit, böhmit) erősen feldúsulnak, ill. kőzetalkotó mennyiségűek. Az Al-, az Fe- és az agyagásványok mennyisége szerinti többi lateritfajtáról a *30.1 ábra* tájékoztat (ALEVA 1981b).

A laterites kőzetek tehát a reziduális kőzetek (a regolitok vagy alteritek) egy olyan különleges csoportját alkotják, amely a mállásnak a 19. fejezetben említett, helyben maradt, durvatörmelékes termékeitől mind anyaga, mind finom szemcsézete alapján élesen különbözik. A velük gyakran együtt előforduló és ugyancsak finomszemű reziduális agyagoktól való elválasztásuk már lényegesen több figyelmet kíván, és sokszor csak az iparilag is nagy fontosságú bauxitásványok (az Al- és Fe-hidrátok) részaránya alapján oldható meg. Együttes előfordulásukat a kiinduló magmás, ill. agyagos kőzet lebomlását irányító pH- és Eh-értékek egyszer a sziallitok, máskor az allitok képződésének kedvező ingadozásai teszik lehetővé. Az allitosodásnak az apró változásokra is igen érzékeny geokémiai folyamata a sziallitképződéssel vívott versengésen át valósul meg. Eredménye tehát attól függ, hogy e versenyben melyik tényező kerül a másikkal szemben fölénybe.

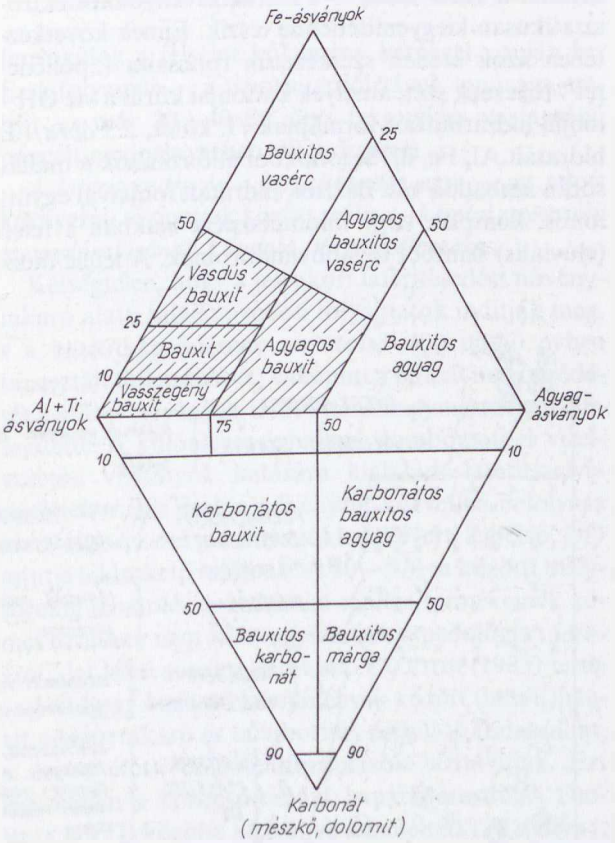
Az *in situ* allitosodás természetesen nem mindig jut el a lateritbauxit kialakulásáig; a bauxittá válás gyakran csak a laterites málladéknak vagy más könnyen málló szilikátos anyagoknak az anyakőzetétől eltérő alkatú szilikátos vagy karbonátos kőzetek felszínére való áthalmozódása után következik be. Ma már mindenki egyetért azzal, hogy az így létrejött tyihvini, ill. karsztbauxitok kétségkívül a „valódi" üledékes kőzetek közé tartoznak (BÁRDOSSY 1977; MINDSZENTY 1989).

30.1 A BAUXIT FOGALMA

A bauxit petrográfiailag az a többnyire feltűnő színű, allitos összetételű ($Al_2O_3 \gg SiO_2$) reziduális kőzet, amelyben az Al, Fe és Ti oxidos, ill. hidroxidos ásványainak együttes mennyisége úgy haladja meg a kőzet súlyának 50%-át, hogy ezen belül az Al ásványai vannak túlsúlyban. A fennmaradó rész zömét különböző (főleg 1 : 1, ritkábban 2 : 1 típusú) agyagásványok alkotják. Egyes bauxitfajtákat a karbonátok (kalcit, dolomit), esetleg szerves anyagok, szulfidok, szulfátok vagy foszfátok változó mértékű dúsulása jellemez. A törmelékes szilikátásványok mennyisége általában csak tized%-okban mérhető, egyes lateritbauxitokban viszont 10—20%-ot is elérhet. Mivel a kevés vas- és agyagásványt tartalmazó, „tiszta" bauxitot egyfelől az oxidos vasérccel, másfelől az agyaggal, sőt ritkán a mészkővel és a dolomittal is átmenetek köthetik össze, a leggyakoribb bauxitfajták és keverékkőzeteik nevezéktanát — BÁRDOSSY (1977) javaslatára — a *30.2 ábrán* látható módon lehet megoldani. [A karbonáttartalmat kifejező értékhatárok szerves-anyag- és foszfát- (sőt bizonyos megszorításokkal mangán-) tartalom esetén is alkalmazhatók.]

Egyes lateritbauxitok az agyagásványokban lekötött SiO_2-n kívül 1—20% *szabad kvarc*ot is tartalmaznak; a karsztbauxitok kémiailag kimutatott SiO_2-mennyiségének túlnyomó része viszont a bauxit agyagásványaihoz kötődik. Az alumoszilikátokhoz kapcsolódó SiO_2-tartalom természetesen csökkenti a bauxit összes Al_2O_3-tartalmának a szabad Al-oxidokhoz és hidroxidokhoz fűződő és Al-ércként való fölhasználásra alkalmas mennyiségét. A gazdaságosan kitermelhető Al-ércek messze túlnyomó része a bauxitok köréből kerül ugyan ki, ezeknek számos tényezőtől — egyebek közt az alkalmazható feldolgozási eljárástól is — függő ipari értékét azonban szinte országonként változó módon ítélik meg. A továbbiakban a bauxit fogalmát mindig annak kőzettani definíciója szerint használjuk.

Az Al-kinyerésen kívül a $< 3\%$ Fe_2O_3-tartalmú bauxitokból kiégetve tűzálló és csiszoló anyagokat (pl. műkorundot), kiégetés nélkül pedig különféle kemikáliákat állítanak elő. A bauxit a festékgyártásnak is fontos nyersanyaga. A hazai bauxitból galliumot és vanádium-pentoxidot nyernek ki iparilag.

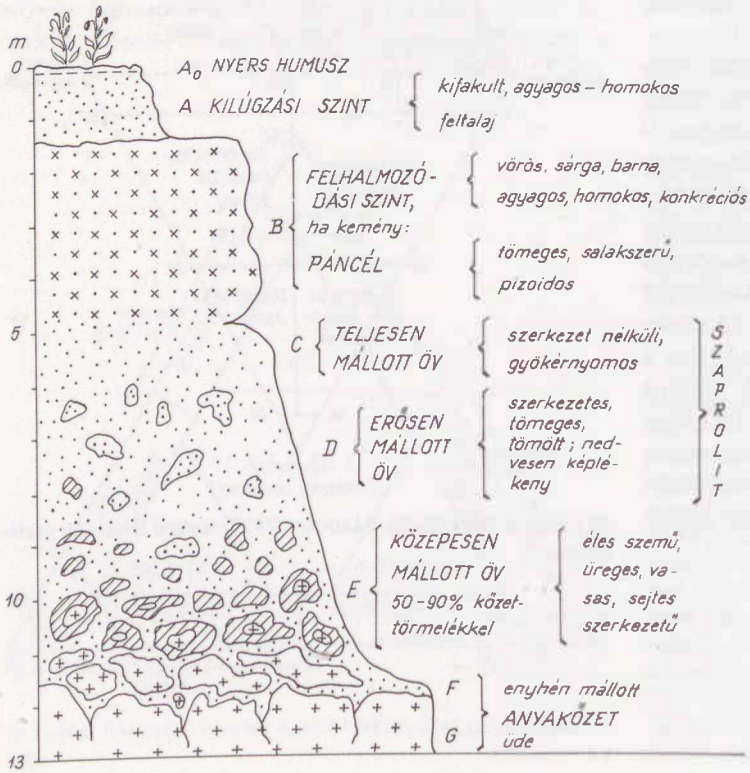


30.2 ábra. A bauxitfajták BÁRDOSSY (1977) szerinti kőzettani osztályozása

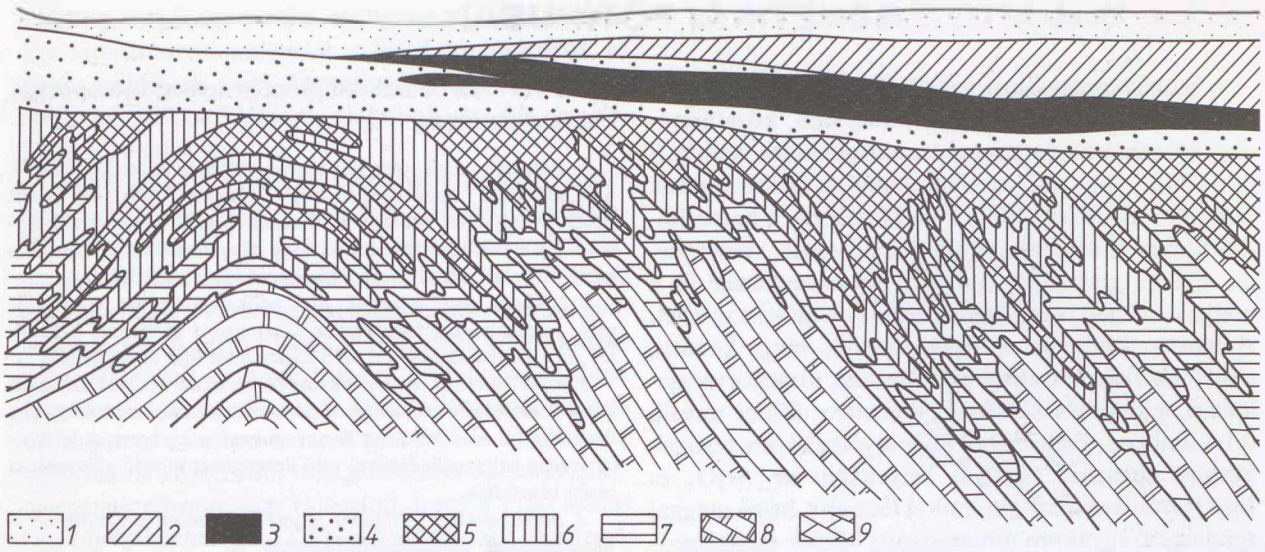
30.2 A BAUXITKÉPZŐDÉS FOLYAMATA

A bauxit az oxigénszám (tehát az oxidációs fok) emelkedését, vízfelvételt és ionosabb kötéseket eredményező, fizikai, kémiai és kolloidkémiai hatások sorozatából álló bauxitosodási folyamat végterméke (SZÁDECZKY-KARDOSS 1955). A bizonyos egyenlítői tájakon (pl. Guineában, Kamerunban, Brazília egyes részein, a Hawaii- és a Fidzsi-szigeteken, Indonéziában ma is folyó lateritbauxit-képződés, meg a Jamaicán föltehetően a pleisztocénbe is átnyúló karsztbauxit-keletkezés az idősebb bauxitok keletkezésének kulcsát is kezünkbe adja. A bauxitképződés olyan, szárazulati hidrolitikus folyamat (I. kötet, 2.4. fejezet), amely a mállási takarónak a talajzónákéra emlékeztető *kilúgzási és felhalmozódási szintek*re való tagolódását eredményezi *(30.3 ábra)*. A málladéktakaróba beszivárgó és közepesen savanyú, de oldott O_2-ben dús csapadékvíz H^+ és OH^- ionjai ui. — az alkáli- és mészalkáli-ionok (K^+, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}) kiszorítása és oldatba vitele révén — a szilikátásványokat elektrosztatikusan kiegyenlítetlenné teszik. Ennek következtében azok eredeti szerkezetük roncsaira („poliéderei"-re) esnek szét, amelyek kationjai körül a víz OH^- ionjai hidrátburkot formálnak *(I. kötet, 2.5 ábra)*. E hidratált Al, Fe, ill. Si ionokból álló roncsok a mállás során szabaddá vált bázisok hidratált ionjaival együtt ionos, komplex vagy finomdiszperz alakban a felső (elúviális) szintből továbbvándorolnak. A lefelé mozgó víz telítettsége természetesen egyre nő, ezért nehezebben oldódó anyagai a telítődési vagy illúviális zónában kicsapódnak. A továbbszivárgó víz bázisai az illúviális szint alatti, oxigénben egyre szegényebb, átmeneti szelvényrész anyagát még megbonthatják ugyan, a talajvíz szintje alatt azonban a mállásnak a felsőbb szinteket jellemző formái megszűnnek. A mállási zónák kialakulását tehát a szelvénynek a talajvíz szintje fölötti elhelyezkedése biztosítja.

A szilikátásványok roncsainak helyben maradása, kilúgzódása és új ásványokká szerveződése *(neoszintézise) a)* a kilúgzó csapadékvíz hatékony mennyiségétől, *b)* az eredeti kristályok Al/Si arányától, *c)* az ezek oldataiban levő ionok mennyisége miatt helyről helyre változó Eh–pH viszonyoktól, *d)* az Al, az Fe és a SiO_2 eltérő arányú oldódásától függ, és ezért igen változatosan alakulhat. Trópusi talajok A_0 szintjének igen gazdag baktérium-társasága a nagy mennyiségű növényi anyag lebontása révén megakadályozza a talajoldat túlzott elsavanyodását, előmozdítja a SiO_2, fékezi az Al és az Fe kioldódását. Amíg a SiO_2 és az Al egyenlő arányban mobilizálódik, 1 : 1 típusú agyagásványok keletkeznek. A SiO_2 kilúgzódásának fokozódásával azonban az agyagásványok mellett már gél állapotú, víztartalmú Al- és Fe-hidroxidok is megjelennek, amelyek dehidratálódva hamarosan vízmentes oxidokká vagy oxihidroxidokká (tehát bauxitásvá-



30.3 ábra. Átlagos trópusi laterittakaró idealizált szelvénye ALEVA (1981b) és GIDIGASU (1976) nyomán



30.4 ábra. A Középső-Timán-hegység mállási szelvényének metszete DIOMINA (1977) nyomán

1. Negyedkori üledékek. — *2.* Felső-devon vulkáni tufa és tufit. — *3.* Diabáztelérek és -teleptelérek. — *4.* Középső-devon terresztrikus homokkő és aleurolit. — *5.* Bauxit. — *6.* Kaolin. — *7.* Szaprolit. — *8.* Riffi mészkő és dolomit. — *9.* Hidrotermális–metaszomatikus ortoklász és mikroklin.

nyokká) kristályosodnak. Ez a trópusi éghajlatú területeket jellemző *lateritesedési folyamat* — amit elsőül leírt termékéről, az indiai Kerala államban építőanyagként hasznosított, nedvesen lágy, levegőn kiszárítva azonban megkeményedő *later*ről (= tégla) neveztek el (BUCHANAN 1807) — a SiO_2 (többé-kevésbé) teljes kioldódása esetén bauxitosodásba csap át. Az utóbbit a bauxitásványoknak [*gibbsit:* γ-$Al(OH)_3$; *böhmit:* γ-AlO(OH); *diaszpor:* α-AlO(OH); *hematit:* α-Fe_2O_3. *goethit:* α-FeO(OH); *anatáz:* TiO_2; *rutil:* TiO_2] főleg a mállási szelvénynek a talaj kilúgzási szintje *(A)* alatti középső részében a *kaolinit* [$Al_4(Si_4O_{10})\ .(OH)_8$] rovására való feldúsulása, sőt fölénybe kerülése jellemzi. Ennek során az Al — amely pedig még az Fe-nél is nehezebben mozog — a kolloid, ill. szerves komplex alakban való vándorlás, az Eh–pH viszonyok, az adhézió és az ozmózis pórusonkénti változása, valamint a folyamat irányának többszöri fölcserélődése következtében többnyire a Fe^{3+}-mal együtt dúsul, és itt a szelvény alsó részeinél lényegesen keményebb *„páncél"*-t (cuirasse-t; ang.: duricrust-ot) alakíthat ki *(30.3 ábra)*. Ha ez Al-ban dús, akkor *Al-páncél*ról, ha vasban dús, *Fe-páncél*ról beszélünk. A jelenkori laterit-előfordulások szelvényének alsó része viszont vasásványok és agyagásványok képződéséről tanúskodik.

Felszíni Fe-páncélok (ferricrete-ek) őserdő alatt nem képződnek. Kialakulásukra MAIGNIEN (1958) és BÁRDOSSY (1977) szerint általában ott kerül sor, ahol az eredeti monszunerdő klímaváltozás vagy erdőirtás és az ezt követő talajerózió következtében megsemmisül. Ekkor ui. a száraz periódusokban fölfelé szivárgó vasas oldatok bepárolgása következtében kicsapódott ferrioxidok a felszínt kőkemény kéreggel vonják be. Ez a folyamat — a trópusi erdőirtások tanúsága szerint — már 30—40 év alatt tekintélyes vastagságú páncélt eredményezhet (30.9. fejezet).

A lateritesedés és a bauxitosodás egy — az adott környezeti viszonyok között reális — *kémiai egyensúly megvalósulásának kiinduló, ill. végállomása.*

Kétségtelen, hogy a jelenkori lateritesedést növénytakaró alatti talajképződési folyamatok indítják meg, s a bauxitképződésnek az utolsó 400 millió évben tapasztalt föllendülését, valamint a bauxit megőrződését a száras növények térhódítása nagymértékben elősegítette. A különleges éghajlati, domborzati és vízelvezetési viszonyok hatására kialakult lateritszelvényeknek mégis csak a növényzet közvetlen befolyása alatt álló és szerves anyagokkal kevert legfelső *(A)* szintje tekinthető talajnak. A 30—570 m közötti mélységekig lehatoló, erős kémiai mállás termékeinek zömét azonban nem lehet egyszerűen a pedológia *„latoszol"*-jai közé sorolni, mint azt VALETON (1983) tette.

Azt, hogy kedvező körülmények között (laterit)bauxit növénytakaró és talajborítás nélkül is kialakulhat, a devon előtti bauxitelőfordulások bizonyítják. Ezt legszebben a középső-timáni bauxitelőfordulás DIOMINA (1977) közölte szelvénye szemlélteti *(30.4 ábra)*. Eszerint a középső- és felső-devon terresztrikus üledékei, diabáz-teleptelérei és vulkanoklasztitjai alatt rejtőzködő telepek a prekambriumi dolomit, továbbá ortoklász- és mikroklintartalmú, hidrotermálisan elváltozott rétegek váltakozásán úgy fejlődtek ki, hogy a porózusabb és mállékonyabb anyakőzet-részletekből jó minőségű bauxit, a kevésbé permeábilisakból viszont csak kaolinites szaprolit képződött.

30.3 A BAUXITOK GENETIKAI FŐTÍPUSAI

A bauxitosodást igen sokféle (klimatikus, geomorfológiai, vízföldtani, biológiai, települési, kőzetminőségi, sőt tektonikai) tényező huzamos hatása vezérli. E szin-, dia-, vagy epigenetikus hatások és folyamatok bonyolult összeszövődése következtében, a bauxitfajták kémiai és ásványtani összetétele, színe, keménysége, törése, porozitása, szövete, kőzetszerkezete és a mállási szelvényben elfoglalt helyzete változatos lehet. A bauxit többnyire a vörösbarna és sárga közötti, oxidációs színek uralmával jellemzett, tömeges megjelenésű, közepesen kemény, egyenetlen, földes törésű, 0,1—2 μm-es szemcsékből álló, higroszkópos xerogél. Szemre egynemű anyagát helyenként az Al_2O_3 és Fe_2O_3 ritmikus elkülönülésével létrejött, belső maggal rendelkező (gyakran áthalmozott) *ooidok* és *pizoidok*, vagy belső mag nélküli *gömbszemcsék* tarkítják. E képtől azonban nemcsak a különböző előfordulások, hanem még ugyanazon szelvény különböző részeinek bauxitanyaga is jelentékenyen eltérhet. Úgy tűnik, hogy az ebből fakadó osztályozási nehézségek leginkább a bauxitosodó kőzet vagy üledék minőségének, autochton vagy áthalmozott voltának, valamint a mállási, ill. felhalmozódási szelvény fekvője kémiai, geomorfológiai és vízföldtani viselkedésének figyelembevételével küzdhetők le. Ennek alapján BÁRDOSSY (1977) a bauxitok három genetikai főcsoportját különbözteti meg:

1. *Lateritbauxitok:* ezek különböző szilikátos kőzetek ásványainak „közvetlen" (pszeudomorf) vagy „közvetett" (tehát egy kevert Fe_2O_3–Al_2O_3–SiO_2 gél-fázis közbeiktatódásával történt) allitosodása útján helyben keletkeztek, vagy csupán a bauxitelőfordulás határain belüli, kis távolságú áthalmozódást szenvedtek.

2. *Tyihvini típusú bauxitok:* ezek szilikátos aljzaton nyugvó, de más, autochton lateritszelvények áthalmozott anyagából képződtek, és a származási hellyel való kapcsolatot már elveszítették.

3. *Karsztbauxitok:* ezek szilikátos kőzetek laterites málladékának karbonátos kőzetek felszínére történt áttelepülése, vulkáni tufának ilyen aljzatra való kerülése, és anyaguknak a karbonátos kőzetek lényegileg helyi málladékával való keveredését követő allitosodása révén képződtek.

A lateritbauxitok reziduális jellegével szemben a tyihvini és a karsztbauxitok valódi üledékes kőzetek.

30.1. táblázat. Különböző kőzettípusok, s a belőlük képződött laterítek elemzési átlagai SCHELLMANN (1981) nyomán

Kőzettípus	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
Gránit	71,1	13,9	2,7
1. Laterit	18,6	30,1	29,1
2. Laterit	12,8	14,5	59,8
Bazalt	45,8	14,6	12,9
3. Bauxit	5,2	51,0	15,1
4. Vasas bauxit	0,9	17,0	61,1
Peridotit	43,5	4,0	13,4
5. Vasérc	5,1	2,5	76,0
6. Bauxitos vasérc	0,8	11,1	67,7
Agyag, agyagpala	54,8	16,1	7,1
7. Laterit	8,3	28,1	43,7
8. Agyagos laterit	33,6	17,2	36,7
Homokkő	74,4	6,5	2,8
9. Homokos laterit	54,1	13,9	20,0
10. Homokos laterit	43,1	11,4	32,4

1. Angadipuram (India). — *2.* Luwaga (Uganda). — *3.* Gayndale (Ausztrália). — *4.* Farafanga (Madagaszkár). — *5.* Ambatory (Madagaszkár). — *6.* Conacry (Guinea). — *7.* Cannanore (India). — *8.* Macapa (Brazilia). — *9.* Sydney (Ausztrália). — *10.* Tamale (Brazilia).

Terepi és kísérleti tapasztalatok szerint elvileg bármilyen magmás, metamorf vagy üledékes kőzet laterites mállása során képződhet bauxit. MCFARLANE (1976) e megállapítását finomítja tovább az a BÁRDOSSY (1983) közölte statisztika, miszerint az általa szemügyre vett 80 lateritbauxitterületen kimutatott földtani készletek 22,9%-a vulkanitokból (elsősorban bazaltokból), 17,8%-a doleritekből és diabázokból, 3,8%-a mélységi magmás, 16,7%-a metamorf, 37,8%-a pedig üledékes kőzetekből (főleg agyagpalákból és arkózás homokkövekből) alakult ki. Csupán a tiszta kvarcitok, kvarchomokok és az evaporitok alkotnak kivételt; a karsztbauxitok képződésében oly nagy szerepet játszó karbonátos kőzetek pedig különleges esetet képviselnek. Ez a statisztika azt mutatja, hogy a lateritbauxit-keletkezés az anyakőzetnek a kristályosságától, szemcsenagyságától és ásványtani összetételétől függő mállékonyságával, porozitásával és permeabilitásával is szoros kapcsolatban van. Megerősíti ezt, hogy a legrövidebb (1—5 millió éves) képződési idejű lateritbauxitok részint bazaltlávák és -tufák váltakozásán (Hawaii; Bao Loc és Mnong: Dél-Vietnam), részint andezit-agglomerátumon és -konglomerátumon (Cauca provincia: Kolumbia), részint arkózákon (Trombetas, Jari-folyó, Paragominas: Brazília) alakultak ki.

Bár erre a viszonylag kevés SiO_2-t tartalmazó, bázisos, ill. alkáli magmatitoknak lenne a legnagyobb esélyük (pl. India egyes részein és Dél-Vietnamban bazalt, a guineai Los-szigeteken pedig nefelinszienit a bauxit fekvője), a bauxittelepek jelentős része mégis savanyú kőzeteken (gránitokon, agyagokon, agyagpalákon, metamorfitokon, sőt Észak-Ausztráliában 80% kvarcot tartalmazó, porózus homokköveken) található *(30.1* és *30.2 táblázat)*. Ennek megfelelően a

földi bauxitkészlet 88%-a szilikátos aljzatú, autochton lateritbauxit, amelynél a kiinduló földpátok és színes szilikátok vagy közvetlenül, vagy agyagásványok közbeiktatódásával alakultak át Al- és Fe-(oxi)hidroxidokká.

Természetesen a szilikátásványokban szegény kőzetek (márga, mészmárga, mészkő, dolomit) oldódásából származtatott, de a kovasavtalanodás kezdeti stádiumában lévő *„terra rossa"* (I. kötet, 2.4. fejezet) is hozzájárulhat a karsztbauxit kiinduló anyagának gyarapításához. A terra rossa képződésének eltérő klimatikus föltételeit és nagy tömegű felhalmozódásának hatalmas összletvastagságok feloldódását igénylő voltát tekintve azonban a terra rossából és általában a karbonátos kőzetekből való autochton bauxitkeletkezés annak ellenére sem valószínű, hogy a Föld ismert bauxitkészletének kb. 11,5%-a karsztbauxit. A karsztbauxittelepek kőzetszerkezeti sajátságai és törmelékes ásványai eredeti anyaguk áthalmozottságát tanúsítják. Ez pedig azt jelenti, hogy az ugyancsak áthalmozott anyagból származó — bár szilikátos fekvőn települő — tyihvini típusú bauxitok mintegy 0,5%-nyi részarányát is hozzászámítva, a földi összes bauxitmennyiség 12%-a olyan *áttelepített* sziallitos málladékból származik, amelynek az eredeti települési helyen lefolyt agyagásványosodását vagy kezdeti bauxitosodását csak az áthalmozódásuk utáni új környezetben váltotta fel a bauxitásványok nagyobb tömegű keletkezése.

30.2. táblázat. A lateritbauxit-készletek az anyakőzet szabad SiO_2-tartalma szerinti %-os megoszlása*

Kőzettípusok	Az összkészlet %-a
Nagy kvarctartalmúak	4
Kis kvarctartalmúak	49
Szabad SiO_2 nélküli	
intermedier kőzetek	1
bázitok	44
ultrabázitok	0,5
alkáli kőzetek	1

* Bárdossy (1983).

30.4 A BAUXIT KŐZETTANI JELLEMVONÁSAI

30.41 A SZÍN

Mivel nemcsak az Al- és Ti-oxidok, de az agyagásványok is színtelenek vagy fehérek, a bauxit színét — amelyből képződési környezetének oxidatív vagy reduktív jellegére következtethetünk — egyéb alkotóinak mennyisége, valamint azok eloszlása határozza meg.

Oxidációs körülményekre utal a hematittól származó, vörös, rózsaszínű vagy lilás, a goethit okozta sárga és sárgásbarna, vagy a maghemittől eredő fakóbarna szín. Sötétbarna (ferrichamositos) fajtái *gyönge*, a szideritől világosszürkére vagy fakóbarnára, a finomszemcsés pirittől és markazittól sötétebb szürkére, a klorittól zöldre, a szerves anyagtól szürkére, sőt feketére festett féleségei *erősebb*, a fehér színűek pedig *igen erős redukáló* hatást tükröznek. Erekben és foltokban, vagy egyes szövetelemek (pl. ooidok) eltérő színeződésében jelentkező tarkasága rendszerint másodlagos folyamatok következménye. Sávozottsága pedig gyakran — de korántsem mindig — a pirittartalom oxidációjával keletkezett oldatok ritmikus kicsapódásával magyarázható.

Az oxidatív színek ugyan más földtani korok bauxitjaiban is gyakoriak, de csak az ordovíciumi és a negyedkori karsztbauxitokban kizárólagosak. A redukciós (szürke és zöld) színek főleg a karbon és a perm, kisebb mértékben a devon karsztbauxitjait jellemzik, amelyek tengerparti lagúnákban és öblökben való felhalmozódását a szerves anyag nagy mértékű felszaporodása kísérte.

A felszíni lateritbauxitok mindig erősen oxidációs színűek, bár ennek árnyalatát a vasásványok mennyisége, alakja és szemcsenagysága határozza meg. A goethit a sárgától a barnáig, a hematit a vöröstől a piroson át az ibolyásig terjedő színárnyalatokat eredményez. Szerves vegyületek, pirit és Mn-ásványok szürke–sötétszürke színt adnak. A színek változó megoszlása foltosságot okoz. Mocsaras területek lateritbauxitjai rózsa-, halvány ibolya-, sárga, sőt fehér színűek. A vasásványok kilúgzása nélküli redukció esetén a lateritbauxit szürke és zöld színűvé lesz, fekete színűt azonban csak a Nowa Rudai (Lengyelország) paleozóikumból ismerünk.

30.42 A TÖRÉS

Többnyire egyenetlen vagy földes–szemcsés; igen finom szemcsézet esetén kagylós vagy gumós; a kemény fajtáké apró-hasábos. Ritka a sima, igen ritka a leveles elválás.

30.43 A KEMÉNYSÉG

A bauxit e tulajdonsága a földtani kor, a rétegterhelés, a tektonikai igénybevétel, az ásványos összetételnek a lágy gibbsites–böhmitestől a diaszporos, ill. hematitos–goethites felé való eltolódása és a porozitás függvényében a MOHS-skála 0,5—8-as fokozatai között változik; 8 fölé csak a metamorf fajtáknál *(smirgel)* emelkedik. A nedvesen lágy, pizoidok és gumók laza tömegéből álló, vagy csak mérsékelten konszolidálódott lateritbauxitok és az ugyancsak laza, jelenkori karsztbauxitok kiszáradás utáni megkeményedését a vashidroxid-gél alumogoethitté való kristályosodásával hozzák kapcsolatba. Az idősebb és emiatt tömöttebb karsztbauxitok megkeményedésében a rétegterhelési és/vagy tektonikai nyomásnak van a legnagyobb szerepe. Az utóbbi jelentős átkristályosodást is okoz. Keménykérgek (ferricrete) általában a lateritbauxit felszínének cementációjával képződnek (30.8. fejezet).

30.44 A POROZITÁS ÉS PERMEABILITÁS

Ez még ugyanazon a telepen belül is igen változó. A fedő nélküli fiatal karsztbauxitok 75%-ot is elérő porozitása a fedővastagság és a földtani kor emelkedésével 1,5%-ig süllyedhet. (A hazai bauxitok átlagos porozitása 15—30%.) A lateritbauxitok az egykori gyökérhálózat pusztulása után fennmaradt, sőt továbboldódott, csőszerű üregek és likacsok (makropórusok) gyakoriságával tűnnek ki, amelyekben fennőtt Al- és Fe-ásványok figyelhetők meg. A karsztbauxitokat viszont a $<0{,}05$ mm-es és a 0,05—0,5 mm közötti átmérőjű pórusok jellemzik; a 0,5—5 mm átmérőjű likacsok ritkák; a csőszerű üregek száma kicsiny, és azokat egyes előfordulásokon kalcit vagy sziderit béleli.

A felszíni lateritbauxitok legnagyobb része — a keménykérgeket is beleértve — 20—40% porozitású. Csak a fedőtakaró alatti vagy tektonikus nyomást szenvedett mezo- és paleozóos korúak tömörebbek: ezek porozitása 2—5%-ig lecsökken.

30.45 A SZÖVET

A bauxit szövetének minőségét annak 5 μm-nél kisebb ásványszemekből álló, ennélfogva kolloid tulajdonságokkal rendelkező alapanyagának s az abba zárt (általában nagyobb méretű) egyéb szövetelemeknek a mennyisége, nagysága és elhelyezkedése határozza meg. Ez utóbbiak lehetnek *(30.1., 30.2.* és *32.4. tábla)*:

a) a kiindulási anyagnak a bauxitosodási folyamatot túlélő *reliktumai* (pl. kvarc, turmalin, cirkon);

b) a már kialakult szövetelemek hézagait kitöltő, vagy azok utáni pszeudomorfózákként fellépő, *autigén ásványok;*

c) az alapanyagnak egy (esetleg több) törmelékes, vagy autigén ásványszemcse (pl. cirkon, hematit, bauxittörmelék) körüli, késődiagenetikus elrendeződéséből származó, koncentrikus szerkezetű *gömbhéjas szemcsék;* ezeket 100 μm átmérő esetén *mikrooidok*nak, 100—1000 μm átmérő között *ooidok*nak, 1—5 mm átm. között *pizoidok*nak, >5 mm átm. esetén *makropizoidok*nak nevezzük; ha pedig szabálytalan körvonalúak, *szpasztoidok*ról beszélünk;

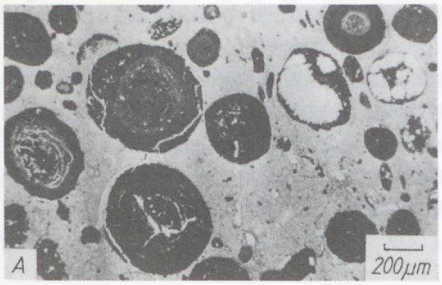
d) 0,2—2,0 mm átmérőjű, belső mag és koncentrikus szerkezet nélküli *gömbszemcsék*, amelyek vagy az ooidképződés kezdeti stádiumát képviselik, vagy finomszemű bauxit áthalmozódása révén képződtek;

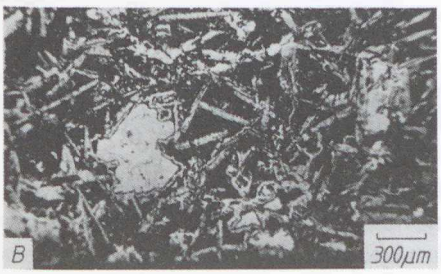
e) a bauxit anyagához annak képződése vagy áthalmozódása során hozzákeveredett, szögletes vagy koptatott *ásvány-, kőzet-, bauxit-* vagy *növénytöredékek;*

f) határozatlan alakú, késő-diagenetikus vagy epigén *szövetelemek* (pl. az idősebb szövetelemeket körülvevő, goethites–hematitos hártyák, durvább szemcséjű póruskitöltések, sugaras–rostos goethit-konkréciók, hematitos–goethites, esetleg sziderites gyökérüregkitöltések, kérgek stb.).

A szövetelemek BÁRDOSSY-féle nevezéktanát továbbfejlesztve, MINDSZENTY—KNAUER—SZANTNER (1984) az iharkúti területen a bauxitooidok és -pizoidok következő, a telepképződés szempontjából fontos fajtáit különböztette meg:

1. Kis szegregációs fokú, egyszerű, „autochton"-diagén eredetű ooidok és pizoidok.
2. Jól szegregálódott ooidok és pizoidok.
3. Az előző kettő „mechanikai"-diagén töredékei.
4. Autochton továbbnövekedési kéreggel bevont ooid-töredékek.
5. Tömörödés következtében képlékenyen deformálódott, egyszerű és jól szegregálódott ooidok és pizoidok.





30.5/a ábra. A) „Wackstone" szövetű ooidos bauxit (különböző konszolidációs fokú vasdús ooidok vasszegény, kaolinites alapanyagban). — Halimba

B) Pszeudomorf szövetű hematitos lateritbauxit a bazalt földpátlécei utáni gibbsit-pszeudomorfózákkal. — Ihangarwadi, India

Mindkét kép MINDSZENTY ANDREA ajándéka.

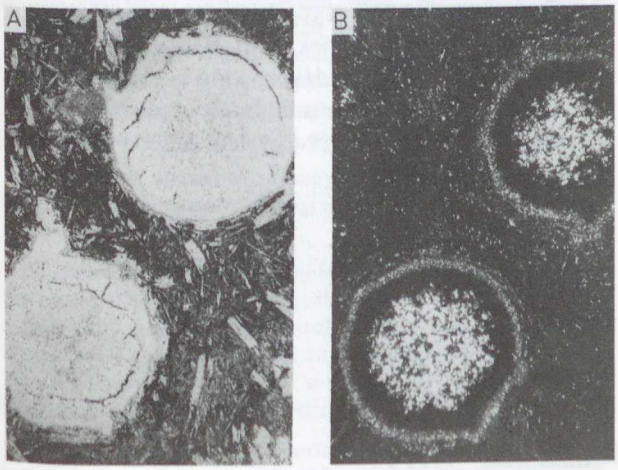
A szövetelemek társulása alapján megkülönböztetett, mintegy 70 szövettípust BÁRDOSSY (1977) három genetikai csoportba osztja:

1. autigén szövetfajták, túlnyomórészt helyben képződött (szin-, dia-, epi- vagy hipergén) szövetelemekkel; pl. a csak alapanyagból álló (pelitomorf), pszeudoporfíros, ooidos–pizoidos, fluidális–kollomorf stb. szövettípusok;

2. allotigén-törmelékes szövetfajták, túlnyomórészt törmelékes szövetelemekkel; ezeknek a törmelékszemcsék szerinti elnevezése: *mikrotörmelékes:* <60μm; *arenites:* 60—2000 μm; *gömbszemcsés:* 0,2—2 mm közötti gömbszemcsékkel; *konglomerátumos:* >2 mm-es bauxitkavicsokkal; *breccsás:* 2—100 mm-es szögletes bauxitdarabokkal; *agglomerátumos:* >10 cm-es bauxitgörgetegekkel;

3. metamorf szövetfajták, 5—100 μm átmérőjű (átkristályosodott) alapanyagszemcsékkel.

BÁRDOSSY (1977) szerint *a karsztbauxitok körében* a kizárólag alapanyagból álló, és az uralkodóan törmelékes szövetelemeket (gyakran ooid–pizoid törmeléket is) tartalmazó szövettípusok a leggyakoribbak; az ép gömbhéjas szövetelemekből állók csak ezután következnek *(30.5/a ábra: A)*. A fedő nélküli, fiatal karsztbauxitok pelitomorf anyaga még olyan laza, hogy törmelékes szövet még áthalmozódásuk esetén sem alakul ki bennük. Hiányoznak ezekből az idősebb bauxitokat jellemző diagenetikus (pl. gömbhéjas) szövetek is. — Ezzel szemben *a lateritbauxitokban* az anyakőzet szövetét másoló relikt (vagy pszeudomorf) szövetek *(30.5/a ábra: B; 30.5/b ábra)* a leggyakorib-



30.5/b ábra. Bazaltból képződött pszeudomorf szövetű lateritbauxit. — Dél-Vietnam: Május-1. lateritbauxit kutató terület. — Foto és det.: RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA.

A gömb alakú kioldódásos üregeket kriptokristályos goethit, majd finom- és kriptokristályos gibbsit béleli, benne színerézises repedések.

A: A bazalt egykori földpátléceinek folyásos elhelyezkedése. — 1 N, 3,8×

B: Ugyanaz. — 2 N, 3,8×.

30.3. táblázat. A laterit- és karsztbauxitok szövetelemeinek gyakorisága MINDSZENTY A. szerint

A szövetelemek típusa	megnevezése	Laterit-bauxitban	Karszt-bauxitban
Diagenetikus	Autochton ooidok és pizoidok	+ + +	+ +
	Autochton konkréciók	+ + +	(+)
	Makropórusok, üregek	+ + +	—
	Kollomorf–fluidális szövet	+ + +	+
	Pelitomorf szövet	—	+ + +
	Relikt szövetelemek	+ + +	(+) v. —
	Ooid- és pizoid-töredékek	(+)	+ + +
	Bauxitkavicsok	—	+ + +
	Nem-bauxitos extraklasztok		+ +
	Relikt rétegzettség	+ + +	
	Üledékes rétegzettség	—	+ +
Epigenetikus	Degradációs jelenségek	(+)	+ + +
	Reszilifikáció, piritesedés, epigén konkréció-képződés	(+)	+ + +

+ + + Igen gyakori. + + Gyakori. + Elég gyakori. (+) Alárendelt. — Nincs.

bak (pl. a bazalt ásványainak helyét — azok alakjának és elrendeződésének tökéletes megőrzése mellett — gibbsit, goethit és hematit foglalja el). Ezeket a nagyobb szemcséket körülfolyó (kollomorf), a pizoidos–makropizoidos, a pelitomorf és a konkréciós szövettípusok gyakorisága követi. Törmelékes szövettel csak az alacsony térszínre áthalmozott lateritbauxitok rendelkeznek. A *fő különbséget* a relikt és a konkréciós szövetnek, valamint a makropórusoknak a karsztbauxitokból való teljes vagy közel teljes hiánya, a karsztbauxitokban ritka kollomorf és makropizoidos szövetnek a lateritbauxitokban való gyakorisága, a karsztbauxitban gyakori pelitomorf, ooidos és törmelékes–ooidos szövetnek a lateritbauxitban való ritkasága, ill. hiánya jelenti *(30.3 táblázat)*.

30.46 KŐZETSZERKEZETI FORMÁK

A pelitomorf szövetű karsztbauxitok *tömeges* megjelenése a kolloid méretű, elsődleges üledék-szuszpenzió pelyhes kicsapódását és a vízdús, gélszerű anyag lassú, nyugodt kristályosodásával magyarázható *elsődleges rendezetlenségét* tükrözi. Ezen elsődleges rendezetlenségen belül bizonyos (erősebben áthalmozott) típusokban *rétegzettség* is előfordulhat. Általában azonban ennél sokkal szembetűnőbbek a bauxittestet (közel) függőlegesen tagoló *csúszási, rogyási és elválási lapok*. Az utóbbiak keletkezése azzal magyarázható, hogy a már kialakult bauxittelep karbonátos fekvőjének *utólag* is folytatódó karsztosodása a telep különböző szövetű és minőségű részeinek feldarabolása és összerogyasztása útján *másodlagos rétegzetlenséget* jelentő, *kaotikus* szerkezetet alakíthat ki.

A rétegzettség — amely a törmelékes szövetű bauxitok sajátsága — megnyilvánulhat (MINDSZENTY 1983a, b):

a) egyes nagyobb szövetelemeknek (pl. ooidoknak), kőzettörmelékeknek (intraklasztoknak) a bauxittelep felszínével párhuzamos elrendeződésében,

b) azoknak nagyság szerinti osztályozódásában *(30.3. tábla: 1)*,

c) a bauxit szövetének függőleges irányú, többé-kevésbé fokozatos megváltozásában,

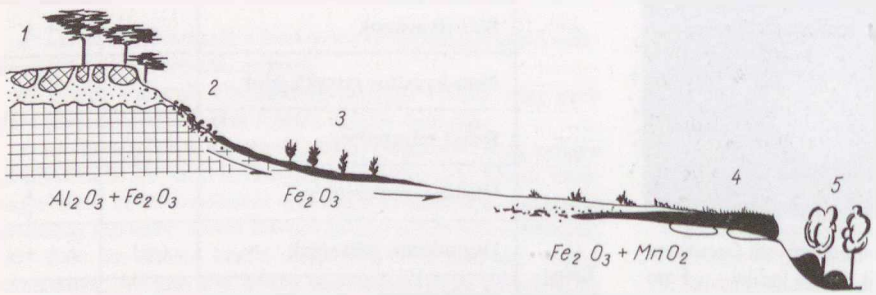
d) különböző színű, szemcsézetű, anyagú, párhuzamos finomrétegek éles határú váltakozásában,

e) törött (tehát szállított) ooidok és más szövetelemek jelezte ferderétegzésben.

A *magastérszíni* helyzetüknél fogva tisztán eluviális, rétegzés nélküli, de kémiailag zónákra tagolt *lateritbauxitok* impregnációs vagy konkréciós páncélja a karsztbauxitokban hiányzik. A lazább voltuknál fogva könnyebben pusztuló konkréciós páncélok áthalmozott darabjai ellenben az *alacsonytérszíni* cuirasse-okban a törmelékes karsztbauxitokéra emlékeztető rétegzési formákat alakíthatnak ki *(30.6 ábra)*.

A mediterrán típusú karsztbauxit-összletek (30.102. fejezet) legalján gyakori mészkő- és dolomitkavicsok az előfordulások peremvidékén a bauxittestet többszörösen megosztó közbetelepüléseket formálhatnak. Másutt rövid lélegzetű tengeri ingressziók vékony, organogén (sőt bitumenes) mészkőrétegei tagolják a bauxittelepet.

Jó és gyönge rétegzettség a paleozóos karsztbauxitokban gyakori; a mezozóos és paleogén bauxitelőfordulások 2/3-át viszont — 1/3-részük gyönge rétegzettségével szemben — szabad szemmel a rétegzetlenség jellemzi; ezekben csak részletes mikroszkópi vizsgálatok mutathatják ki a rétegződés nyomait. A rétegzettség hiánya a paleogén végétől kezdve kizárólagos. A rétegzettség megszűnésének okát BÁRDOSSY (1977) a szállító erők bauxitképződésben való közreműködésének az autochton kémiai mállással szembeni csökkenésében látja. MINDSZENTY úgy véli, hogy a paleozóos



30.6 ábra. Magastérszíni (plató-)laterit konkréciós páncéljának *(1)* áthalmozódása kollúviális lejtőtörmelék *(2)* alakjában, a völgy felé mozgó talajvízből kicsapódó alacsony-térszíni cuirasse-ok *(3—4)* felé. — Vázlat H. SZILÁGYI—MINDSZENTY és VÖRÖS (1980) nyomán

A kollúvium *(2)* durva, szögletes törmelékből áll, a folyóteraszon levő páncélt *(4)* finom szemű törmelék és lemezes kiválások alkotják. A páncélnak a völgybevágódás miatt lesuvadt tömegeit az *5.* szám jelzi.

bauxitok azért tűnnek rétegzettebbnek, mert ezen időből csak tengermenti (lagúnás–mocsári) telepek maradtak fenn, s a mezozóikumból idáig ismert, kevés rétegzett bauxitelőfordulás is ebbe a típusba tartozik. Eszerint a rétegzettség foka az erózióbázis irányában növekszik (pl. Iharkúton: MINDSZENTY 1983a, b; MINDSZENTY—KNAUER—SZANTNER 1984). A tektonikai, továbbá metamorf hatásra, az agyagásványok nyomásirányra merőleges átkristályosodásával kifejlődő, másodlagos palásság főleg az agyagos bauxitban és a bauxitos agyagban gyakori.

A pelitomorf bauxitokban megfigyelt, és a fedő arenites szövetű bauxitanyagával kitöltött száradási repedések ritkasága a bauxitfelhalmozódás nedves térszíni voltának negatív bizonyítéka (BÁRDOSSY 1977).

30.5 A BAUXITTELEPEK ÁSVÁNYAI

A bauxitokból eddig kimutatott 145 ásványból a gyakoribbak száma 20, a kőzetalkotó mennyiségűeké pedig csak 8 *(30.4 táblázat)*. A karszt- és lateritbauxitok genetikai különbségei azonban még ezek megoszlásában is tükröződnek.

Az *Al-ásványok* közül a lateritbauxitokban a gibbsit uralkodik, a böhmit alárendelt (1—10%-nyi) mennyiségben, diaszpor pedig csak szórványosan jelentkezik. Ezek igen kevés optikailag amorf (de nem röntgen-amorf!) alumogélt [AlO(OH) + aq] is tartalmaznak. Ezzel szemben karsztbauxitokban a böhmit és a diaszpor gyakorisága felülmúlja a gibbsitét; elsődleges alumogél pedig csak a legfiatalabb (pliocén–holocén) karsztbauxitokban fordul elő.

A lateritbauxitok mikro- vagy kriptokristályos korundjával szemben (aminek szingenetikus keletkezését az inszolációval hozzák kapcsolatba) a karsztbauxitok korundja általában jól felismerhető, nagyobb (részint törmelékes, részint késői diagenetikus vagy metamorf eredetű) szemcséket alkot.

A *vasásványok* Fe^{3+}-ának Al^{3+}-mal való részleges helyettesítődése mind a laterit-, mind a karsztbauxitokban előfordul. A lateritbauxitokat azonban a goethit–hematit gyakorisági sorrend s a sziderogél [FeO(OH) + aq] elterjedtsége mellett a maghemit jellemzi. A karsztbauxitokat a hematit–goethit sorrend tünteti ki, sziderogélt pedig csak miocénnél fiatalabb fajtáik tartalmaznak. A csak goethites típus részaránya a lateritbauxitok körében jóval nagyobb, a mocsári környezetre utaló chamositos, leptokloritos, pirites és sziderites fajtáké lényegesen kisebb, mint a karsztbauxitoknál.

A *maghemit, lepidokrokit* mennyisége mind a laterit-, mind a karsztbauxitokban kicsiny. A magnetit mindkét típusban kis mennyiségű reliktum-ásvány.

Ti-ásványok tekintetében a legtöbb laterit- és karsztbauxit anatázos–rutilos típusú. Csak a negyedkori laterit- és karsztbauxitok tisztán anatázosak. A karsztbauxitok között viszont a földtani korral együtt egyre jelentősebbé válik a rutiltartalom. Az ilmenit javarészt reziduális; mennyisége a törökországi Taurusz-hegységi lateritbauxitokban 4—5%-ot is elér.

Az *agyagásványok* közül a bauxitok mindkét családjában a szinte minden szövetelemben jelen levő *kaolinit* vezet. A lateritbauxitok között mégis a kaolinites–halloysites és a halloysites, a karsztbauxitok közt pedig (65%-kal) a tisztán kaolinites típusúak a leggyakoribbak. A negyedkori karsztbauxitok mindegyike halloysites vagy halloysites–kaolinites; ez a típus azonban időben visszafelé egyre gyérül, és a miocén előtti bauxitok körében már gyakorlatilag hiányzik. A különböző kloritfajták kaolinittől kísért és a felhalmozódás körülményeire utaló dúsulása főleg az újpaleozóos bauxitokat jellemzi. A lateritszelvénynek a bauxit-stádiumot el nem ért szaprolitjában a *montmorillonit* és *illit* is előfordul.

A *kvarc* mind a laterit-, mind a karsztbauxitokban törmelékes eredetű, reliktum-ásvány, amely sok más, hasonló mennyiségű ásvánnyal (piroxén, amfibol, csillámok, földpát, cirkon, turmalin, epidot, ilmenit, magnetit) együtt túléli a kovasavtalanodás folyamatát. A kvarc mennyisége különösen a homokköveken, kristályospalákon és gránitokon kialakult lateritbauxitokban jelentős; átlaga az ÉK-ausztráliai Weipa-területen 15%-ig fölmegy; a DNy-ausztráliai Darling Range-en 24%-ot is elér; de kvarcban dús a venezuelai Los Pijiguigados grániton fekvő lateritbauxitja is (PATTERSON *et al.* 1986). A karsztbauxitok közül BÁRDOSSY (1977) szerint csak a másodlagosan áthalmozott (salentói) típusúak kvarctartalma ér el 3—7%-ot.

30.4. táblázat. A karsztbauxittelepek 1%-nál nagyobb mennyiségben kimutatott ásványainak az előfordulások számával kifejezett gyakorisága BÁRDOSSY (1977) szerint

Al-oxidok és hidroxidok:		*Filloszilikátok:*	
* Böhmit	119	* Kaolinit	150
* Diaszpor	84	Illit	32
* Gibbsit	80	Halloysit	13
Korund	20	Muszkovit/szericit	15
Fe-oxidok és hidroxidok:		Chamosit	33
* Hematit	146	Orto- és leptokloritok	29
* Goethit	127	Donbassit	11
Magnetit	27	*Szulfidok:*	
Maghemit	38	Pirit	48
Ti-ásványok:		*Karbonátok:*	
* Anatáz	141	Sziderit	30
* Rutil	140		
Ilmenit	30		

*-gal a kőzetalkotók kiemelve

A *szulfidok* — főként a pirit, alárendeltebben a markazit — olyan bauxittelepeken (ill. teleprészeken) érnek el 5—15%-ot, amelyeket képződésük közben vagy után lápok–mocsarak borítottak. Ezek a lápi környezetből leszivárgó kénsavas oldatok redukáló hatására zöld, szürke vagy fehér színűvé váltak. A telep kiemelkedése és a

reduktív hatású fedő lepusztulása utáni oxidáció a szulfidokat szulfátokká alakítja, és epi- vagy hipergén *alunit* [$(K, Na)Al_3(OH)_6 . (SO_4)_2$] fészkek és konkréciók, ritkábban aluminit-, gipsz- és anhidrit-erek képződését eredményezi.

A *karbonátok* közül a *kalcit* gyakori, de csak helyenként feldúsuló kísérője a karsztbauxitoknak, a lateritbauxitokban viszont ritka. Többnyire a karbonátos fedőből leszivárgó talajvízből válik ki üregek, repedések mentén (Alsópere, Kislőd), vagy az alapanyagot átitatva. A *dolomit* többnyire a környezetből behordott törmelék alakjában jelentkezik. A telep fölötti kőszénlápokból leszivárgó, CO_2-ben dús oldatok eredményezhették a (nagyegyházi bauxitban is gyakori) *sziderit*nek gyökérüregek kitöltéseként vagy szferolitos formában való, többnyire kifakult teleprészekhez kötött megjelenését.

A bauxitok 0,1—0,5%-nyi átlagos P_2O_5-tartalma részint reliktum-ásványokból (apatit, monacit, xenotim), részint az alapanyagban finoman eloszlott, részben dia-, részben epigén ásványokból (crandallit, apatit, frankolit) származik.

30.6 A LATERIT- ÉS KARSZTBAUXITOK FŐ- ÉS NYOMELEMEI

Karsztbauxitokban a főelemek (Al, Si, Fe és Ti), valamint a fő „szennyezők" (Ca, Mg, S és P) mellett számos *nyomelem*et is kimutattak. A nevezetesebbek ppm-átlagai a dunántúli karsztbauxitokban (zárjelben a megfelelő klark-értékekkel; DUDICH—SIKLÓSINÉ 1967, 1970) a következők:

V	490—730	(150)	Ni	130	(80)
Zr	340—540	(200)	Th	45—50	(8)
Cr	250—320	(200)	Ga	36—43	(15)
Be	15—18	(6).			

Ezenkívül itt még a következő elemeket mutatták ki (a koncentráció csökkenésének sorrendjében): Mn (650—2700 ppm), F, Sr, B, Nb, U, Mo, Y.

Lateritbauxitokban is az Al_2O_3, a SiO_2, az Fe_2O_3 és a TiO_2 a fő komponensek; kevesebb a MnO és az FeO mennyisége. A nyomelemek közül a Cr, V, Ni, Co, Cu, Ga, P, Zr a leggyakoribb, de Be, Y, Ce, La, Nb, Ge, Rb, Sr, Ba, Zn, Ag, Pb, Mo, S és U is fölléphet.

Átlagos Al_2O_3-tartalmuk szerint a lateritbauxit-területeket BÁRDOSSY (1983) három csoportba osztja:

(1) Az 55% feletti átlagos Al_2O_3-tartalommal rendelkező 6 bauxitterület (Sangaredi-fennsík, Serra da Montiqueira, Poços de Caldas, Los-szigetek, Onverdacht, Lelydorp és Kwakwani) bauxitjai 1—5% SiO_2-t, 4—15% Fe_2O_3-at, 1—3% TiO_2-t tartalmaznak 27—32% izzítási veszteség mellett.

(2) A lateritbauxit-területek kb. felében az átlagos Al_2O_3-tartalom 45—55%, a SiO_2 1—8%, a TiO_2 2—5%, az Fe_2O_3 10—25%, az izzítási veszteség 27—32% (pl. Nyugat-Afrika, Weipa, Gove és mások). A Dekkan-fennsík trap-bauxitjainak TiO_2-tartalma azonban helyenként 10—16%, átlagban 4—6%.

(3) A lateritbauxit-területek fennmaradó részében az agyagos alapanyagba ágyazott gibbsit-konkréciókhoz kötött átlagos Al_2O_3-tartalom <45%. Ezek a SiO_2-tartalom nagysága szerint a következő három alcsoportra bonthatók:

(a) Vaslateritek 35—40% átlagos Fe_2O_3-tartalommal.

(b) Bauxitos vaslateritek átlagosan 25—30% Fe_2O_3-, <5% SiO_2-, 1—7% TiO_2- és 18—25% + H_2O-tartalommal.

(c) A nagy (5—20%) SiO_2-tartalmú *bauxitos lateritek* közül a gyöngébb minőségűek SiO_2-tartalmának zöme agyagásványokhoz (pl. Antrim; Nowa Ruda; Viszkopole), a jobb minőségűeké (pl. Mt. Mlanlje; Manantenina; Darling Range) pedig szabad kvarchoz kötődik.

A lateritbauxitok kémiai összetétele még ugyanazon a bauxitterületen is rendkívül változó.

A nyomelemek dúsulása általában a bauxit kiindulási anyagára utal. Származásuk azonban csak autochton lateritesedés, ill. bauxitosodás esetén egyértelmű: az áthalmozással és újraülepedéssel járó kiválogatódás azonban az eredeti dúsulási arányokat többnyire megváltoztatja. A nyomelemek egy része önálló reliktum-ásványok gyanánt van jelen. Nagyobb részük olyan ásványokba épül be, amelyek elemeinek ionrádiusza közel áll a sajátjukéhoz (elemrejtés); számos nyomelem pedig adhézióval kötődik a laterit vagy bauxit alapanyagához, nagy fajlagos felületű, kolloid méretű ásványaihoz és/vagy szerves anyagához. Azok a próbálkozások, hogy a nyomelemek egymással vagy a főelemekkel való együttes dúsulásának szabályszerűségeit korrelációs diagramok segítségével derítsék fel, csak kevés általános érvényű megállapítást eredményeztek. Az eredmények többsége — a laterit- és bauxitképződés sokténye zős voltánál fogva — inkább csak a helyi viszonyok megvilágítására alkalmas.

A Zr pl. a magas térszíni lateritekben ugyan anyakőzetbeli mennyiségének 2,5—3-szorosára dúsulhat, alacsony térszíni lateritekben azonban (szóródása következtében) kevésbé dúsul; dúsulása mindkét esetben független az Al-étól, mert a cirkonhoz kötődik.

A Ni, Cr és Co Új-Kaledónia, a Fülöp-szigetek és Indonézia olivinben gazdag ultrabázitjai (dunit, peridotit, harzburgit) felett *(30.20 ábra)* Ni-szmektit és garnierit alakjában jelentkezik. Az indiai Orissa állam lateritjeiben viszont önálló Ni-ásványt nem találtak: a Ni itt adszorpcióval előbb a goethithez és a „limonitos" alapanyaghoz, később a montmorillonithoz csatlakozik (SAHOO *et al.* in *Lateritization Processes* 1981; *30.21 ábra*).

Madhya Pradesh (India) magastérszíni lateritjeiben a Ni^{2+} és a Zn^{2+} főleg a vasas szintekben dúsul; a Ni^{2+} mennyisége azonban — jobb oldhatósága következtében — mégsem korrelál szorosan a Fe-mal. A Zn^{2+} mennyiségének a Cu^{2+}-mal együtt való növekedését valószínűleg ionrádiuszuk hasonló mérete okozza. A Cu^{2+}-tartalom feltehetően a szerves anyagokon kötődik meg. A V^{5+} valószínűleg a magnetitben, anatázban, rutilban, ilmenitben és pszeudobrookitban van jelen; ezenkívül azonban feltehetően az agyagos és allitos fázisokon is adszorbeálódhatik, mert a timföld-

gyártás során kinyerik. Azonos kationpotenciálja folytán mennyisége a Ti^{4+}- és Fe^{3+}-tartalommal nő, és az Al^{3+}-mal is pozitívan korrelál. A Mn-oxid vagy -hidroxid csupán adhéziós hártyaként vonja be a bauxit repedéseit. A Ga^{3+} — amely hasonló ionrádiusza révén a magmatitok Al^{3+}- és Fe^{3+}-ásványaiban van jelen — a lateritszelvényben az Al^{3+}-mal korrelál; ezért a szaprolit övben a kaolinit, a bauxit övben pedig a gibbsit tartalmazza. Ezzel szemben a Ba és Sr a Ca-mal, a Rb, K és Li pedig a Na-mal együtt kilúgzódik, és így csak ritkán dúsul (RAO—KRISHNAMURTHY in *Lateritisation Processes*, 1981, 89—108).

Az *U* és *Th* kisebb része a cirkonnal és monacittal kerül át a bauxitba, nagyobb része valószínűleg az agyagos–vasas–(? Al-hidroxidos) fázisokon adszorbeálódik. A ritka földfémek (Ce, Y, La, Nd) uralkodóan a reliktásványokhoz (monacit, xenotim) kötődnek, bár MAKSIMOVIĆ—PANTÓ (1978) mikroszondával dia- vagy epigén ritkaföldfém-ásványokat is talált bauxitban.

A *főelemek*et illetően jó pozitív korrelációt találtak lateritekben az izzítási veszteség és az Al_2O_3-tartalom között (bár ezt a karbonátos „szennyezés" eltorzítja), karsztbauxitokban pedig az Al/Th, Al/Be, Al/Ga, Fe/Cr, Ti/Th és az F/P között. Határozott negatív korreláció van a dunántúli karsztbauxitok Ti/Ga- és Al/Si-tartalma között is (DUDICH—SIKLÓSINÉ 1970). Ugyanitt az Al és Ti közötti korreláció ingadozásait — bár nem teljesen meggyőzően — epigenetikus hatásokkal magyarázzák. Lateritbauxitokban mind az Al/Ti, mind az Al/Fe korrelációt ingadozónak találták; magastérszíni lateritek Al- és Fe-tartalma között pedig határozottan negatív korrelációt észleltek.

30.7 A LATERIT- ÉS BAUXITKÉPZŐDÉS KÉMIÁJA

A laterit- és bauxitképződés bonyolult folyamatai csak azoknak az okoknak a feltárásával érthetők meg, amelyek a kiindulási szilikátásványokban még együtt levő Si, Al és Fe elkülönülését előidézik. E viszonylag nehezen mobilizálható fémionok oldhatóságának vizsgálatakor *a)* az oldat pH-jára, *b)* a vízben oldott O_2-nek a lehetséges redoxegyensúlyokra gyakorolt hatására, *c)* a szerves komplexképződés lehetőségére, *d)* a vízben oldott kénvegyületek és CO_2 mennyiségére, valamint *e)* a kémiai reakciók sebességére kell figyelemmel lennünk. De mivel a szerves vegyületek, a kén és a CO_2 jelenléte a pH-értékekre is hatással van, a reakciósebességek pedig földtani időtartamok esetén az eredményt nem befolyásolják, a feladat első közelítésben a pH és Eh alakulásának vizsgálatára egyszerűsíthető. A kénvegyületeknek főleg a már kialakult laterit- vagy bauxittelep másodlagos átalakításában van jelentőségük, a CO_2 pedig az alkáli és mészalkáli fémionok oldatba vitelén kívül elsősorban a Mn és Co vándorlásában játszik szerepet.

A Si, Al és Fe szelektív vándorlását befolyásoló két főtényező:

1. az 5,5—6,5 pH-jú csapadékvíz H^+ koncentrációjának a szerves savak és a CO_2 beszivárgás közbeni felvétele után, 3,5-ig való csökkenése, valamint Eh-jának a pH és az elnyelt O_2-tartalom szerinti kialakulása;

2. a kezdeti Eh és pH értékek azon ingadozásai, amelyek mértékét a talajvíz és a talajszelvény (ill. kőzet) ásványai közötti kémiai reakciók típusa határozza meg.

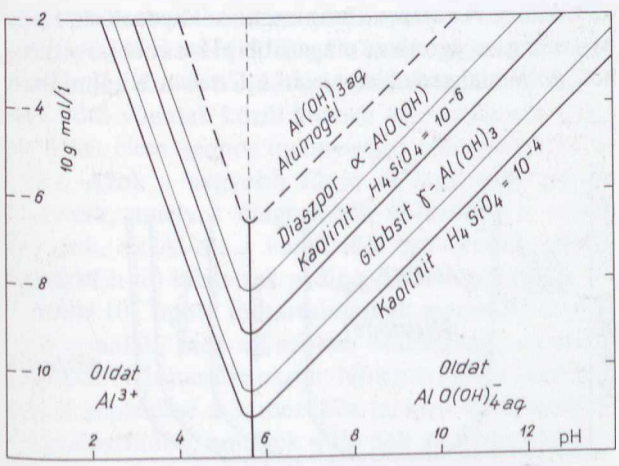
A szilikátásványok és a talajvíz közötti kölcsönhatásoknak NORTON (1973) négy csoportját különbözteti meg, a folyamatok kongruens vagy inkongruens voltára való tekintet nélkül*:

1. *Kationfelszabadító reakciók*. Ezek nemcsak kationokat és kovasavat visznek oldatba, hanem a víz H^+ ionjainak lekötése révén a pH-t is megemelik; a pH-emelkedés nagysága a reakció bekövetkezése előtti kation-, továbbá H_4SiO_{4aq}-koncentráció függvénye; pl.:

$$2\,KAlSi_3O_8 + 2\,H^+_{aq} + 7\,H_2O = \\ = Al_2(Si_2O_5)\cdot(OH)_4 + 2\,K^+_{aq} + 4\,H_4SiO_{4aq}. \qquad (30.1)$$

2. *Anionfelszabadító reakciók*. Ezek éppen ellenkezőleg, a pH-érték csökkenését eredményezik; az alábbi példa az Al^{3+} mozgékonysága szempontjából nagy jelentőségű:

$$Al(OH)_3 + H_2O = Al(OH)^-_{4aq} + H^+_{aq}. \qquad (30.2)$$



30.7 ábra. A gibbsit, diaszpor és az alumogél oldódásának pH-függése 25 °C és 1 atm (10^5 Pa) nyomás mellett, a kaolinit 10^{-4} és 10^{-6} mol/l H_4SiO_4 melletti kongruens oldódása egyensúlyi görbéinek feltüntetésével, NORTON (1973) szerint

* Kongruens oldódás alkalmával az oldódó szilárd fázis összetétele nem változik. Az oldódás akkor inkongruens, ha az az oldódó szilárd fázisnak egy másikká való átalakulását eredményezi.

3. *Töltés nélküli víztartalmú vegyületek felszabadítása;* pl.:

$$SiO_2\ (kvarc) + 2\,H_2O = H_4SiO_{4aq}\,. \qquad (30.3)$$

Ebben a kvarctartalmú kőzetek deszilifikációja szempontjából igen fontos reakcióban a kovasav disszociációja csak pH = 10 felett válik egyre jelentősebbé (I. kötet, *2.19* és *26.7 ábra*).

4. *Oxidáció és redukció;* pl.:

$$Fe^{2+}_{aq} + 2\,H_2O = FeO(OH) + e^- + 3\,H^+_{aq}\,. \qquad (30.4)$$

A reakciót az oldat pH-ja, Eh-ja és a reakcióban részt vevő kation koncentrációja irányítja; a pH- és Eh-változások tehát akár oldódás, akár kicsapódás esetén egyensúlyeltolódásokat eredményeznek.

A bauxitosodás során e négy reakciótípus folyamatai a pH- és Eh-értékek megváltoztatása révén egymást is befolyásolják. Jól példázza ezt a *gibbsit* [γ-Al (OH_3)], a *diaszpor* [α-AlO(OH)] vagy a *kaolinit* [$Al_2(Si_2O_5).(OH)_4$] kongruens oldódása, amelynek során 5,5 pH alatt Al^{3+}, 5,5 pH fölött $Al(OH)^-_{4aq}$ ionok kerülnek oldatba *(30.7 ábra)*.

$$Al(OH)_3 + 3\,H^+_{aq} = Al^{3+}_{aq} + 3\,H_2O\,. \qquad (30.5)$$

$$Al(OH)_3 + H_2O = Al(OH)^-_{4aq} + H^+_{aq}\,. \qquad (30.6)$$

$$AlO(OH) + 3\,H^+_{aq} = Al^{3+}_{aq} + 2\,H_2O\,. \qquad (30.7)$$

$$AlO(OH) + 2\,H_2O = Al(OH)^-_{4aq} + H^+_{aq}\,. \qquad (30.8)$$

$$Al_2(Si_2O_5).(OH)_4 + 6\,H^+_{aq} = 2\,Al^{3+}_{aq} + 2\,H_4SiO_{4aq} + H_2O\,. \qquad (30.9)$$

$$Al_2(Si_2O_5).(OH)_4 + 7\,H_2O = 2\,Al(OH)^-_{4aq} + 2\,H^+ + 2\,H_4SiO_4\,. \qquad (30.10)$$

Természetesen a kaolinit oldódását a pH-n és az oldat teljes Al_{aq} koncentrációján kívül annak teljes H_4SiO_4 koncentrációja is befolyásolja. Kísérletek bizonyítják, hogy az olyan 3,5 pH-jú oldat, amely telítve van gibbsitre, de $10^{-4,2}$ mol/l-nél kevesebb H_4SiO_4-et tartalmaz oldva, a hiány pótlásáig H_4SiO_4 (ill. kvarc) képződése közben inkongruensen oldja a kaolinitet, mialatt gibbsit válik ki belőle. Norton (1973) e feltétel teljesülésében látja a kvarc, a kaolinit és gibbsit természetben észlelt együttes előfordulásainak a magyarázatát. Számos lateritszelvény tanúsága szerint erőteljes vízátszivárgás és pozitív Eh szükséges ahhoz, hogy kaolinitből gibbsit és oldott kovasav keletkezzék:

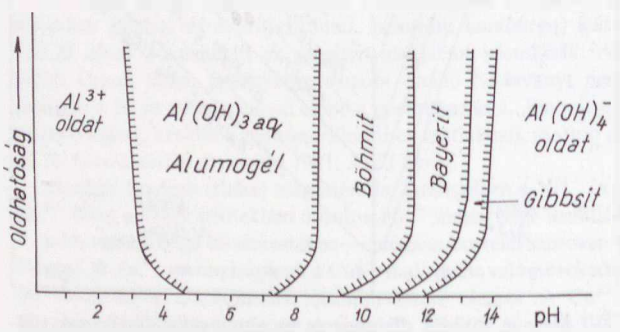
$$Al_2(Si_2O_5).(OH)_4 + 5\,H_2O \rightleftharpoons 2\,Al(OH)_3 + 2\,Si(OH)_4\,. \qquad (30.11)$$

E rendszer egyensúlyához Bárdossy (1977) számításai szerint a talajvíznek 2 ppm H_4SiO_4-et kell tartalmaznia. Ha ennél kisebb a kovasav koncentrációja, akkor a kaolinit inkongruensen oldódik, és gibbsit válik ki, miközben a pH 4 fölé emelkedik. Ha azonban szerves anyagok (pl. humuszsavak) jelenléte, vagy mikroorganizmusok működése folytán a savanyú pH állandósul, ez úgy befolyásolja a talajvíz összetételét, hogy a kaolinit kongruens oldódása következtében a gibbsitkiválás lelassul vagy megszűnik, s a visszamaradó anyag összetétele nem változik.

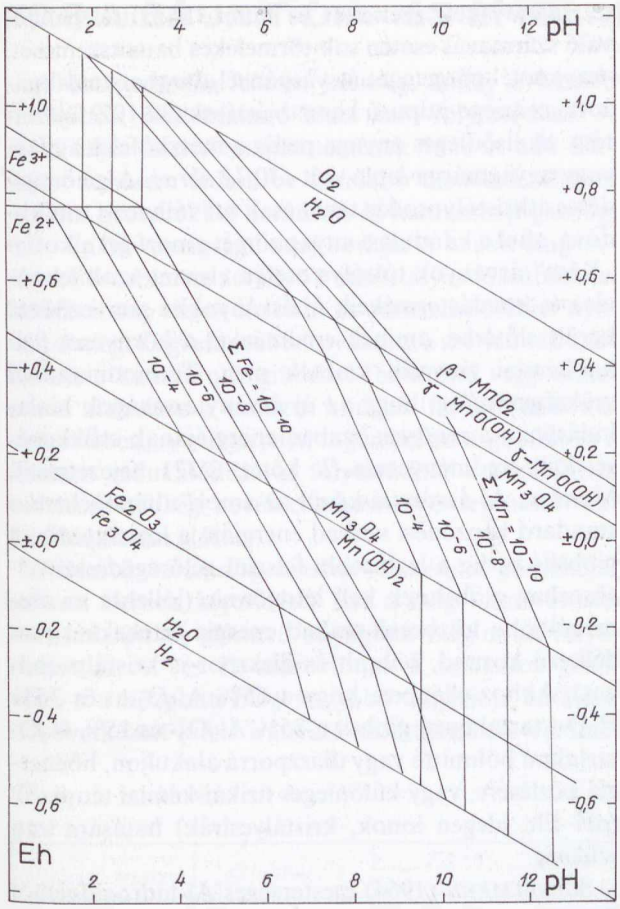
A bauxitásványok pH-függését igazolják Erdey—Paulik (1955) kísérletei is, akik tiszta Al-oldatokból a pH és a koncentráció változtatásával rendre alumogélt, böhmitet, bayeritet, majd gibbsitet nyertek *(30.8 ábra)*. Az alumogél, a diaszpor és a gibbsit oldhatóságának pH-függését szemlélteti 10 millimol/l alatti Al-koncentráció, 25 °C hőmérséklet és 1 atm ($=10^5$ Pa) nyomás mellett a *30.7 ábra,* amelyre a kaolinitnak két (0,1 és 0,001 millimol/l) H_4SiO_4-tartalomnak megfelelő oldhatósági görbéjét is berajzoltuk.

Al-ásványok kaolinitből való keletkezésének más lehetőségeit világították meg Pedro—Berrier—Tessier (1970) kísérletei, akik rácshibás kaolinitből, semleges vagy enyhén lúgos pH-n, Ca ionok jelenlétében, légköri nyomáson, de szobahőfoknál kissé magasabb hőmérsékleten, nem gibbsitet, hanem böhmitet kaptak. Valeton (1965) a Pireneusok diaszporos bauxitját tartós vízborítás és negatív Eh mellett létrejöttnek véli. Combes (1969) az agyagból és agyagmárgából képződött ariège-i telepeken a böhmitnek gibbsittel vagy diaszporral egyidejű képződését a zérus körüli redoxpotenciál és a 7 körüli pH egészen kis eltolódásaival magyarázza.

A Fe és Mn Eh–pH diagramjai (1. kötet. *2.22* és *28.18 ábra*) általában a 10^{-6} mol/l-nyi oldott Fe, ill. Mn mennyiségnek megfelelő egyensúlyi vonalakat tüntetik fel (Norton 1973). Mivel a pH változásával az oldható ionok mennyisége is megváltozik, minden egyes oldott ionmennyiséghez más-más egyensúlyi vonal tartozik *(30.9 ábra)*. A Fe és Mn oldhatóságát együttesen feltüntető diagram világosan mutatja, hogy a talajokban szokásos Eh–pH értékek mellett a Fe és Mn oxidjai és hidroxidjai eltérő pH értékeknél oldódnak (ill. csapódnak ki). Ezért talajokban rendes körülmények között a Fe-nak és a Mn-nak különböző mennyiségei lúgzódnak vagy csapódnak ki, jóllehet mindkét elem redukáló feltételek és kis pH mellett mobilizálódik. Ilyen körülmények között oldhatóságuk felülmúlhatja a SiO_2-ét, és ez podzolosodást eredményezhet. A szerves komplexekhez kapcsolódó Fe és Mn mozgása azonban magasabb pH-n is bekövetkezhet. A kémiai szelekció során a Co és a Ni általában



30.8 ábra. Bauxitásványok Al-tartalmú vizes oldatokból való kiválásának pH-függése közönséges nyomáson és hőmérsékleten Erdey—Paulik (1955) szerint



30.9 ábra. A *Fe* és *Mn* mol/l-ben kifejezett oldódási határa az Fe–Mn–O_2–H_2O rendszerben, 25 °C és 1 atm (10^5 Pa) nyomás mellett, NORTON (1973) nyomán

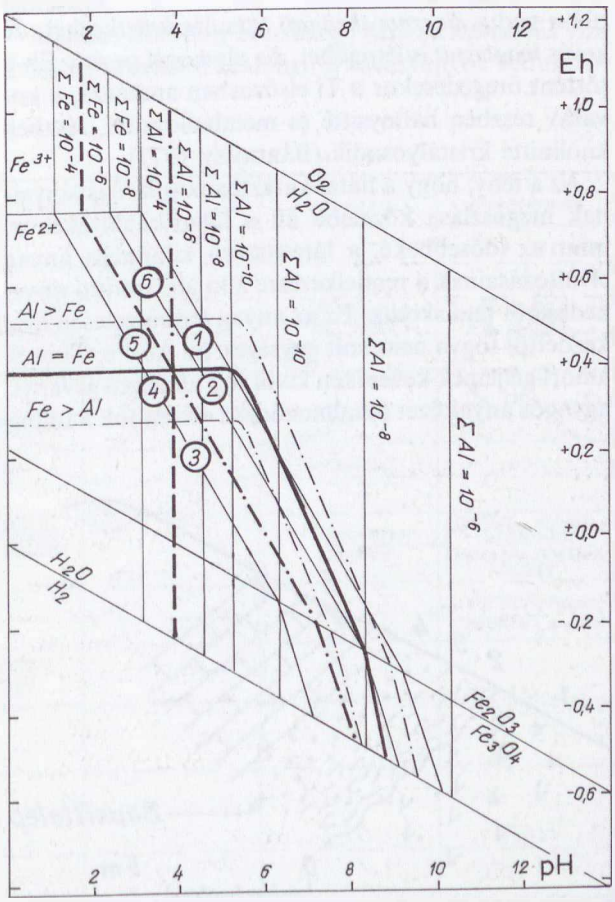
a Mn-hoz hasonlóan viselkedik, és azzal együtt vándorol.

A Fe-nak az Al hátrahagyásával egyidejű elszállításához PETERSEN (1971) szerint alacsony Eh és valamely független reakció következtében beálló pH-emelkedés szükséges. NORTON (1973) a Fe és Al együttes Eh–pH diagramján az adott oldódási határok metszéspontjait összekötő vonalak közül kiemeli azt, amelynek mentén a két elem azonos mennyiségei oldódnak *(30.10 ábra)*. Azok a nagyobb Eh-jú és/vagy nagy pH-jú talajvizek, amelyek diagrambeli ábrázolása e vonal fölé esik, az Al-ot, a vonal fölé eső (kisebb pH-jú és/vagy Eh-jú) talajvizek pedig a Fe-ot lúgozzák ki. A Fe és Al 10^{-6} mol/l iontartalmainak megfelelő egyensúlyi vonalak, meg az azonos oldhatóság vonala a diagramot hat mezőre osztja. NORTON (1973) szerint a bauxit képződése a 3. mezőhöz tartozó talajvizekben a legvalószínűbb, amelyek a Fe-nak az Al-hoz képest jelentős méretű mobilizálása mellett a pH és/vagy az Eh növekedése esetén a Fe másodlagos dúsulását is lehetővé teszik. A lateritek képződése szempontjából viszont a 6. mezőbeli talajvizek a legfontosabbak, amelyekben az Al mobilizálódása és a Fe hátrahagyása mellett a pH és/vagy az Eh független növekedése esetén az *Al másodlagos dúsulása* is bekövetkezhet. *A lateritesedés és bauxitosodás* tehát *olyan* igen érzékeny kémiai *rendszer, amelyben a kezdeti Eh-nak és pH-nak a beszivárgási mélység szerinti csekély eltolódásai erősen és gyakran ellenkező irányban befolyásolják az elemek oldhatóságát, ill. felhalmozódását.*

Az orissai lateritben az elemek mobilitási sorrendje SAHOO—KAADEN—MÜLLER in *Lateritization Processes* (1981) szerint:

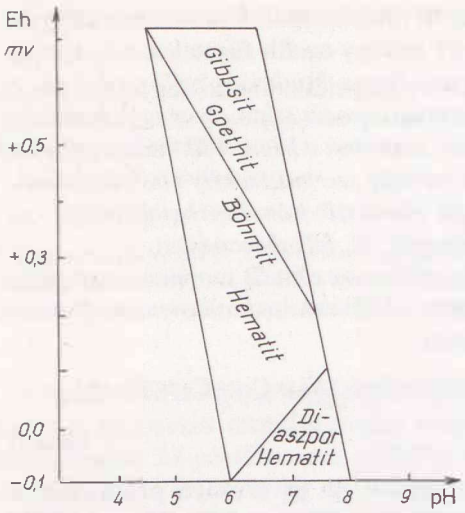
$$Mg > Si > Ni > Fe \geq Mn = Co > Cr > Ti > Al\,. \qquad (30.12)$$

Míg erősen pozitív Eh és savanyú pH mellett a szingenetikus *gibbsit* általában *goethit*tel társul *(30.11 ábra)*, enyhén lúgos pH és csökkentebb Eh mellett *böhmit–hematit*, kissé negatív Eh-n és enyhén lúgos



30.10 ábra. A hematit és magnetit, ill. a gibbsit vízben való oldódásának mol/l-ben kifejezett határai 25 °C hőmérsékleten és légköri nyomáson, valamint a NORTON (1973) által megkülönböztetett oldódási mezők

Az Fe = Al vonal az Fe és az Al azonos mennyiségben való oldódását jelzi. Az Al > Fe vonal mentén a gibbsit oldhatósága 100 ×-osa a hematiténak vagy a magnetitének. Az Fe > Al vonal mentén a hematit vagy magnetit oldhatósága 100 ×-osa a gibbsitének. A 10^{-6} mol/l-nek megfelelő vonaltól jobbra 10,35 pH-ig sem az Al, sem az Fe nem oldódik.

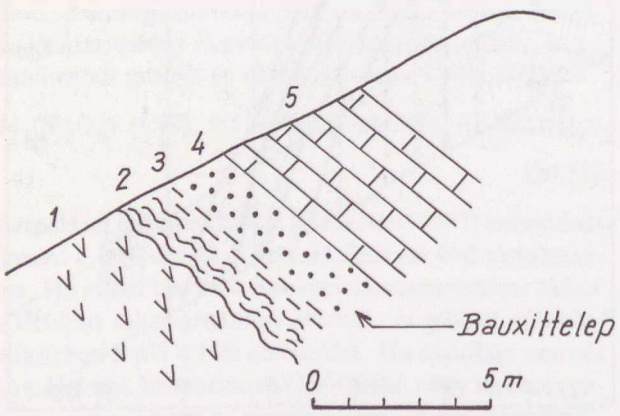


30.11 ábra. Az Al- és Fe-ásványok képződési tartományai az Eh–pH diagramban, KOMLÓSSY (1970) szerint

pH-n pedig *diaszpor–hematit* társulás keletkezhet, de kevés *maghemit* is létrejöhet. Az alumogél pozitív Eh-n történt öregedésekor a Ti elsősorban anatázzá, a kovasav részben halloysitté és metahalloysitté, részben kaolinitté kristályosodik (BÁRDOSSY 1977).

Az a tény, hogy a fiatal karsztbauxitok főásványainak megoszlása közelebb áll a lateritbauxitokéhoz, mint az idősebbeké, a lateritszerű kiindulási anyag elváltozásainak a rendelkezésre álló idő szerinti növekedéséről tanúskodik. Ez az anyag természetesen már kezdettől fogva nem volt egységes: az Al, Fe, Ti és Si amorf géljeinek keverékén kívül sok allotigén ásványt, agyagos anyakőzet áthalmozódása esetén sok kaolinitet, halloysitet, szericitet és illitet, bauxittelepekből való származás esetén sok törmelékes bauxitszemcsét, -kavicsot, -görgeteget és vaspáncél-darabot tartalmazott; az ariège-i típusú karsztbauxitok (30.102. fejezetrész: *d*) elsődleges anyaga pedig a mészkőfekü agyag- vagy agyagmárga-leple volt *(30.12 ábra)*. A gélöregedéses átkristályosodás tehát csak ott válhatott uralkodóvá, ahol a kiindulási anyag zömét amorf gél alkotta. „Kész" ásványok túlsúlya esetén viszont azok lebontása és bomlástermékeik új ásványokká szerveződése került előtérbe, aminek eredményét a környezet fizikai-kémiai tényezői szabták meg. Termodinamikai szükségszerűség, hogy az új ásványtársaságok kialakulásának a rendszer szabad energiájának csökkenését kell eredményeznie (I. kötet, 2.321. fejezetrész). Mivel az Al ásványai közül az amorf alumogélnek a standard képződési szabad energiája a legnagyobb, a gibbsité pedig a legkisebb, felszíni gélöregedéskor elsősorban gibbsitnek kell létrejönnie (jóllehet az alumogélből a közbeeső szabad energia értékekkel rendelkező korund, böhmit és diaszpor is kristályosodhat). Ahhoz ellenben, hogy a 65% Al_2O_3-at és 35% H_2O-t tartalmazó gibbsit a 85% Al_2O_3- és 15% H_2O-tartalmú böhmitté vagy diaszporrá alakuljon, hőenergia közlésére, vagy különleges fizikai-kémiai tényezők (pH–Eh, idegen ionok, kristálycsírák) hatására van szükség.

SCHELLMANN (1964) mesterséges Al-hidroxidgélből 7,5 pH-n, hőközléssel és öregítéssel gibbsitet, ugyanilyen feltételek között, de HCO_3^- ionok jelenlétében pedig böhmitet kapott. Ezért BÁRDOSSY (1977) is úgy véli, hogy kőzetalkotó mennyiségű, szingenetikus böhmit csak viszonylag nagy HCO_3^- koncentrációjú talajvízzel érintkező telepekben (vagyis főként karbonátos aljzaton) jöhet létre. Ez a magyarázata a lateritbauxitok böhmit-szegénységének; s azért legdúsabbak böhmitben a mediterrán típusú karsztbauxitok, mert ezek állnak legszorosabb kapcsolatban karbonátos feküjükkel. Az aljzat minősége természetesen a pH–Eh viszonyokon keresztül hat. BÁRDOSSY (1961) szerint azok a karsztbauxitok gibbsitesek, amelyek számára a karsztvízszint feletti magas helyzetük kissé savas és oxidációs körülményeket biztosított, és azok a telepeink böhmitesek, amelyek a tengerszint közelében gyakorlatilag stagnáló, magasan álló, enyhén lúgos karsztvíz szintjében, redukáló viszonyok között keletkeztek. A paleozóikumban, amikor a bauxit gyakran tengerparti lagúnákban és öblökben halmozódott fel, a sok szerves anyag jelenlétében, redukciós körülmények között zajló szingenetikus folyamatok diaszpor és böhmit mellett chamosit és leptokloritok képződését eredményezték.



30.12 ábra. Ariège-i típusú bauxittelep Cadercet közelében (Franciaország), COMBES (1969) és BÁRDOSSY (1977) nyomán

1. Júra dolomit. — *2.* Leveles, bauxitszerű agyag. — *3.* Bauxitos agyag. — *4.* Bauxit. — *5.* Kréta mészkő.

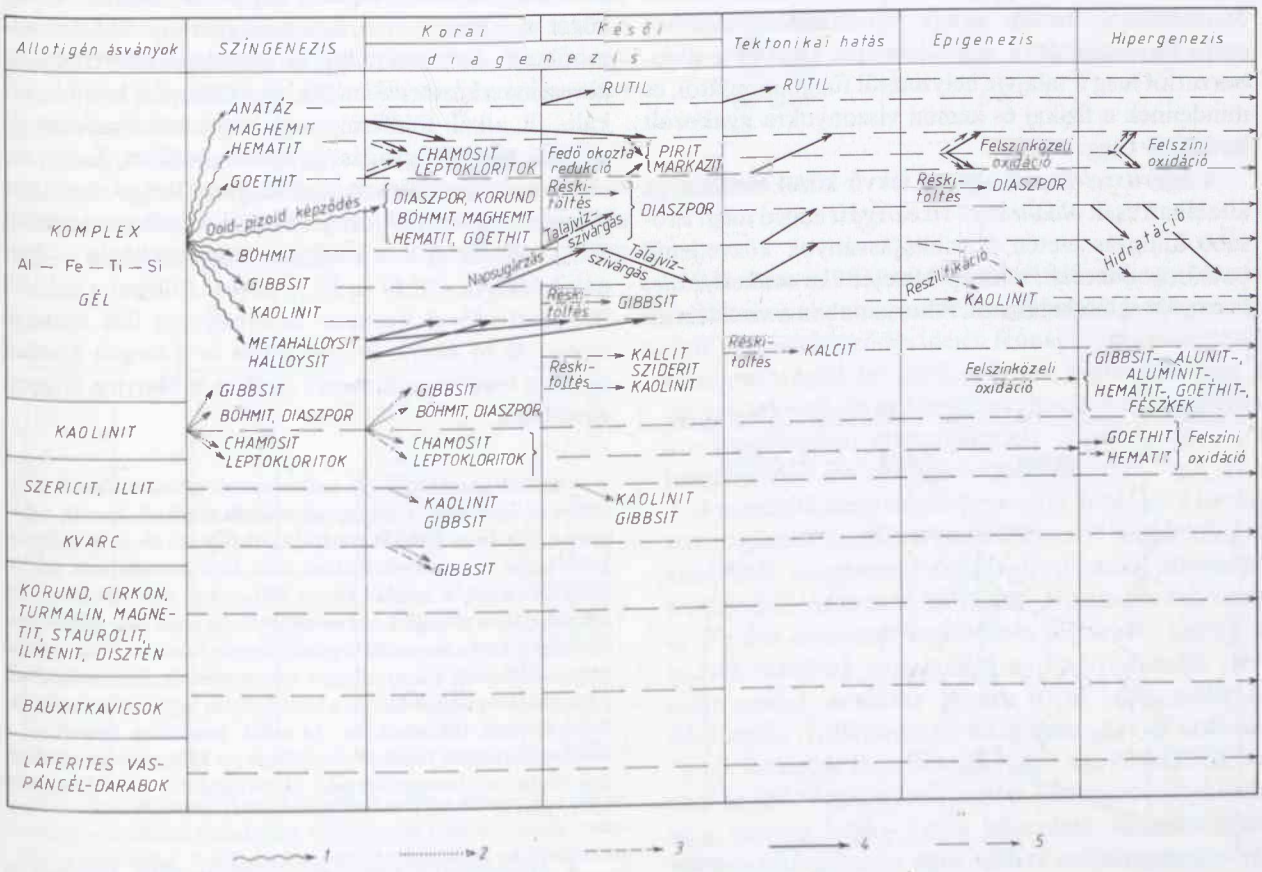
30.8 A BAUXIT DIA- ÉS EPIGENEZISE

A bauxitosodás felszíni jelenség, amely a később lerakódott üledéktakaró alatt nem folytatódhat. A Föld teljes lateritbauxitkészletének 96%-át adó telepeket sohasem fedték be fiatalabb üledékek. Ezeket csupán gyökerekkel harántolt és humuszban gazdag, 0,2—2,0 m vastagságú talaj borítja. A bauxit diagenezise elsősorban az ásványok átkristályosodásában, lebontásában, vízfelvételében és víztelenedésében nyilvánul meg. Legfontosabb folyamata a szericitnek kaolinitté, a kaolinitnek gibbsitté, böhmitté vagy diaszporrá alakulása a vadózus kilúgzás folytatódása következtében. A tengerparti lagúnákban a goethit és a hematit redukálódásával folytatódhat a kaolinitnek berthierinné (régi nevén chamositté) és leptokloritokká való átalakulása.

Jellemző *korai diagenetikus esemény* a gömbhéjas szöveti elemek képződése. Ezt a még vízzel erősen átitatott, puha, gélszerű anyagban megindult folyamatot az Al- és Fe-hidroxidnak a szilikátos géltől való, s a központi mag nagyobb adhéziója hatására bekövetkezett kifelé irányuló szétkülönülése eredményezte. Az Al- és Fe-gélek adhéziós együtthatóinak eltérése és a szétkülönülés sebességének ingadozása az egyidejűleg keletkező kettős gömbhéjak egyikét vasban, másikát Al-ban dúsabbá teszi. Ennek a lateritekben és karsztbauxitokban egyaránt bekövetkező folyamatnak a kristályosodás előrehaladása vet véget. Eredménye: a hematitnak, sőt maghemitnek, valamint az alumogéléhez közelálló képződési szabadenergiával rendelkező diaszpornak, ezen felül, bár eléggé ritkán, a korundnak a kaolinit rovására történő feldúsulása.

Ide tartozik a hosszú ideig fedetlenül maradt laterités karsztbauxit-szelvényekben a gibbsitnek az inszolációs fölhevülés hatására böhmitté vagy az utóbbinak diaszporrá való átalakulása is (Balkay—Bárdossy 1967). Bazaltos lávafolyások a gibbsitnek ugyancsak böhmitté, sőt helyenként diaszporrá és korunddá való átkristályosodását okozhatják (pl. Antrim, Észak-Írország).

Mocsári fedőréteg beszivárgó kén- és szénsavas vize a bauxittelep felső részében a vasásványok redukció-



30.13 ábra. A karsztbauxitok leggyakoribb ásványainak genetikai rendszere Bárdossy (1977) szerint

1. Gélöregedéses kristályosodás. — *2.* Meglevő ásványok lebontása részleges kioldással. — *3.* Oldatból való kicsapódás. — *4.* Átkristályosodás, hidratáció, dehidratáció. — *5.* Változatlan ásványok.

jával pirit és markazit, ill. sziderit kiválását, s az Al-ásványok reszilifikációját eredményezi.

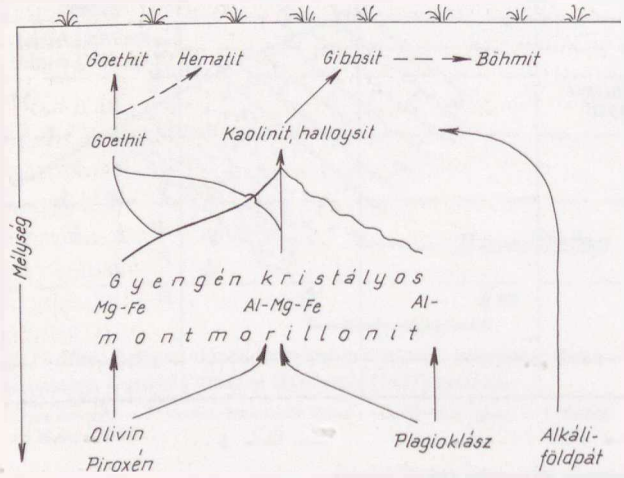
Az üledékkel borított lateritbauxitok legtöbbjénél az édesvízi vagy sekélytengeri, homokos–agyagos, sokszor lignites fedő vastagsága < 100 m. Csupán négy olyan paleozóos lateritbauxit-telep ismeretes, amelyeknél a fedővastagság több száz (egy esetben 1400) m-t ér el. Ezeknél az eredetileg porózus–üreges bauxitnak a mélység növekedésével erősödő kompakcióját észlelték. A kis mélységű betemetődés azonban az ásványos összetételt nem befolyásolja; a gibbsitnek böhmitté vagy diaszporrá való (részleges) átkristályosodása csupán vastag fedőtakaró esetén jelentkezik. Sokkal erősebb az átkristályosodás, ha a bauxitot — mint a lengyelországi Nowa Rudán vagy a Taurusz-hegységben — tektonikus nyomás érte. Ez azonban inkább már az epigenezis fogalomkörébe tartozó jelenség.

Az *epigenezis* legfontosabb eseményei: *1.* a tektonikus nyomás hatására a gibbsitnek böhmitté, majd diaszporrá alakulása, s a goethitnek hematittá, az anatáznak rutillá való kristályosodása; *2.* a keletkezett repedéseken átszivárgó ionos oldatokból történő, fészkes–konkréciós ásványkiválás; *3.* a másodlagos kaolinit- vagy halloysit-képződésében megnyilvánuló reszilifikáció; *4.* a felszíni vagy felszínközeli karsztbauxittelepek felső részében lezajló piritoxidáció, ill. az ennek során képződő savas oldatok redukáló hatására mobilizálódott Fe–Mn-tartalomnak a karsztos fekün a hirtelen pH-változás folytán bekövetkező, kéregszerű kicsapódása *(30.13 ábra)*.

30.9 A LATERITESEDÉS FELTÉTELEI

A laterit és lateritbauxit képződésében a kőzet, ill. málladéka tartós átöblítődésének és kilúgzódásának igen fontos szerepe van. Ez az oka annak, hogy a mállástermékek minősége nem pusztán az anyakőzet összetételétől, hanem annak porozitásától, vízátbocsátó képességétől, a *vízelvezetés*nek ettől és a domborzattól meg a talajvíz helyzetétől függő módjától, és mindennek a fizikai és kémiai viszonyokra gyakorolt hatásától függ.

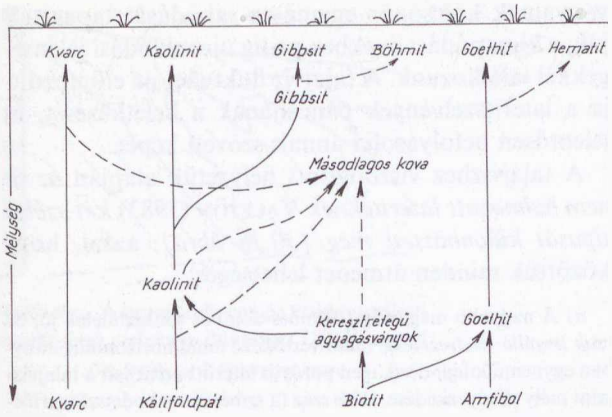
A *lateritszelvények* alján a fekvő kőzet tömöttsége általában csak *oldalirányú vízmozgást* enged meg. Erősebb kilúgzás esetén a szilikátásványok közvetlenül bauxitosodhatnak, s az ép kőzetet *éles reakciófelület* határolja el málladékától. Ahol azonban a vízelvezetés (és vele együtt a kilúgzás is) — akár a kőzet, akár a laterit rossz átbocsátó képessége, akár a feküfelszín kedvezőtlen domborzata következtében — lelassul, ott csak közvetett módon képződik bauxit. Az ép kőzet ui. előbb 2 : 1 típusú agyagásványokká (montmorillonit, nontronit, illit, trioktaéderes klorit) és ezek keverékszerkezeteivé mállik. Ezek csupán később, alkáli-, ill. alkáli földfémionjaik kilúgzódásával alakulnak át „tiszta" agyagásványokká (kaolinit, halloysit, meta- és hidrohalloysit, sudoit, pirofillit). A bauxitot jellemző oxidok és hidroxidok pedig csak az utóbbiak SiO_2-vesztésével — a kilúgzási folyamat végén — jutnak túlsúlyra *(30.14* és *30.15 ábra)*. Jóllehet a mállási folyamat idővel ilyenkor is a mélység felé nyomul előre *(30.16 ábra)*, az üde kőzet és a bauxit közötti határ a fokozatos átmenet övében többnyire teljesen elmosódik.



30.14 ábra. Ásványátalakulások bazalt mállásakor. — Vázlat CRAIG—LOUGHNAN (1964) nyomán

A legtöbb jelenkorinak, ill. szubrecensnek tekintett lateritbauxit-terület az őserdők és a szavannák *határán* található, és csak néhányuk nyúlik be az őserdők zónájába. Anyagukat fő- és hajszálgyökerek járják át, amelyek elhalása után sűrű pórushálózat marad hátra. A fűfélék a talajból kivont SiO_2-nek a saját testükbe való beépítése útján elősegítik a lateritesedést. Az erdei talaj *mikroorganizmusai* a korhadás során képződő szerves savak lebontása révén megakadályozzák a talaj túlságos elsavanyodását, közreműködnek a kaolinitrács szétesésében, és a bauxitosodás egyes fázisaiban katalizáló szerepet tölthetnek be. Az erdők pusztulása viszont — a talajkapillárisokon felszínre vándorló és ott kicsapódó szeszkvioxidok révén — „kemény kérgek" kialakulásához vezet (BÁRDOSSY 1977, 1981).

A lateritbauxit-képződés legalapvetőbb feltétele a legalább 1200 mm évi csapadékú, két évszakos, trópusi monszun-klíma, 22—24 °C-ú optimális évi középhő-



30.15 ábra. Ásványátalakulások gránit mállásakor. — Vázlat GILKES *et al.* (1973) nyomán

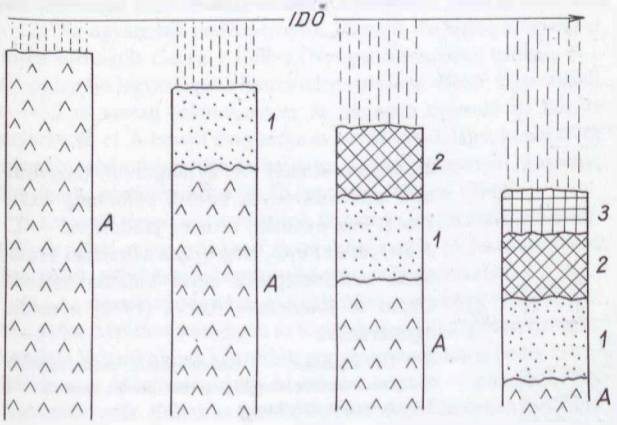
mérséklettel. Fontos, hogy a (kémiai reakciók sebességét fokozó) magas hőmérséklet mellett a talajba beszivárgó vízmennyiség az elpárolgó, ill. elfolyó víz mennyiségénél nagyobb legyen. A mindennapos és túl sok (évi 6000—9000 mm-es) csapadék mégsem kedvező. Java része ui. elfolyik, s a mállásra nézve hatástalan marad. Mértéken felüli beszivárgása viszont csökkenti a talajoldat sókoncentrációját, és ezzel rontja a hidrolízis esélyeit. Túl nedves környezet hátráltatja a dúsan termelődő növényi törmelék lebomlását, s a mállási szelvény elsavanyítása révén a kanditok képződését mozdítja elő. Ezért *az állandóan nedves trópusokon csak kaolinites vörös agyag jön létre.*

Bauxitot 2000—2300 m tszf.-i magasság között is találtak ugyan, a legtöbb bauxitlelőhely mégis 300 és 1000 m között van. A 13 legnagyobb előfordulás 10 és 1500 m között helyezkedik el *(30.5 táblázat)*. Igen valószínű tehát, hogy a bauxittelepek többsége eredetileg viszonylag kis tszf.-i magasságban keletkezett, majd kiemelkedve fejlődött tovább. Nyilván ezzel függ össze, hogy a teljes mállási szelvényen belüli legnagyobb bauxitvastagságokat (az indiai Chittamgondin 54 m-t; a guineai Bokè-területen és a ghanai Nyinahin-hegységben max. 30 m-t) a nagy és közepes magasságú telepeken észlelték. Az átlagos bauxitvastagság azonban ezeknél is csak 5—10 m, a dél-vietnami lateritbauxitoknál pedig csak 3—5 m. A magassággal csökkenő hőmérsékleti hatást ui. a csapadékmennyiség emelkedése — az erózió megerősödése következtében — csak bizonyos, a helyi körülményektől függő határig képes ellensúlyozni. A képződési optimum alatti magasságokban pedig, ahol csökken a csapadék, de emelkedik a hőmérséklet, a párolgás fokozódása gátolja a bauxitásványok keletkezését.

30.5. táblázat. A lateritbauxit-területek tszf.-i magasság szerinti helyzete*

Magasság (m)	A bauxitterületek	A legnagyobb bauxitterületek
	száma	
2000	2	—
1000—2000	13	4
300—1000	40	4
0—300	19	5
tsz. alatt	6	—

* BÁRDOSSY (1983).



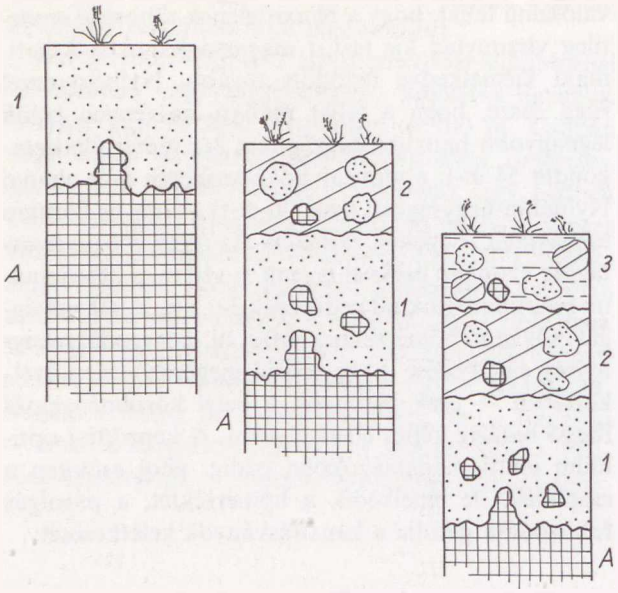
30.16 ábra. A laterittakaró különböző mállási állapotokat jelentő szintjeinek időbeli kialakulása MCFARLANE (1983) nyomán, némileg egyszerűsítve. A mállási front lefelé tolódásával párhuzamosan az egymás fölötti szintekben az anyagok immobilitásuk mértéke szerint dúsulnak. A legtöbb ellenálló anyagot a 3. szint tartalmazza

A: ép anyakőzet. — *1, 2, 3.* mállási szintek.

BÁRDOSSY (1983) szerint, minél idősebb egy bauxitterület, annál valószínűbb, hogy jelenlegi magassága eltér a bauxitképződés idején fennállott magasságától. Geomorfológiai tanulmányok azt mutatják, hogy a magas fekvésű bauxitterületek legtöbbje keletkezése óta függőlegesen megemelkedett. Egyesek viszont a tenger szintje alá süllyedve betemetődtek.

A csapadék fontosságát bizonyítja, hogy pl. a hawaii bauxittelepek mindig a csapadékosabb hegylejtőkhöz kötődnek. Jelentősen befolyásolja a bauxit minőségét a csapadék szezonális eloszlása. Hosszabb szárazság az Fe-dús *alferritek* képződését segíti elő; száraz és nedves évszakok váltakozása az Fe–Al-dúsulás *(ferrallitosodás)*, a száraz évszak rövid volta pedig az Al-dúsulás *(allitosodás)* irányában hat (GIDIGASU 1976). Erőteljes bauxitosodás csak ott következik be, ahol az esős évszak 1—2 száraz hónappal váltakozik, és a szerves anyag gyors lebomlása következtében vékony humuszréteg nem válhat szélsőségesen savanyúvá.

A lateritszelvény vastagságát a talajvíz felszín alatti



30.17 ábra. A korai *(1)* ásványtársaságok átöröklődése és a későbbiekkel *(2, 3)* való keveredése az anyakőzet *(A)* feletti lateritszelvény fejlődése során. — Vázlat McFarlane (1983) nyomán

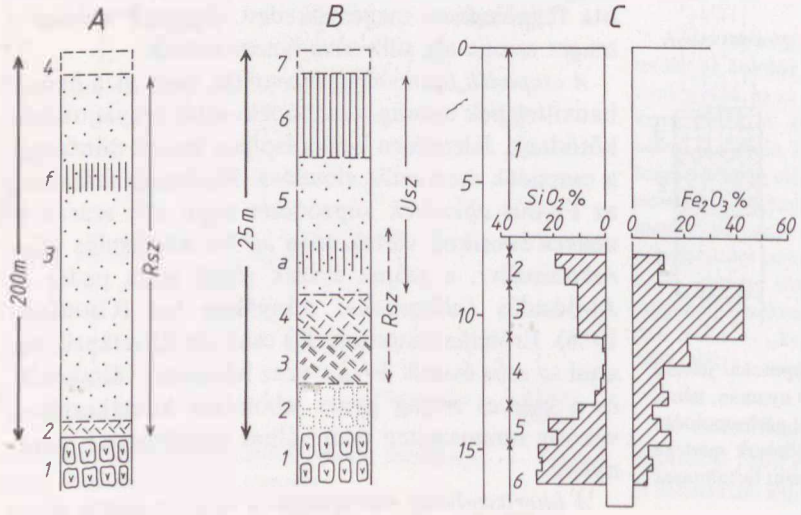
helyzete határozza meg. Bauxit a trópusi mállás viszonyai között is csak a talajvíz szintje fölött vagy legfeljebb a talajvízszint éves ingadozásának övezetében jöhet létre. Pangóvízi körülmények között csak agyagos laterit vagy szaprolit fejlődik ki. A talajvíztükör emelkedése a pórusokban kivált anyagok újraoldódását és az ionos kicsapódás mértékének növekedését eredményezi. A vízszint-ingadozás periodikus ismétlődése a lateritszintek határainak folytonos eltolódását és az egyes szinteket jellemző ásványok keveredését idézi elő *(30.17 ábra)*. Ez az oka annak, hogy kisebb mérvű (és kedvező kilúgzás esetén vasban szegény) Al-dúsulás a lateritszelvények *A* szintjében is bekövetkezhet; hogy a mélyebb szintekben azok jellemző ásványainak kölcsönös egymásra rakódását tapasztaljuk, a kicsapódási övekben pedig újraoldódási jelenségekkel találkozunk. A talajvíz fluktuációja előmozdítja a lateritszelvények páncéljának a keletkezését, és jelentősen befolyásolja annak szöveti képét.

A talajvízhez viszonyított helyzetük alapján *az át nem halmozott lateriteknek* Valeton (1983) *két szélső típusát különbözteti meg (30.18 ábra)*, azzal, hogy közöttük minden átmenet lehetséges:

a) A nagyobb magasságú, dimbes-dombos tönkfelületek jó, de *csak leszálló vízelvezetésű*, mind vertikális, mind horizontális irányban egynemű kifejlődésű, igen porózus laterit(bauxit)jait a talajvízszint mély elhelyezkedése, több száz (a szibériai csabodetszki területen > 570) m-t is elérő, *nagy vastagság*, a mállási szintek elkülönülésének hiánya, de az anyakőzet felé eső határ éles és szabálytalan volta, a reliktumszövetek túlsúlya, a későbbi képződésű szövettípusok kis mennyisége jellemzi. A szaprolit öv nagyon vékony — sőt néhol [Poços de Caldas; Serra da Montiqueira; Los-szigetek Guinea; Mokanji Hills (Sierra Leone); a Keleti Ghatok egyes részei; Bárdossy 1983] teljesen hiányzik, s a reliktumszövetekben bővelkedő bauxit öv éles határ mentén közvetlenül az anyakőzettel érintkezik *(30.19 ábra)*. A SiO_2 kilúgzódása erős, az Fe- és Al-oxidok a laterit öv túlnyomó részében egyenletesen oszlanak meg; a fő Al-ásvány a gibbsit; a vasásványok között a hematit mellett a goethit a legfontosabb; más Al- vagy Fe-ásványok csak kivételesen fordulnak elő. E típushoz tartozik az említetteken kívül a brazíliai, indiai, ausztráliai prekambriumon nyugvó laterites Fe- és Mn-ércek zöme.

b) A 300 m tszf.-i magasság alatti területek és tengerparti síkságok többnyire csak 20—30 m vastagságú, *mind függőleges, mind oldalirányban* nagyrészt *jó vízelvezetésű lateritje* a talajvíztükörnek az ép kőzet és a felszín közötti ingadozása miatt függőlegesen *több szintre tagolódik* és azok kifejlődése oldalirányban is jelentősen változik.

A reliktum-szövetekben és -szerkezetekben bővelkedő *szaprolit öv* 2—3, egymásba többnyire fokozatosan átmenő, de ásványtanilag és kémiailag is különböző összetételű szintre oszlik. A legalsót főleg kevert rétegű agyagásványok, illitek, kloritok és montmorillonitok uralják. A középső szint főleg kaolinitből áll; gibbsit csak a felső szintben jelenik meg, de még ennek is a kaolinit a főásványa. A bauxit övbe való átmenet általában fokozatos, és csak néhány előforduláson határolódik el élesen és szabálytalanul. Ám a *bauxit övön belül* is több, különböző színű és szövetű szint ismerhető fel.



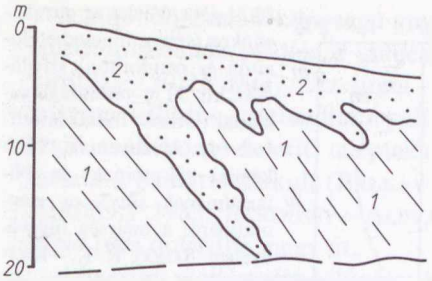
30.18 ábra. A mély *(A)* és magas *(B)* talajvízállású lateritszelvények közötti különbség Valeton (1983) nyomán, némileg módosítva. — *C*: A SiO_2 és az Fe_2O_3 megoszlása a brazíliai Trombetas bauxittelepének egyik kutatóaknájában Greig *in* Bárdossy—Aleva (1990) nyomán, egyszerűsítve

A: *1.* Üde anyakőzet. — *2.* Éles alsó határú, vékony szaprolit. — *3.* Laterit ferrallit-kéreggel (*f*: gibbsit, goethit, hematit). — *4.* Talaj és erodált szelvényrész.

B: *1.* Üde anyakőzet. — *2.* Erősen mállott anyakőzet. — *3.* Szmektites szaprolit. — *4.* Kaolinites szaprolit. — *5.* Laterit *Al*-kéreggel *(a)*. — *6.* Vaskéreg (hematit–goethit). — *7.* Talaj és erodált szelvényrész.

Rsz: reliktum szövetelemek. — *Usz*: új szövetelemek.

C: *1.* Sárga agyag. — *2.* Gumós bauxit. — *3.* Vaskéreg. — *4.* Bauxit. — *5.* Átmeneti öv. — *6.* Szaprolit.



30.19 ábra. A brazíliai Poços de Caldas melletti fonolit-fejtő szelvénye BÁRDOSSY (1983) szerint

1. Üde fonolit. — *2.* Okkersárga bauxit.

Alsó, rendesen lágyabb részét maradvány-szövetek és -szerkezetek, felső részét az elemek újrarendeződése következtében gumós, pizoidos, konkréciós, csöves és kollomorf szövetek és a keménység fokozódása jellemzi. A bauxitos öv tetejét helyenként 0,4—4 m vastagságú, igen kemény, üreges páncél alkotja. Ilyen felszíni vagy felszínközeli páncél inkább a vegetáció nélküli vagy füves térségeken fejlődik ki; sűrű tropikus erdő alatt azonban igen ritka (30.2. fejezet). A mállási szelvényt rendesen 0,2—2 m vastagságú, sötétszürke, humuszos talaj borítja *(30.3 ábra)*.

Az egyes zónák kifejlődése és ásványtársasága a vízelvezetés erősségétől és a pH–Eh viszonyok alakulásától függ. Ezt a következő példák bizonyítják:

(1) A brazíliai trópusi esőerdők övében levő *trombetasi* lelőhely fiatalon szétszabdalt platóján a vékony — de bomló szerves anyagban igen gazdag — *talajtakaró* alatt sárga, laza *agyagréteg* található. E réteg felső részének Al- és Fe-tartalmát a lefelé mozgó, erősen savas oldatok a réteg alsó részébe vezetik, és ott lefelé egyre szaporodó alumíniumos és vasas gumókat létrehozva ejtik ki. A gibbsites és hematitos–goethites konkréciók kb. 14 m felszín alatti mélységben előbb 0,05—2,5 m vastagságú, agyagos kötőanyagú, *gumós szintté* sűrűsödnek, ez alatt pedig max. 2 m vastag, összefüggő, konglomerátumos szerkezetű *vaskéreggé* egyesülnek. A max. 7 m vastagságú *bauxit öv* e vaskéreg és a szaprolit öv között helyezkedik el *(30.18 ábra: C;* BÁRDOSSY—ALEVA 1990).

(2) Az ugyancsak nedves-trópusi klímájú, de széles völgyekkel erősen széttagolt *Cauca y Valle*-i (Nyugat-Kolumbia) lelőhely 5—10°-os lejtőin legvastagabb bauxittelep *vaskéreg nélkül*, közvetlenül az 1—2 m vastag *talajtakaró* és az agyagos *szaprolit öv* között helyezkedik el. A bauxit övet sárga és barna színű, lágy, kaolinit- és halloysittartalmú laterites és bauxitos agyagba ágyazott, kemény, gibbsites konkréciók alkotják (BÁRDOSSY—ALEVA 1990).

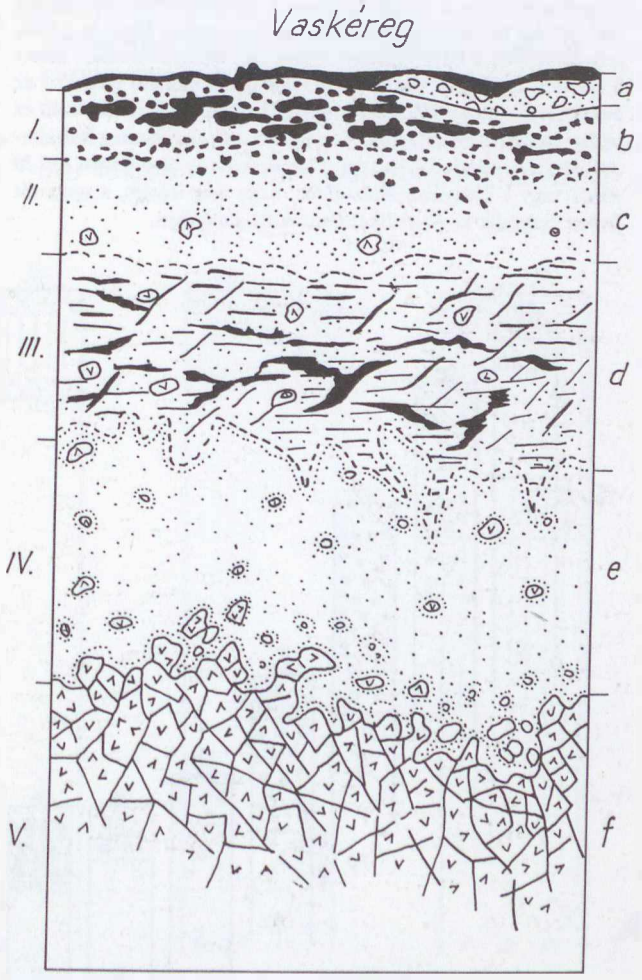
A *szaprolit övnek* rétegszilikátok (kaolinit, szmektitek) a főásványai, de lefelé egyre csökkenő mennyiségben Fe- és Al-ásványokat (hematitot, goethitet, valamint gibbsitet) is tartalmazhat.

(3) Az elemek vándorlását és különböző szintekben való dúsulását a puha, képlékeny anyagon át történő vízátszivárgás tartja fenn. A nedves időszakokban képződött szelvényrészek teteje pedig kiszáradáskor — új szöveti elemek képződése közben — páncélszerűen megkeményedik. Ennek az igen különböző anyakőzeteken kifejlődő típusnak szép példái VALETON (1983) szerint az indiai Gujaratban, a Guayanai-pajzs K-i részére eső Surinamban, továbbá Arkansasban és még sok más helyen tanulmányozhatók.

A lateritek felhalmozódási mechanizmusának lényegét MCFARLANE (1983) a következőkben látja:

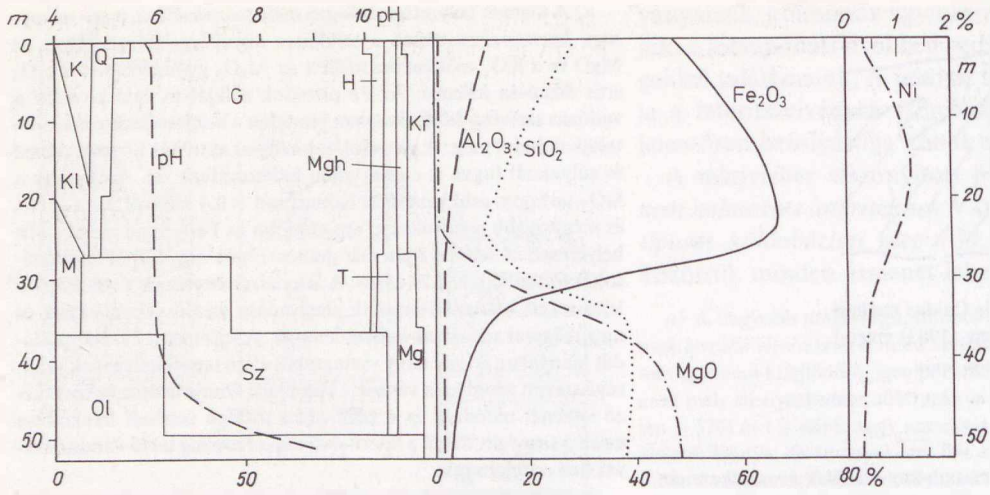
a) A kiemelt helyzetüknél fogva *mély talajvízállású, nagy vastagságú lateritszelvények*nek a szilikátos anyakőzet fölötti részét az MgO és a SiO_2 csökkenése mellett az Al_2O_3 gyöngébb s az Fe_2O_3 erős dúsulása jellemzi. Az Fe pizoidok alakjában való kiválása a vadózus szelvény felső részeiben rendesen a mechanikailag is zavart talajban indul meg. A pizoidok a biológiai aktivitás következtében és súlyuknál fogva is e szint alján halmozódnak fel. Átmérőjük a SiO_2-tartalom csökkenésével hamarosan $<0{,}4$ mm-ről 2 cm-ig nő, és még tovább is növekszik, amint előbb az Fe-t, majd az Al-t Mn helyettesíti. A feltalaj alján már gumós–rögös vagy tömör lerakódásokat formálnak *(30.20 ábra)*. A lateritszelvényeknek a vas állandó lejtő menti utánpótlódásának elmaradása esetén vékonyaknak és meg-megszakadóaknak kellene lenniük. A lejtőmenti Fe-utánpótlódás hiányában is igen nagy vastagságot elérő lateritszelvények tanúsága szerint azonban a vasnak a stabilitási szintje tetején bekövetkező ismételt oldódása és e szint alján történő ismételt lerakódása útján a szaprolit övből a laterit övön át a felszínig tartó vándorlásával kell számolnunk.

A szerpentinesedett ultrabázitok elsődleges ásványaiból a mállás során kiszabadult Ni azonnal a *ferrihidrit*hez (CSUHROV *et al.* 1975:



30.20 ábra. Szerpentinit fölötti lateritszelvény vázlata (Nonoc, Fülöp-szigetek), MERCADO, J. M. O. in *Lateritisation Processes* (1981, p. 48) nyomán

a: Áthalmozott laterit. — *b:* Vörösesbarna, lágy laterit, vasas konkréciókkal. — *c:* Világosbarna, képlékeny laterit. — *d:* Sárgásbarna és narancssárga színű, vörös- és zöldfoltos, alján Ni-tartalmú laterit, sötét színű, csaknem párhuzamos magnetit-konkréciókkal. — *e:* Felül lágy és zöldessárga, alul zöldesszürke, közepesen kemény, elbontott szerpentinit. — *f:* Kemény, sötétszürke, üde szerpentinit.



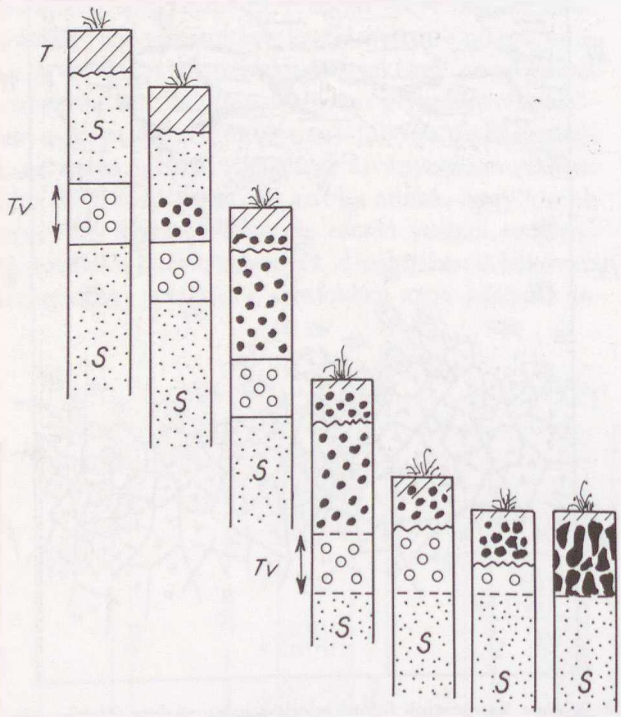
30.21 ábra. Vázlat az ultrabázitokon (szerpentinesedett duniton és peridotiton) kifejlődött, kb. 30 m vastagságú sukindai (Orissa, India) lateritszelvény ásványainak, főbb kémiai alkotóinak és Ni-tartalmának súly%-os megoszlásáról a mélység függvényében, SAHOO, R. K.—KAADEN, G. V. D.—MÜLLER, G. in *Lateritization Processes* (1981) szerint

K: Kaolinit. — *Kl:* Klorit. — *M:* Montmorillonit. — *Q:* Kvarc. — *H:* Hematit. — *T:* Talk. — *Mgh:* Maghemit. — *Kr:* Kromit. — *G:* Goethit. — *Sz:* Szerpentin. — *Ol:* Olivin.

$HFe_5O_8 \cdot 4\,H_2O$) vagy a *goethit*hez csatlakozik adszorpció, rácsbeli helyettesítés vagy a Ni-hidroxidnak a goethittel való bensőséges összenövése révén. A szelvényben a vasásványok a MgO és a SiO_2 erős kilúgzódása következtében viszonylag felhalmozódnak. Mivel a szelvény egy adott szintje vasfázisainak kialakulása megelőzi az alatta levő szintek vasfázisaiét, azért kristályosabbak is azoknál; ez pedig rontja Ni-visszatartó képességüket. Ennek folytán a felszabadult Ni lefelé vándorol, és vagy a lateritszelvény alsó részén *(30.20 ábra)* vagy a közepén *(30.21 ábra)*, vagy még lejjebb, a szaprolit övben csapódik ki *Ni-szilikát* (garnierit) alakjában.

b) A *magas talajvízállású lateritszelvényekben* a vasas pizoidok a talajvíz-ingadozás szűk övezetében képződnek. Az ilyen típusú lateritbauxitokban (pl. Weipa, Ausztrália) a helyileg mobilizálódott Al és Fe újrakicsapódása konkréciós, gumós és pizoidos szöveteket hoz létre. Ezek keletkezési helye azonban a talajvízszintnek — pl. völgybevágódást követő — süllyedésével egyre lejjebb tolódik. A bevágódás megszűntével stabilizálódott talajvízállású helyeken a vadózus öv vastagsága lecsökken, s a pizoid-koncentrátum végül is csőszerű üregekkel hálózott („vermiform"), goethitben dús, tömeges lateritté alakul *(30.22 ábra)*. Ahol pedig a talajvízszint regionális süllyedés következtében a felszínig emelkedik és mocsarak alakulnak ki, ott *reszilifikáció* indul meg, s a kezdeti vastartalom nagy része kilúgzódik.

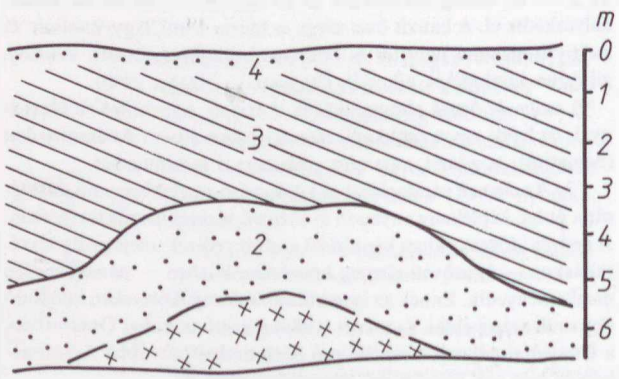
A lateritszelvénynek a talajvíz közvetlen hatása alatt álló, a legoldékonyabb elemek feldúsulásával jellemzett, kis redoxpotenciálú, alsó részében anélkül megy végbe az anyakőzet szilikátásványainak 2 : 1 típusú agyagásványokká alakulása, hogy — a kiszáradással és újra-átnedvesedéssel járó anyagmozgás hiányában — az anyakőzet szövete elroncsolódnék. Ezt a nagy porozitású, de az anyakőzet szövetét az ásványok pszeudomorfózisa ellenére is megőrző málladékot, a szaprolitot, a reá korábban alkalmazott *„lithomarge"* (= kőzetszegély) kifejezés hangzás szerinti átvétele alapján a magyar szakirodalomban sokáig, de helytelenül, „litomárgá"-nak nevezték *(30.3 ábra)*.



30.22 ábra. Talajvíz-befolyásolta lateritszelvény kialakulása völgybevágódás okozta talajvízszintsüllyedés esetén, MCFARLANE (1983) nyomán

T: Feltalaj (*A* szint). — *S:* Szaprolit. — *Tv:* A talajvíz-ingadozás öve.

Az *üres körök* a frissen képződő, a *durva pontok* a korábban létrejött pizoidokat, az *utolsó oszlop fekete foltjai* a vermiform lateritet jelzik.



30.23 ábra. A guineai Kassongoni melletti vasúti bevágás szelvénye BÁRDOSSY (1983) szerint

1. Üde dolerit. — *2.* A doleritből keletkezett kis SiO_2-tartalmú bauxit. — *3.* Agyagos lateritté mállott gotlandiumi pala. — *4.* Bauxitosodott gotlandiumi pala.

A különböző mállékonyságú anyakőzetek *szelektív bauxitosodás*ának példája a guineai Kassongoni előfordulás *(30.23 ábra)*. Az itteni — csak kaolinites lateritté mállott — gotlandiumi palába nyomult, rendkívül mállékony dolerit teleptelér teteje kis SiO_2-tartalmú bauxittá alakult (BALKAY—BÁRDOSSY 1967; BÁRDOSSY 1983, BÁRDOSSY—ALEVA 1990). A bauxit lefelé friss doleritbe megy át.

*A laterites mállás*nak a kilúgzást és bauxitképződést elősegítő *geomorfológiai feltételei* MCFARLANE (1983) szerint:

a) az anyakőzet felszínének a relatív erózióbázis fölötti elhelyezkedése,

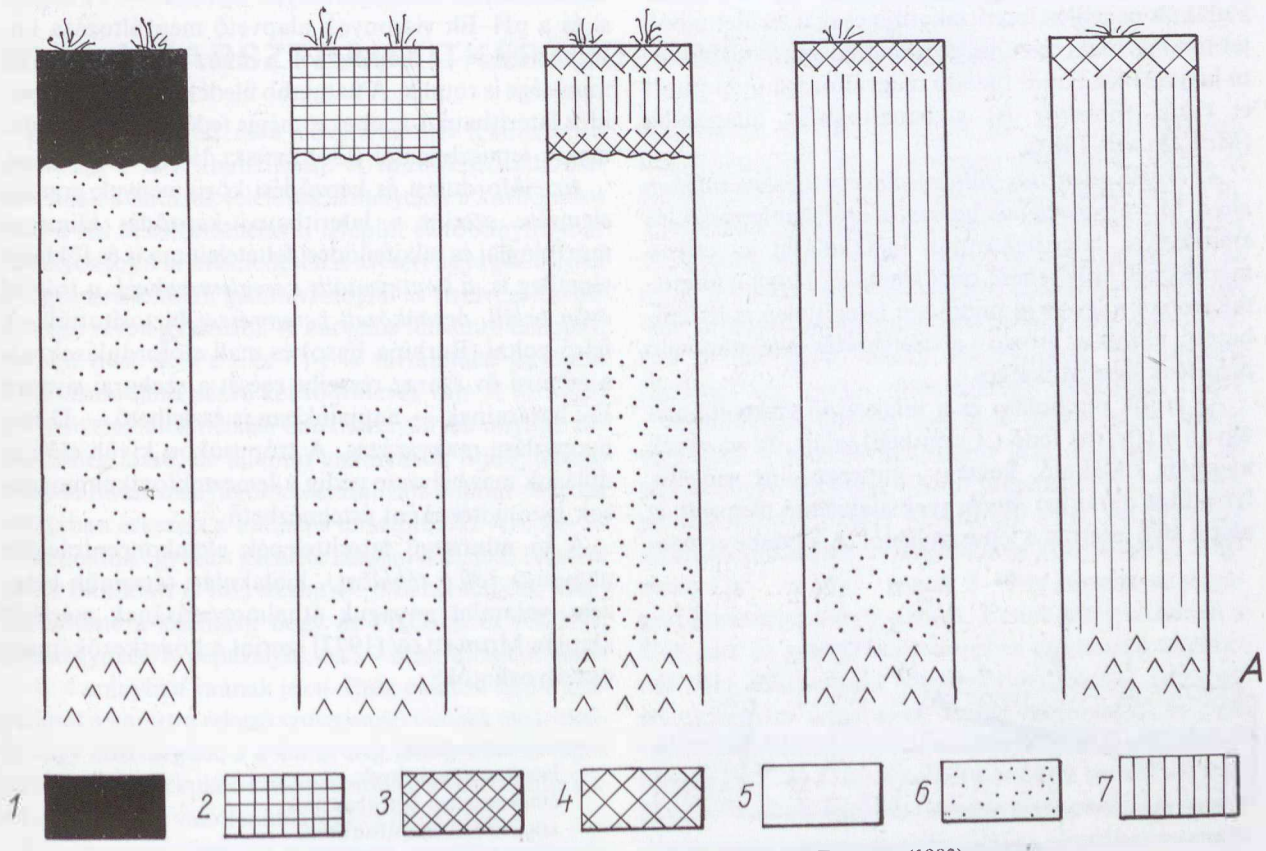
b) a csapadék jobb beszivárgását biztosító, lapos és vízáteresztő térszín *(30.24 ábra)*,

c) az átszivárgó vizek oldóképességének és a talajvízáram sebességének fenntartása érdekében, az egykor összefüggő, nagy kiterjedésű peneplének felszabdalódásával létrejött vagy a mállási folyamattal egyidejűleg kialakult, meredek oldalú „kisplatós" térszín,

d) a platók lejtésének 10°-nál kisebb volta (ennél nagyobb lejtőszögek esetén ui. a kémiai mállás már nem mindig bír lépést tartani az erózióval).

Mindamellett nagyobb kiterjedésű, alacsony (Weipa) vagy közepes helyzetű (Darling Range: DNy-Ausztrália) penepléneken, dombvidékek többé-kevésbé enyhe (max. 30°-os) lejtőin és homorú dombtetőin (Poços de Caldas: Brazília; Cauca provincia: Kolumbia; Gujarat: India; Los-szigetek: Guinea), hegyvidékek meredek (max. 45°-os) lejtőin (Serra da Montiquiera: Brazília), kicsiny medencékben és lapos völgytalpakon (South Gippsland, ill. York-fok: Ausztrália) is találhatók lateritbauxitok. (Az utóbbi lehetőség mechanizmusa felől a *30.25 ábra* tájékoztat.) A kisplatós típus (Dekkan-fennsík; Ny- és DK-Afrika; Guyana-pajzs; Dél-Vietnam stb.) viszonylagos magassága 10—400 m; alakja pedig szétszabdalódásának mértéke szerint változik. Bauxitjainak minősége a körvonalukból számított *„szabdaltsági index"* növekedésével javul (BÁRDOSSY 1983).

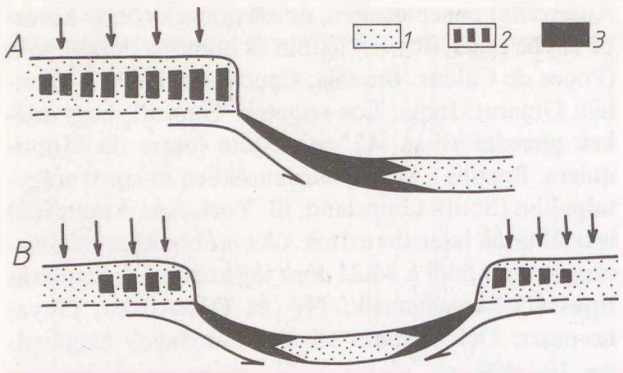
A kisplatós formák létrejötte az erózió növekedésétől kísért, hosszan tartó tektonikai nyugalmat, majd ezt követő lassú, esetleg szakaszos epirogén kiemelkedést föltételez. Az 1 m vastagságú ferrallitkérgek keletkezéséhez szükséges időt különböző kutatók — a körülményektől függően — 2—3 évszázad és 190 000 év között állapítják meg; az 50—100 m vastagságot is elérő teljes lateritszelvények létrejötte pedig általában már földtani időtartamokat igényel. Megnehezíti a



30.24 ábra. A laterit képződésének a feltalaj vízáteresztő képességétől való függése, MCFARLANE (1983) nyomán

1. Impermeábilis laterit. — *2.* Gyöngén áteresztő laterit. — *3.* Közepesen áteresztő laterit. — *4.* Igen jól áteresztő, bauxitos laterit. — *5.* Erősen kilúgzott (kifakult) szaprolit. — *6.* Gyengén kilúgzott szaprolit. — *7.* Bauxit.

A: Üde anyakőzet.



30.25 ábra. Bauxitképződés *A:* kisplatók szegélyén, *B:* völgybevágódás után, McFarlane (1983) nyomán, némi módosítással

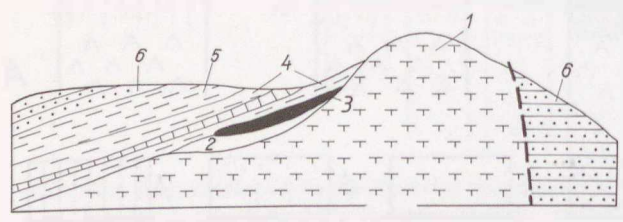
1. Laterit. — *2.* Gyengébb minőségű bauxit. — *3.* Lepusztulással képződött bauxit.

A nyilak a csapadékhullást, ill. a talajvíz mozgásának a nedves évszak alatti irányát jelzik.

képződési idő megítélését a laterit kövületmentessége, és hogy fekvője helyenként — bár, mint Bárdossy (1983) hangsúlyozza, korántsem mindig — idős kristályos kőzet. Ha pedig fedője nincs, de képződését a jelenkori éghajlati viszonyok is lehetővé teszik, időbeli besorolásáról csak igen gondos geomorfológiai elemzés alapján nyilatkozhatunk. Ilyenkor gyakran merül föl annak gyanúja, hogy egy denudációs periódusban kialakult peneplén laterittakarója csak a terület újbóli tektonikus reaktivációja, geomorfológiai és vízföldtani helyzetének ehhez fűződő megváltozása után jutott el (akár többször is) a bauxitosodás állapotába (McFarlane 1983).

Az erózió intenzitás-változásainak a szerepe valóban nagy. Míg a peneplének hosszú és erőteljes lepusztulás eredményei, laterittakarójuk kialakulását az erózió mértékének csökkenése teszi lehetővé. Hogy a laterittakaróban nagy és jó minőségű bauxittelep is létrejöhessen, ahhoz az erózió s a vízelvezetés ezzel párosuló megélénkülése szükséges.

Az erdők pusztulása és a talajerózió eltávolíthatja ugyan a lateritet fedő (*A* szintbeli) talajt, de az ennek nyomán kialakuló, kemény, impregnációs szövetű, ferrallitos duricrust *tanúhegyek* alakjában megvédi az alatta levő lateritet a lepusztulástól. A kevésbé cementált, konkréciós szövetű páncélok könnyen aprózódó törmeléke viszont a völgyfenekek és teraszok alacsonyabb térszíneire áthalmozódva, az oldalirányú talajvízmozgással kialakult cuirasse-ok anyagát gyarapítja *(30.6 ábra)*. Ennek következtében *az alacsony térszíni* (low level) *lateritbauxitoknak nemcsak a lerakódási formái, hanem a szöveti, kémiai és ásványtani sajátságai is különböznek a magas térszíni* (high level) *bauxitokétől.* Ennek az eredetileg Grubb-féle (1973) megkülönböztetésnek az igazi értelme — mint láttuk — nem annyira a bauxitelőfordulás abszolút magasságában, hanem annak a környezetéhez viszonyított, relatív kiemelkedésében van. A legnagyobb — helyenként 300—400 m-t elérő — magasságkülönbségek Indiában (a Keleti-Ghatokban és a Dekkan-fennsíkon) vannak. A bauxittelepek többsége azonban csak 50—200 m-rel, Dél-Vietnamban pedig csak 10—40 m-rel emelkedik környezete vagy a szomszédos völgytalpak fölé.



30.26 ábra. Alsó-karbon gabbró *(1)* mélyedésében wesztfáli *(4)*, stefáni *(5)* és alsó-perm *(6)* üledékek alatt megőrződött laterittelep mélyebb *(2)* és bauxitos *(3)* szintje Nowa Rudán (Lengyelország). — Vázlat

Az eróziónak a laterittakaró teljes lepusztulásával járó, túlságos megerősödésekor *autochton bauxitosodás*ra már csak egy új ciklusban kerülhet sor. Az áthalmozott lateritanyag bauxitosodása pedig főleg annak karsztos térszínre való áttelepülése után folytatódhat. A terület süllyedése folytán talaj- vagy tengervízzel elöntött lateritszelvények fejlődése — a kilúgzási és a pH–Eh viszonyok alapvető megváltozása következtében — megáll, sőt a már kialakult bauxit minősége is romlik. A fiatalabb üledékekkel elborított, idős lateritbauxit-telepeket mégis fedőtakarójuk védte meg a lepusztulástól (Górzyński 1966; *30.26 ábra*).

Az előfordulási és képződési körülmények gondos elemzése szerint a lateritbauxit-képződés klimatomorfológiai és talajfejlődési feltételeit ma is és földtörténetileg is, *a kontinentális kéreglemezeknek a trópusi övön belüli, óceánközeli peremrészei* biztosították. A felső-voltai (Burkina Faso) és mali előfordulásoknak a trópusi öv száraz részeibe esését a szaharai sivatag D-i határainak — napjainkban is észlelhető — D felé nyomulása magyarázza. A trópusokon kívüli előfordulások mai helyzete pedig a lemeztektonikai mozgások bizonyítékaként értelmezhető.

A jó minőségű laterittelepek elemkoncentrációik nagysága *(30.6 táblázat)*, kialakulási térszínük helyzete, valamint anyaguk áthalmozódásának mértéke alapján Mikhajlov (1977) szerint a következőképpen osztályozhatók:

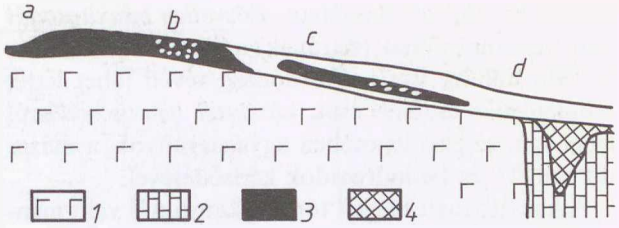
— laterites vasércek,
— laterites mangánércek,
— áthalmozatlan lateritbauxitok,
— áthalmozott lateritbauxitok.

Az át nem halmozott lateritek fennmaradási esélyei magas térszíni helyzetük miatt általában az áthalmozottaké-

nál jóval csekélyebbek. Ennek ellenére szórványosan bár, de 3,1 milliárd évig föllelhetők *(30.32 ábra)*.

Vaslateritek a kréta közepe és a neogén vége között, *Mn-lateritek* a devon elejétől a paleogén végéig leggyakoribbak.

A lateritbauxit az anyakőzet megváltozása esetén agyagos lateritbe vagy laterites vasércbe mehet át. Fokozatosabb ez az átmenet, ha a bauxitképződést a helyi geomorfológia és éghajlata határozza meg. *Vi-*



30.27 ábra. A bauxittelepek oldalirányú fáciesváltozásai a mugodzsári területen Novikov, V. M. (1980) *in* Bárdossy (1983) szerint

1. Részben mállott paleozóos gabbró. — *2.* Mészkő. — *3.* Laterites bauxit. — *4.* Áthalmozott bauxit.

a: Laterites bauxittelep. — *b:* Helyileg áthalmozott bauxittelep. — *c:* Tyihvini típusú bauxit szárazföldi üledékekben. — *d:* Karsztbauxit.

30.6. táblázat. A jó minőségű laterittelepek és anyagkőzetük (protore) súly%-os elemtartalmának átlagai és a dúsulás szorzószámai*

Alkotórész	Anyakőzet	Lateritbauxit	Dúsulás
Al_2O_3	15—20	45—65	≥3
Fe_2O_3	40—50	50—68	~1,5
Mn	1—2	30—45	~35
Ni	0,1—0,3	1—2	5—10

* Valeton (1983) nyomán.

lágméretekben a bauxitok három főcsoportjának elterjedése mégis elkülönül (30.31 ábra). Csak kevés olyan kis kiterjedésű terület van (pl. Mugodzsár; Belgorod; Nowa Ruda; Középső Timán-hegység; Csabodetszk), ahol a lateritbauxit — nyilván az erózió és az áthalmozódás következtében — a tyihvini, ill. a karsztbauxithoz kapcsolódva fordul elő (Bárdossy 1983; *30.27 ábra*).

30.10 A KARSZTBAUXITKÉPZŐDÉS KÖRÜLMÉNYEI

Ezek az éghajlat és a növénytakaró tekintetében azonosak a lateritbauxitéval. A mutatkozó eltérésekért azok a hatások felelősek, amelyeket a karbonátos fekü a reá diszkordanciával települt és többnyire már bizonyos fokú lateritesedésen is átesett agyagos üledék kilúgzására kémiai, geomorfológiai és vízelvezetési sajátságai révén gyakorol. A karsztos térszínre települő, Al-ban dús, de Fe-t és Ti-t is tartalmazó agyagok szállításmódjára nézve két fő föltevés van. A törmelékes szövetelemek nélküli bauxitszelvények anyaga valószínűleg lassú, de állandó vízfolyások útján, lebegő iszap és humuszanyagokkal stabilizált kolloid oldatok alakjában érkezett a karsztos térszínre. Az Al-, Fe- és Ti-kolloidok együttes jelenléte alapján a szállító oldatok pH-ja Bárdossy (1961) szerint 4—6-ra becsülhető. Megkönnyítette a szállítást, hogy az $Fe(OH)_3$ és $Al(OH)_3$ gélek egymást is peptizálják, ha — mint a bauxitban is — 1 : 4 arányban vannak jelen. Ezen oldatok újra-kicsapódását a karsztra érkező szuszpenzió vizének elpárolgása vagy elszivárgása, s a Ca és Mg ionok okozta lúgos kémhatásra flokkuláló szuszpenziónak a karbonátos kőzet „szűrő"-jén való fennmaradása okozhatja.

Elképzelhető, hogy az inszoláció hatására a lerakódott anyag gyorsan víztelenedik, és az erősen oxidáló környezetben savanyú (erős kilúgzás esetén pedig semleges) pH mellett kriptokristályos allofán, ill. fireclay típusú kaolinit, továbbá Fe- és Ti-(oxi)hidroxidok halmazává lesz, amelyben berthierin, klorit és leptoklorit csak jelentéktelen mennyiségben alakul ki. Törmelékes szövetű telepek esetén viszont az időszakos vízfolyások útján történt, zagyszerű iszapszállításnak az egész térszínre kiható és sokszor ismétlődő leöblítéssel való társulása látszik legvalószínűbbnek, ami parautochton és allochton telepek kialakulását eredményezi (Bonte 1969; Juhász 1988; Juhász—Bárdossy 1989).

A többnyire erősen karsztos felszín mély többrei megvédik a bennük lerakódott laza anyagokat a lepusztulástól, másrészt kitűnő függőleges (vagy centripetális) vízelvezetéssel biztosítják azok ásványainak szelektív oldódását. A karbonátos környezetből származó Ca^{2+} és Mg^{2+} ionok 7—9-re növelik az agyagon átszivárgó esővíz pH-ját. Ennek következtében a SiO_2-nek az amúgy is rendezetlen szerkezetű allofánból való kilúgzódása a szeszkvioxidokéval szemben jelentékenyen felgyorsul, az Al kicsapódik, és vele együtt dúsul a hasonló kationpotenciálú és pH-oldhatóságú Fe^{3+} és Ti is. Kaolinit kiválását részint a Ca^{2+} és Mg^{2+} ionok jelenléte, részint a csapadékkal beszivárgó szerves anyagok pufferhatása akadályozza meg. A lúgos kémhatású fekü akadálytalanul engedi át a SiO_2-kolloidot, meg az alkáliákat, és csupán a Fe- (és Mn-)hidroxidokat tartja vissza kéregszerű goethit és

hematitbevonatok alakjában. *Közvetlen bauxitosodás* csak vulkáni tufának (tefrának) a karbonátos térszínre való hullása vagy ráhordódása révén jöhet létre; minden más esetben csak *közvetett bauxitosodás*ról lehet szó, az első lépcsőben agyagásványok, a másodikban Al- és Fe-hidroxidok képződésével.

A karsztbauxit idegen törmelékanyagtól való mentességét a származási és felhalmozódási terület közé iktatódó mocsaras síkság ülepítő–szűrő hatásával lehet magyarázni.

A karsztbauxitok többségének ősmaradványmentessége miatt leülepedési környezetük pontosabb meghatározása nehézségekbe ütközik. Mégis úgy tűnik, hogy a tengermenti környezetben felhalmozódott bauxitokat a kőszenes, lagúnás és mocsári közbetelepülések, ill. ősmaradványok gyakorisága, az erózióbázis fölött nagyobb magasságban, valóban szárazföldi körülmények között felhalmozódottakat pedig ezek hiánya jellemzi.

A kazahsztáni típusú telepeknek (30.102. fejezetrész: *c*) bauxitlencsék közé települt szenes agyag- és lignitrétegei, a missouri és kínai bauxitok autochton *Stigmaria-, Lepidodendron-* és *Linopteris*-maradványai (KELLER 1958; BENESZLAVSZKIJ 1961 *in* BÁRDOSSY 1977) azonban éppúgy mocsári–mocsárerdei környezetet jeleznek, mint a gánti Bagoly-hegyi bauxit lignites közbetelepülése (KISS—VÖRÖS 1965), a nyirádi, halimbai, szőci és iszkaszentgyörgyi szürke bauxit gyökérmaradványai (BÁRDOSSY 1977), a montenegrói szürke és fehér bauxit növénylenyomatai (*Gleichenia, Pteridophyta, Conifera:* PANTIĆ 1958). Bauxitnak és lignitnek a bauxittest alján való — igen ritka — váltakozását mutatták ki Brignoles-ban (Dél-Franciaország: NICOLAS 1970). A gánti bauxitban talált *Osmundaceae*-sporangium (KISS 1953), az ugyaninnen származó *pollenszemcsék* (H. DEÁK 1967), az olaszfalui Boszorkányhegy bauxitos agyagjából előkerült *krokodil*-fog (IFJ. NOSZKY), a halimbai cseresi telep édesvízi *csigái* (BARNABÁS 1957), az alsóperei bauxit *Munieria*-töredékei (MINDSZENTY *in* SZANTNER—KNAUER—MINDSZENTY 1986) a telepek felső, a lefedődés során fellazult vagy részben át is halmozódott részéből származnak. A halimbai bauxit kevert (felső-kréta és eocén) korú sporomorfáival kapcsolatban (H. DEÁK 1957) azok utólagos keveredése vált valószínűvé. Ezzel szemben a nagyegyházi, csordakúti és mányi bauxitos képződményeknek az eocén vegetációtípusra jellemző sporomorfái pontosan jelzik a bezáró üledék korát (RÁKOSI 1977). A BROKÉS (1976) által a nagytárkányi bauxitösszletből leírt — de sok más helyen is megtalálható — *„Mikroformák"* elsősorban telepazonosításra alkalmasak. A nagytárkányi telep felső-albai (?) és alsó–középső-eocén korú, kifejezetten tengeri *Coccolit*jai áthalmozottak, de a bauxitba kerülésük módja nem tisztázott (BÁLDINÉ BEKE 1974).

Édesvízi–tavi kifejlődésre utaló *csigamaradványokat* találtak a K-i Tauruszban, s az albániai Lesh közelében is. Az egyik provence-i telep felső részén talált *brachiopodák* — a középső rész *Paludina*ival szemben — az édesvízi fáciesnek tengeribe való átmenetét tanúsítják. A svájci Dréveneuse-i bauxittelepből csökkentsósvízi *Astarte*-pad betelepülését említik (BARNABÁS 1961). Az észak-uráli és szibériai paleozóos bauxitok alsó, vörös színű részeit időszakos, édesvizű tavak üledékének tartják, míg felső (szürke) részükből már tengeri ősmaradvány-társaságot *(mészalgák, amphiporák, korallok, pörgekarúak, kagylók)* írtak le. A berdszk–obuhovszki devon telepek kövületes vagy a csabpusztai terület Ugodi Mészkővel fedett bauxitja fokozatosan megy át a fedő tengeri mészkőbe. A mediterrán bauxitok ritka tengeri mészkőbetelepülései (Montenegró) és tengeri *csiga-, kagyló-* és *bryozoa*-maradványai (Dalmácia) ugyancsak a telepek felső részére szorítkoznak (BÁRDOSSY 1977).

A bauxit fosszíliái közül természetesen a helyben élt vagy a lerakódással egyidejű, „autochton" ősmaradványoknak van nagyobb jelentőségük, mert ezek jelzik a felhalmozódás korát, őséghajlati, faciológiai, esetleg paleomorfológiai környezetét, a már ismert telepekkel való korrelálás esélyeit. Az allochton ősmaradványok a bauxitanyag áthalmozódását, újbóli befedődésének előtörténetét világítják meg. A bauxitokkal egykorú üledékek spóra–pollen tartalma alapján pedig paleoklímagörbe szerkeszthető (GÓCZÁN 1973), s ennek „meleg" szakaszai pontosan egybe is esnek a magyarországi bauxitok felhalmozódásának alsó-albai, turon–alsó-szenon, ill. alsó-eocén korával *(30.39 ábra)*.

A mediterrán típusú telepek (30.102. fejezetrész: *a*) zöme transzgressziós rétegösszletek talpán foglal helyet. Lassú tengerelöntés esetén e telepek alsó része még mocsári körülmények között fejlődött ki, és csak felső részük vált lagúnássá vagy sekélytengerivé (mint pl. Gánton). Ilyen viszonyokat tükröz a Halimbai Bauxit és az Ajkai Kőszén Formáció szoros kapcsolata Csabpuszta környékén a felső-kréta szantoni emeletében (HAAS—J. EDELÉNYI 1984), vagy a felső-kréta Ugodi Mészkőre települt Nyirádi Bauxit Formációnak a transzgredáló alsó-eocén tenger Darvastói Formációjával való lefedődése a csabpusztai Kozma-tag területén (J. EDELÉNYI 1984). Az ariège-i típusú telepek (30.102. fejezetrész: *d*) szárazföldiek, ill. mocsáriak, de az egyes bauxitosodási szakaszokat rövid tengerelöntések szakították meg (BÁRDOSSY 1977).

BÁRDOSSY (1977) a bauxit fáciesében a *képződés kora szerinti különbségek*et is megállapít. A jelenkori (jamaicai, haiti, dominikai) és a neogén telepek kifejezetten szárazföldi jellegével szemben a paleogén és mezozóos telepek között már lagúnás és tengeri kifejlődések is akadnak. Az ismert paleozóos telepeknek csak kisebb része édes-, többsége ellenben brakvízi vagy sekélytengeri jellegű, amit tengermenti helyzetük nagyobb betemetődési és fennmaradási esélyei indokolnak. *A tengermenti jelleg* azonban, a bauxitképződés vízátszivárgást és a kioldott anyag távozását igénylő voltának megfelelően, *csak a közeli szárazföldön kialakult, „kész" bauxitnak a lagúnába és a sekélytengerbe való bemosódását jelenti.* Ezt bizonyítja pl. vékony bauxitrétegeknek a hippuriteszes Ugodi Mészkő rétegei közé való települése Csabpusztán, s a kefanédeszi (Helikon-hg., Görögország) bauxitnak a lagúna fáciesű fekümészkőből való fokozatos kifejlődése.

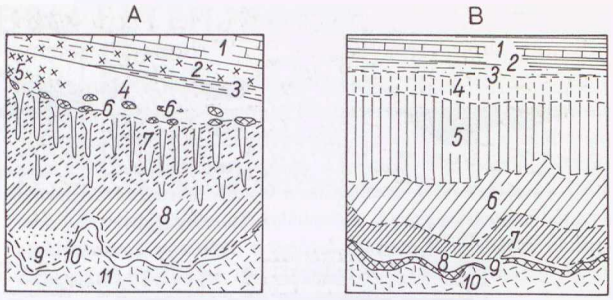
A karsztbauxitképződés színtere tehát olyan, a tengerparttól távolibb, *toronykarsztos* vagy a tengerpart közelébe eső, *kúpkarsztos peneplén* lehetett, amelyet a háttérben levő, középmagas hegyvidéktől átmeneti síkság (halomvidék) választott el. Ilyen geomorfológiai egységeknek és a karbonátos kőzetek széles elterjedésének karsztbauxit-előfordulásokkal való társulása az orogén öveket kísérő *„paraplatform"* területeken gyakori; az orogének flis öve alkalmatlan bauxitkép-

ződésre. A legtöbb karsztbauxit az orogén kiemelkedés kezdeti, viszonylag nyugodt fázisában keletkezett (ide tartoznak csaknem az összes mediterrán és Ariège típusú telepek). A lepusztulásnak és a klasztikus üledékképződésnek az orogenezis csúcspontját követő megerősödése viszont még akkor is felfüggesztette a bauxitképződést, ha az éghajlati viszonyok azt megengedték volna. A lepusztulás csak a magasra emelt bauxittelepek anyagát halmozta át, vagy semmisítette meg; a mélyebben fekvőkét azonban a posztorogén ingressziók üledékeivel elborított negatív karsztos formák többé-kevésbé épen őrizték meg. Helyenként pedig — ahol a klíma azt lehetővé tette — a posztorogén kiemelkedések során a bauxitképződés is újra megindult. BÁRDOSSY (1977) szerint a kazahsztáni típusú telepek 95%-a, a salentói típusúak 74%-a, a tyimáni típusúakénak pedig 12%-a posztorogén (30.102. fejezetrész).

Bár a képződés éghajlati kereteit a karsztbauxitoknál is a kontinensvándorlás jelölte ki, karsztbauxit leginkább ott keletkezett, ahol a lemez ütközés övében kontinentális vagy óceáni mikrolemezek is helyet foglaltak (BÁRDOSSY 1973, 1977, 1981). Ezek uralkodóan karbonátos üledékképződéssel, a gyakori kiemelkedések idején pedig karsztosodással jellemzett fejlődésmenete ideális feltételeket teremtett a karsztbauxitképződés számára. Nagy kontinens- és óceáni lemezek frontális ütközése viszont, ahol a létrejött nagy térszínkülönbségek miatt a durvatörmelékes üledékképződés került előtérbe, nem kedvezett a bauxit képződésének (Andok, Kordillerák, Maghrebidák).

30.101 A karsztbauxittelepek tagolódása

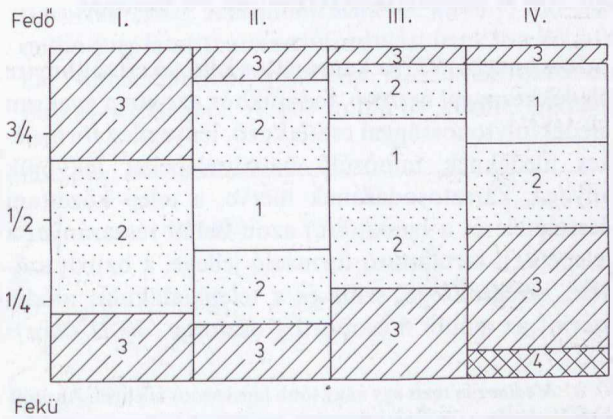
Ez a laterit szelvényére emlékeztető szimmetriát mutat: a jó minőségű bauxitot alul-felül agyagos bauxit, vagy bauxitos agyag veszi körül. A „bauxit övek" *(30.28 ábra)* vastagsága és felszín alatti elhelyezkedése alapján a Dunántúli-középhegységben megkülönböztetett főbb teleptípusok vázlatát a *30.30 ábra* szemlélteti. Az itteni 1. és 2. típusú telepek kialakulását, s a bauxitnak a szelvény aljáig való kiterjedését BÁRDOSSY (1977) a folyamat felülről lefelé haladásával magyarázza. A 3. és 4. típusúakat pedig VENDEL—KISHÁZI—BOLDIZSÁR (1971) nyomán — a bauxitosodási irány inverziójával, vagyis az Al- és Fe-dús kolloid oldatoknak száraz időszakokban fölfelé irányuló kapilláris mozgásának tulajdonítja. A koncentrikus telepfelépítést viszont, amit a bauxitnak a középponttól távolodva minden irányban való agyagosodása jellemez *(30.29 ábra)*, valószínűleg a telepnek mind a jó vízvezető fekü felőli oldalon, mind a felszínen bekövetkező kiszáradása okozza. A peremi részek kiszáradása ui. a telep központi részében levő, SiO_2-tartalmú



30.28 ábra. Két jellemző bauxittelep-szelvény a Dunántúli-középhegységből, BÁRDOSSY (1977) után

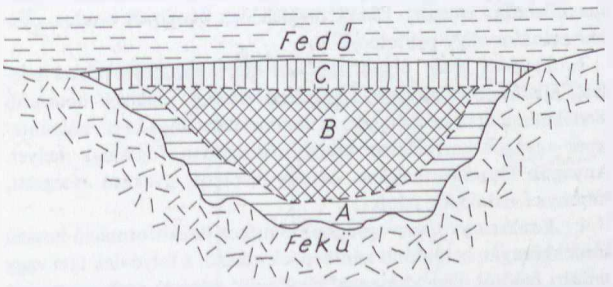
A) Nyirád, Izamajor: *1.* Sárga és szürke miliolinás mészkő. — *2.* Szürke, szenes pirites agyag. — *3.* Tarka–sárga leveles agyag. — *4.* Narancssziínű és világos húspiros, agyagos bauxit. — *5.* Világosszürke, pirites bauxitos agyag. — *6.* Sötét rozsdavörös vaskéreg és vasas fészkek. — *7.* Rozsdavörös bauxit sárga erekkel. — *8.* Rozsdavörös bauxit és agyagos bauxit. — *9.* Rózsaszínű és halványlila bauxitos agyag. — *10.* Okkersárga bauxitos agyag. — *11.* Dolomit (felső-triász). — (*1—3.* Eocén).

B) Gánt, Harasztos, Újfeltárás, Meleges: *1.* Sárga és szürke, melániás mészkő. — *2.* Barnássárga és szürke agyag. — *3.* Vörös és tarka bauxitos agyag. — *4.* Tarka, pizoidos „bauxit-agglomerátum". — *5.* Rozsdavörös és sárgásbarna bauxit. — *6.* Okkersárga és narancssárga, tömött bauxit. — *7.* Vörösbarna, agyagos bauxit. — *8.* Sárga, vasszegény, agyagos bauxit. — *9.* Vörösbarna vaskéreg. — *10.* Födolomit (felső-triász). — (*1—2.* Eocén).



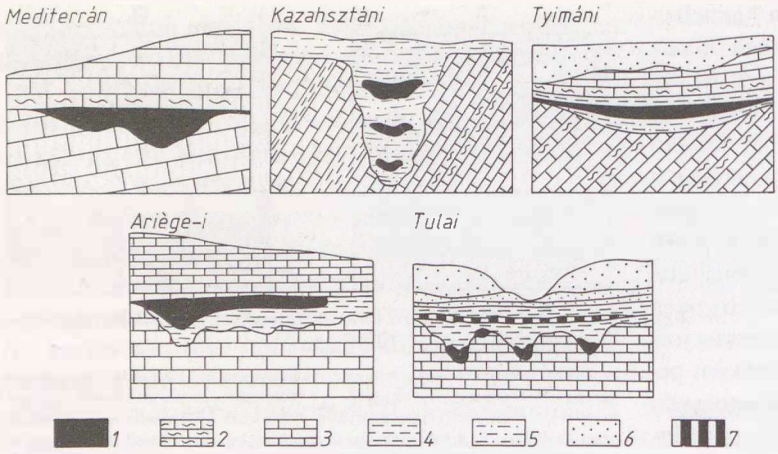
30.30 ábra. A Dunántúli-középhegység bauxittelepeinek a szabad Al_2O_3-tartalom telepen belüli megoszlása alapján felállítható főtípusai. — Elvi vázlat BÁRDOSSY (1961) nyomán

1. és *2.* Bauxit 90—100, ill. 75—90% szabad Al_2O_3-tartalommal. — *3.* és *4.* Agyagos bauxit 50—75, ill. 25—50% szabad Al_2O_3-tartalommal.



30.29 ábra. Koncentrikus felépítésű bauxittelep elvi szelvénye BÁRDOSSY (1961) nyomán

A: alsó, *B:* középső, *C:* felső bauxit öv.



30.31 ábra. A karsztbauxittelepek fő típusai BÁRDOSSY (1979) szerint

1. Bauxit és bauxitos agyag. — *2.* Márga. — *3.* Mészkő vagy dolomit. — *4.* Agyag, agyagkő. — *5.* Homokos agyag. — *6.* Homok. — *7.* Kőszéntelep.

pórusvíz kifelé és fölfelé szivárgása révén — sokszoros ismétlődés után — a középső teleprész tökéletesebb bauxitosodását eredményezi.

30.102 A karsztbauxittelepek fő típusai

BÁRDOSSY (1977) a karbonátos kőzeteken többnyire üledékhézaggal nyugvó, fedőjükhöz azonban gyakran üledékfolytonossággal csatlakozó, lényegileg törmelékes üledéknek minősülő bauxittelepeket fekvőjük anyaga, karsztosodásának mérve, a telep kőzettani összetétele és a bauxit(érc) azon belüli részaránya, a telepe(ke)t tartalmazó formáció jellege, a bauxit szövete, rétegzettsége, színe és a telepkialakulás módja szerint az alábbi 6 csoportba osztotta *(30.31 ábra)*:

a) Mediterrán típus egy vagy több fanerozóos teleppel. Az utóbbiak kétfélék: *a)* a dinári típusúak egy *tisztán karbonátos* rétegsor (= „bauxitformáció") számos (3—9), *rövid* (1—10 millió évet kitevő) és gyors tengerelöntéssel záruló üledékhézagában helyezkednek el; *b)* a dunántúli-középhegységi típusúak (l. a 30.12. fejezetet is) viszont egy finomtörmelékes hozzákeveredésű, *vegyes karbonátos* bauxitformáció kisszámú (1—3), de *hosszabb* (10—20 millió évet felölelő) üledékhézagaihoz kötődnek; ezek egy része azonban a fekü intenzív lepusztulása következtében egyetlen, 70—170 millió éves hézaggá olvadhat össze. A telepeket a kiindulási anyagnak a karsztos aljzat erős hatása alatt, helyben vagy áthalmozás közben történt bauxitosodása jellemzi. Ennek megfelelően bauxitjuk ooidos, ooidos–pizoidos vagy pelitomorf.

b) Tyimáni típus: olyan, mocsári–tavi képződményekkel lefedett, áthalmozott anyagú, rétegszerű telepek, amelyek hosszabb üledékhézag után rakódtak le, és zömmel paleozóos korú, kőszéntelepes–agyagos–karbonátos bauxitformációban foglalnak helyet. Anyaguk finom-törmelékes, ooidos–pizoidos, gyakran rétegzett, többnyire redukciós színű.

c) Kazahsztáni típus: agyagos–homokos bauxitformáció hosszú üledékhézagán belül több szintben jelentkező, a folyóvízi, tavi vagy tengeri fedőtől üledékhézaggal elkülönült telepek; ezek anyaga az eredeti lateritszelvény kis távolságú áthalmozódását követően bauxitosodott. Ennek megfelelően anyaguk mikrotörmelékes–konglomerátumos, ooidos és kollomorf szövetű, részben gyengén vagy kaotikusan rétegzett, de mindig oxidációs színű. Ez a típus — a tyimánival együtt — oldalirányban a szilikátos aljzatú és áthalmozott anyagú tyihvini típusú bauxitba (30.3. fejezet) mehet át.

d) Ariège-i típus: karbonátos bauxitformáció rövid üledékhézagában elhelyezkedő, de mészkőre települt agyagon nyugvó, a lateritthez hasonlóan autochton, pizoidos vagy rétegzetlen, vörös színű telep.

e) Tulai típus: mészkőre települt paleozóos agyagrétegekből a fedő neogén kőszéntelepek felől leszivárgó, erősen savanyú talajvizek hatására létrejött, másodlagos telep. Anyaga pelitomorf vagy kristályos–szemcsés szövetű, rétegzetlen, fehér színű, gibbsites, goethites, halloysites vagy halloysites–kaolinites, a többi típustól eltérően *Ti-mentes* bauxit és bauxitos agyag.

f) Salentói típus: idősebb bauxittelepek neogén korú áthalmozódásával képződött, törmelékes, esetleg gyengén rétegzett, vörös színű, böhmites bauxittörmelékből álló, másodlagos telepek, amelyek hézagtalanul kapcsolódnak transzgressziós fedőjükhöz. (Az utóbbi azonban hiányozhat is.)

Litofáciesük alapján MINDSZENTY (1989) a karsztbauxitokat két csoportra osztja:

a) A talajvízszint fölött képződött, *vadózus karsztbauxitot* az alapanyag és az ooidok/intraklasztok egyenlően oxidált volta jellemzi. Elsődleges Fe-ásványaik között a hematit és/vagy goethit uralkodik; fő Al-ásványuk a gibbsit és/vagy böhmit.

b) A talajvízszint alatt képződött, *freatikus karsztbauxitok* alapanyaga (és néha ooidjai/intraklasztjai is) a vastalanodás miatt halvány színűek. Fő vasásványaik a goethit, sziderit és pirit; a klorit mennyisége változó. Fő Al-ásványaik a böhmit és/vagy a nemmetamorf diaszpor.

A mindkét csoporton belül megkülönböztethető auto-, ill. allochtonia ismertető jegyei:

(1) Az *autochtoniát* általában a helyben növekedett (szegregációs és akkréciós) ooidok jelzik, amelyek külső héjai folytonosan mennek át a környező alapanyagba. Jellemző a lerakódás többékevésbé szabályos osztályozottsága. A nem-gömbölyded szemcsék többsége intraklaszt.

(2) Az *allochtonia* általában az alapanyagtól élesen elkülönülő ooidok/pizoidok és törmelékes szemcsék különbözősége, bauxitkavicsok és nem-bauxit anyagú extraklasztok jelenléte, valamint az ércnek a telepen belüli szabálytalan elhelyezkedése alapján ismerhető fel.

30.11 A BAUXITOK TÉR- ÉS IDŐBELI ELTERJEDÉSE

A Föld BÁRDOSSY (1989) szerint 36,4 milliárd tonna ismert (földtani) bauxitkészletének 88%-a laterit-, 11,5%-a karszt- és 0,5%-a tyihvini típusú bauxit. (Ezek együttes mennyisége sem éri el az üledékes kőzetek mennyiségének százezred részét.) A PATTERSON *et al.*-féle (1986) összeállítás szerint az ismert földtani készletek összege kb. 21 milliárd tonna, a reménybeli és jelenleg gazdaságosan ki nem termelhetőké 28 milliárd tonna, de még további 16 milliárd tonna bauxit fölfedezésére van kilátás *(30.7 táblázat)*.

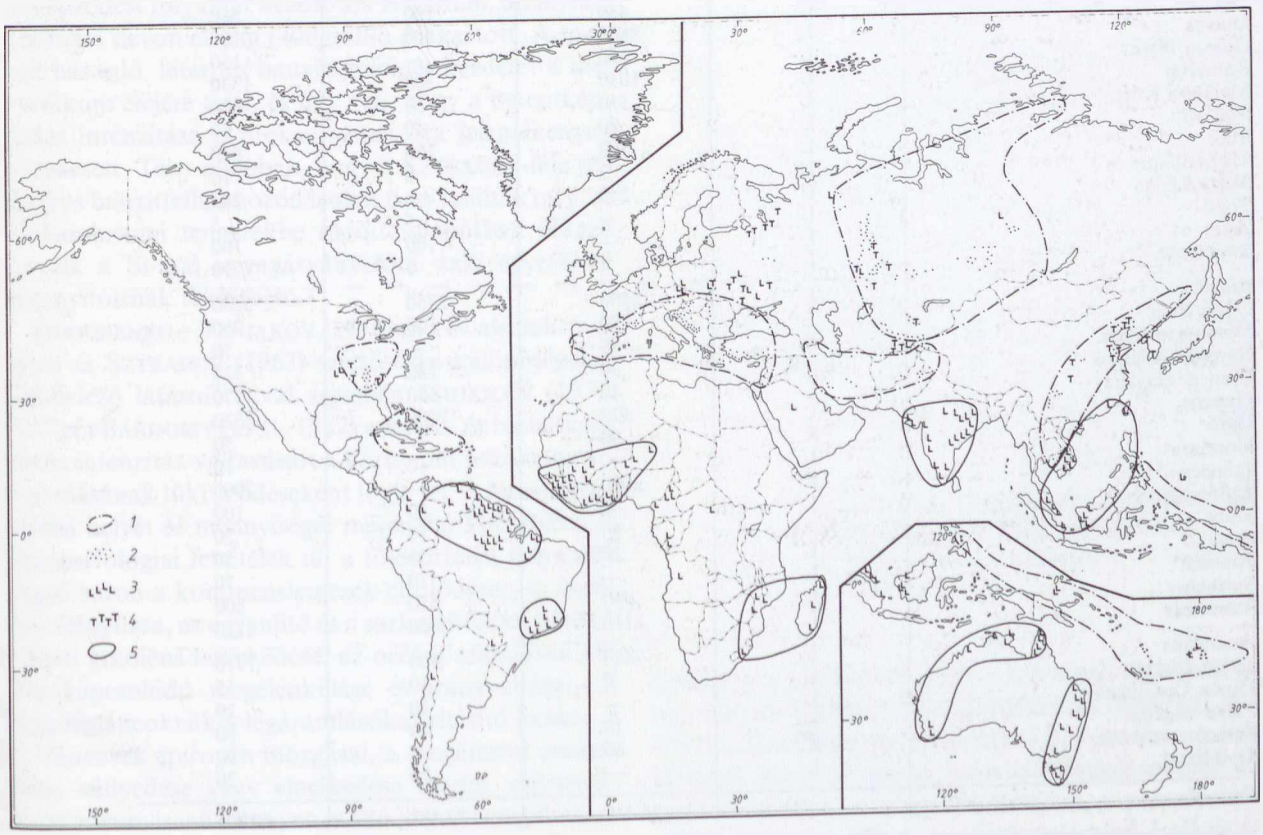
A legnagyobb lateritbauxit-telepek Nyugat-Afrikában, Nyugat- és Észak-Ausztráliában, Brazíliában, Indiában és Indokínában, a legnagyobb karsztbauxit-telepek Jamaicában vannak.

A *lateritbauxitok* fő elterjedése Dél-Amerika É-i és középső részére (Venezuela, Guyana, Surinam, Brazília), Nyugat-Afrikára (Guinea, Mali, Sierra Leone, Ghana, Kamerun), India, Indokína, Indonézia területére, valamint É- és DNy-Ausztrália partvidékére esik, gyakran igen idős aljzatra települ, és 97%-ának nincs fedője. Ezek korát a ma már rendelkezésre álló alapos domborzatfejlődési és klímatörténeti tanulmányok alapján lehet legalább közelítőleg megállapítani. A fennmaradó 3% esetében pedig az ismert korú fekü és fedő közötti helyzet nyújt meglehetősen pontos tájékoztatást. A fiatal anyakőzeteken nyugvó vagy radiometrikus módszerekkel megállapított korú lávák közé települt előfordulások alapján megállapítható, hogy — kedvező föltételek között — a bauxitfelhalmozódás viszonylag gyors [Dél-Vietnamban és Kambodzsában 3—5, a trombetasi területen (Brazília) 2, a kolumbiai Cauca provinciában 1—1,5, a Hawaii-szigeteken < 1,4 millió évet igénylő] folyamat. Hosszabb időtartam esetén természetesen jobb minőségű („éretebb") és vastagabb bauxit keletkezhet. Annak a rétegtani hézagnak az időtartama, amelyben a fedővel letakart, jó minőségű bauxitok megjelennek, legföljebb 10—20 millió év. Az észak-írországi Antrim két miocén korú lávaár közé települt bauxitja esetében azonban ez az intervallum csak 2—3 millió esztendő (BÁRDOSSY 1983).

*Tyihvini típusú bauxitok*kal É-abbra, az USA DK-i államaiban, Ukrajnában, a Ladoga- és Onyega-tó környékén, a Kirgiz SzSzK-ban, Koreában és Közép-Kínában találkozunk.

A legfontosabb karsztbauxit-területek a Földközi-tenger környékén (Közép-Görögország, Magyarország, Dél-Franciaország, Spanyolország, Dalmácia és Montenegró), a Karib-tenger térségében (Jamaica, Dominika), Kelet-Ázsában (Kína: Kujcsou, Santung, Jünnan, Liaoning; Észak-Vietnam) és az uráli–szibériai–közép-ázsiai övezetben (Turgaj-hátság, É-Urál, Közép- és Dél-Kazahsztán) vannak. Az iráni–himalájai, a csendes-óceáni és az USA DK-i részén levő karsztbauxit-területek készletei viszonylag kicsinyek *(30.32 ábra)*.

A *legrégibb* (3,1 milliárd éves, enyhén metamorf) *bauxitelőfordulást* a dél-afrikai Swazilandból ismerjük (HUNTER 1962). Korundba átmenő, kicsiny, 700—900 millió éves lateritbauxit előfordulást írtak le a dél-afrikai Namacalandból, a szibériai Aldan-fennsíkról és a Bajkál-hegységből. A 600 millió év körüli, legrégibb



30.32 ábra. A Föld bauxitelőfordulásai BÁRDOSSY (1986) szerint

1. Bauxitövezetek. — *2.* Karsztbauxit-előfordulások. — *3.* Lateritbauxit-előfordulások. — *4.* Tyihvini típusú előfordulások. — *5.* Lateritbauxit övezetek.

30.7. *táblázat.* A Föld bauxitvagyona*

Ország	Teleptípus	Ismert földtani vagyon	Reménybeli vagyon	Összesen
Albánia	K	—	1	1
Ausztria	K	—	2	2
Csehszlovákia	K	—	5	5
Észak-Irország	L	4	2	6
Franciaország	K>L	230	5	235
Görögország	K	500	200	700
Jugoszlávia	K	350	150	500
Lengyelország	L>T	5	10	15
Magyarország	K	214	40	254
Németország	L	2	—	2
Olaszország	K	100	40	140
Románia	K	50	10	60
Spanyolország	K	—	50	50
SZU (Európa)	L>K>T	150	50	200
Afganisztán	K	—	5	5
Fülöp-szigetek	L>K	20	180	200
India	L>K	2420	300	2720
Indonézia	L	1760	1300	3060
Irán	K	40	60	100
Kína	K>T>L	400	600	1000
Malaysia	L	100	80	180
Pakisztán	K>L	70	50	120
Szaúd-Arábia	L	90	60	150
SZU (Ázsia)	K>L>T	350	50	400
Tajvan	L	—	60	60
Törökország	K>L	130	130	260
Vietnam	L>K	3300	1300	4600
Angola	L	—	10	10
Burkina-Faso	L	—	20	20
Csád	L	—	10	10
Dél-afrikai Közt.	L	10	40	50
Elefántcsontpart	L	120	180	300
Ghana	L	480	100	580
Guinea	L	8600	1500	10100
Guinea Bissau	L	160	—	160
Kamerun	L	1030	300	1330
Malagasi Közt.	L	550	50	600
Malawi	L	20	40	60
Mali	L	560	100	660
Mozambique	L	2	8	10
Sierra Leone	L	240	—	240
Togo	L	—	5	5
Zaire	L	—	100	100
Zimbabwe	L	5	5	10
Brazília	L	2450	2750	5200
Costa Rica	L	80	120	200
Dominikai Közt.	K	50	—	50
Egyesült Államok	L>K	40	280	320
Francia Guyana	L	40	130	170
Guyana	L	520	7000	7520
Haiti	K	50	—	50
Honduras	L	—	10	10
Jamaica	K	2000	—	2000
Kolumbia	L	50	50	100
Kuba	K>L	10	10	20
Mexikó	L	20	30	50
Panama	L	—	70	70
Suriname	L	450	350	800
Venezuela	L	1110	5000	6110
Ausztrália	L	7410	500	7910
Fidzsi-szigetek	L	5	10	15
Pápua Új-Guiena	L	—	10	10
Palau-szigetek	L	10	40	50
Salamon-szigetek	K	60	—	60
Új-Zéland	L	—	20	20
Összesen		36417	23588	60005

*BÁRDOSSY (1989) szerint, millió tonnában.

K = Karsztbauxit. — L = Lateritbauxit. — T = Tyihvini típusú bauxit.

karsztbauxitokat a Szaján-hegységben fedezték fel. A bauxitképződés devonban kezdődő első föllendülésének csúcsa az alsó-karbonra esik. A júra/kréta határon induló második, és sokkal nagyobb föllendülés a neogén elején tetőzött, de egyre inkább a lateritbauxitok javára tolódott el. Az egyenlítőtől távolabb eső indiai lateritek kora SCHMIDT—PRASAD—RAMANN (1983) szerint felső-kréta–alsó-tercier, az egyenlítőhöz közelebb esőké pedig középső–felső-tercier. A bauxit képződésének a paleocénre és eocénre eső, második csúcsát az oligocénben tapasztalt visszaesés után újabb, a neogén—kvarterre eső tetőzés követte *(30.8 táblázat, 30.33 ábra)*.

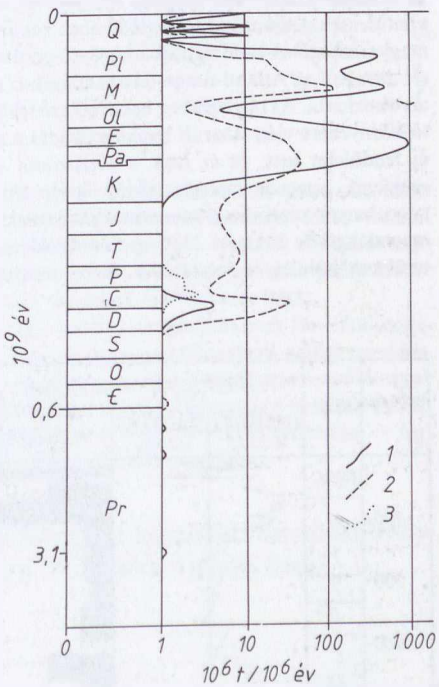
A bauxitkészleteknek ezt a földtani korok szerinti ingadozását SZIDORENKO—TENJAKOV (1976) a lepusztulás és az agyagos kőzetekké való visszaalakulás *(reszilifikáció)* számlájára írja, s úgy véli, hogy a laterit- és bauxitképződés feltételei az archaikum óta lényegileg a maiakkal azonosak voltak. Ezzel szöges ellentétben, a Fe, a Mn és az Al geokémiai rokonsága alapján SZTRAHOV (1963) azt föltételezi, hogy a földi bauxitok legnagyobb tömegei a prekambriumi óceánok pelágikus régióiban, a szalagos vas–mangánércekéhez hasonló kémiai kicsapódással jöttek létre. Bár e bauxitképződési mód föltételei szerinte csak kb. 800 millió éve szűntek meg teljesen, lehetségesnek tartja, hogy már az 1200. millió évtől tengerparti, törmelékes bauxitképződési folyamat kezdte azt felváltani, amelynek uralma a devon elejéig (400 millió év) tartott. A maihoz hasonló, laterites bauxitképződés kezdetét a mezozóikum elejére teszi, és úgy véli, hogy a bauxitképződés intenzitása a prekambrium óta jelentékenyen visszaesett. Tény azonban, hogy a SZTRAHOV-féle pelágikus bauxitfelhalmozódásokat nem találták meg. A prekambriumi tengerekbe oldott állapotban érkező Al-nak a Si-mal agyagásványokká való egyesülése bizonyítottnak tekinthető.

SZIDORENKO—TENJAKOV (1976) merev aktualizmusával és SZTRAHOV (1963) szélsőséges különbségeket föltételező látásmódjával szemben MIHAJLOV (1975, 1977) és BÁRDOSSY (1981, 1982) a laterit- és bauxitképződés intenzitás-változásait a környezet fokozatos átalakulásának tükröződéseként fogja fel. A bauxit képződési helyét és mennyiségét megszabó klimatikus és geomorfológiai feltételek ui. a földtörténet folyamán végső soron a kontinenslemezek eltolódásai, új óceánok felnyílása, az egyenlítő és a sarkok közötti hőmérsékleti grádiens növekedése, az óceáni áramlások ehhez kapcsolódó megélénkülése és irányváltásai, új hegységláncoknak a légáramlásokat eltérítő hatása, a kontinensek epirogén mozgásai, a tengerszint eusztatikus süllyedése vagy emelkedése szerint változtak. Nagy mennyiségű könnyen málló anyag szolgáltatása révén jelentékenyen elősegíthette a bauxit képződését a magmás működés, a száras növényeknek a devontól kezdve a tengerpartok felől a szárazföldek belsejébe hatolása s a mikrobiológiai aktivitásnak (MCFARLANE 1983) a deszilifikációt előmozdító növekedése. A különböző korú és típusú bauxitelőfordulásoknak az egykori térszínt, a tengeráramlásokat, a paleoizotermákat s a csapadékmennyiségek valószínű értékeit is feltüntető paleomorfológiai és paleoklimatológiai tér-

30.8. táblázat. A lateritbauxit-képződés intenzitása a földtörténet folyamán*

Kor	Időtartam (10^6 év)	Intenzitás (10^6 t/10^6 év)
Pleiszto-holocén	1,8	500
Neogén	20	450
Paleogén	43	350
Felső-kréta	35	60
Alsó-kréta	40	1
Júra	55	11
Triász	35	—
Perm	50	—
Karbon	65	2
Devon	50	1
Szilur	40	—
Ordovícium	65	—
Kambrium	70	—

* BÁRDOSSY (1983) szerint, a lepusztult bauxitmennyiség figyelmen kívül hagyásával.



30.33 ábra. A bauxitképződés időbeli intenzitás-változásai BÁRDOSSY (1986) szerint

1. Lateritbauxitok. — *2.* Karsztbauxitok. — *3.* Tyihvini bauxitok.

képeken való ábrázolása (BÁRDOSSY 1981, 1986) a bauxitképződés időrendi hullámzásainak máris több, idáig rejtélyesnek tűnő kérdését világította meg.

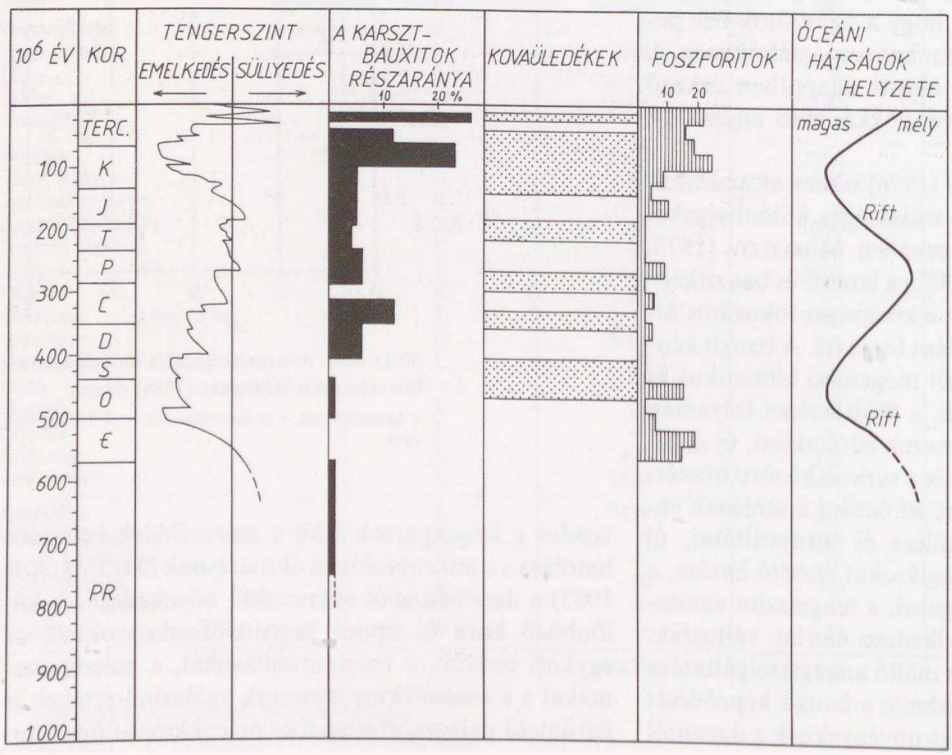
Eszerint a bauxitképződés a prekambrium óta fokozódott, és egyre változatosabb formákat öltött. A Földnek a mától eltérő légkörű és növénytakaró nélküli állapotaiban eleinte csak a tengerparti lagúnákban halmozódhatott föl törmelékesen behordott bauxit, mert a szárazföldi laterites mállás termékei hamar lepusztultak. Az ópaleozóos és devon bauxitok anyagának áthalmozottságát törmelékes szövetük és rétegzettségük bizonyítja. A lateritképződés újpaleozóikumi erősödése s az e korbeli karsztbauxitok berthierines–leptokloritos és kaolinites–szeptekloritos kifejlődése a szárazföldi növénytakaró és a kőszéntelepek nagy arányú elterjedésének köszönhető. A bauxitképződésnek az alsó-karbonra eső első maximuma jól egybeesik a FRAKES (1979) által a globális csapadék- és hőmérsékleti görbe ezen időszakra föltételezett maximumaival; ezt követő visszaesése pedig a felső-karbon eljegesedésnek a gondvánai területeken érezhető hatásával. A mezo- és kainozóikum folyamán továbbfokozódó lateritképződés a növényvilágnak a szárazföldeken való térhódítását követte.

A mediterrán típusú karsztbauxitok triász–júrabeli elterjedése javarészt az ekkor felnyíló Tethys csapadékos partvidékéhez kötődik. A lateritbauxit-képződés föllendülésének már a kréta elején tapasztalható megindulása nem annyira éghajlati okokkal, hanem a déli kontinensek geomorfológiai fejlődésében bekövetkező változásával magyarázható. A cenomántól a középső-eocénig tartó kiszélesedését azonban az Atlanti-óceán felszakadásához fűződő monszunhatás okozhatta. Az oligocénben bekövetkező lehűlés miatt az egyenlítő környékére visszaszorult bauxitképződés a középső-miocén óta új lendületet vett, és ez csak a pleisztocén eljegesedések idején csökkent, hogy az interglaciálisok idején ismét fölerősödjék. A lateritbauxit-képződés a monszun-éghajlatnak az évi 1200 mm-es csapadékgörbe és az évi 22 °C-os hőmérsékleti görbe által határolt területen jelenleg is folytatódik. Ezzel összhangban — egyetlen kivétellel — valamennyi fedő nélküli lateritbauxit-előfordulás az ezen görbékkel körülvett területeken belül helyezkedik el.

A paleozóos bauxitok elsődlegesnek tűnő SiO_2-tartalmának a fiatalabb bauxitokban való csökkenése (a deszilifikáció erősödése) a *mikrobiológiai aktivitás* növekedésével állhat összefüggésben. A karsztbauxit-képződés térhódításában pedig a fekvőül szolgáló biogén karbonátok növekvő elterjedése is szerepet játszhatott.

A laterit- és karsztbauxitképződés ciklusosságát tehát a Föld lemeztektonikai jelenségeinek az éghajlati és geomorfológiai–hidrológiai környezetet módosító, ciklikus természete magyarázza. Annak oka azonban, hogy a jelenkori bauxitképződés aktualitása csak a krétáig (MIHAJLOV 1975, 1977) vagy a mezozóikum elejéig (BÁRDOSSY 1981) terjeszthető ki, nem az ásványképződési törvények megváltozásában, hanem a bauxitfelhalmozódás módjának és körülményeinek eltéréseiben keresendő.

BÁRDOSSYhoz hasonlóan foglal állást e kérdésben VALETON (1983) is *(30.34 ábra)*. Ő a (laterit)bauxitképződés felső-kréta–paleogén eleji föllendülését részint az akkori éghajlat optimális voltának, részint a Gondvána-kontinensek ekkor megindult tönkösödésének tulajdonítja. Ezért szerinte a paleogén előtti, még viszonylag magas térszíni helyzetben kialakult laterittelepeket nagy vastagság és aránylag csekély függőleges és oldalirányú differenciálódás jellemzi. Ezt azonban a paleogén folyamán a tönkfelületek bevágódása és szétdarabolódása következtében megindult erős vertikális és horizontális elemvándorlás és gyakran gélszövetekkel hálózott vaskérgek keletkezése váltotta fel. A telepek elterjedése a klímaoptimum ezen időszakára nézve az éghajlati öveknek a mainál jóval kisebb mérvű elkülönülésére enged következtetni. Ezért az egyidejűleg létrejött szárazföldi törmelékes fáciesek sorát a nagy kémiai, de



30.34 ábra. A bauxitképződéssel egyidejű lemeztektonikai és kőzetképződési események összehasonlítása

VALETON (1983) összeállítása VAIL, P. R. L. *et al.* (1979), BÁRDOSSY, GY. (1981), STEINBERG, M. (1981), COOK, P. J.—MCELHINNY, M. W. (1979) és MACKENZIE, F. T.—PIGOTT, J. D. (1981) adataiból.

30.35 ábra. A földtörténet folyamán képződött bauxitelőfordulások fő típusai, PATTERSON, G. *et al.* (1986) nyomán, egyszerűsítve

I. Lateritbauxitok:

A) Lepelszerű és áthalmozott telepek (Arkansas, USA): *1.* Autochton bauxit. — *2.* Reziduális agyag. — *3.* Áthalmozott bauxit. — *4.* Üledékes kőzet. — *5.* Lignit. — *6.* Nefelinszienit.

B) India: 1. Vörös és sárga agyag. — *2.* Vasas laterit. — *3.* Bauxit. — *4.* Lágy, porózus laterit. — *5.* Lemezes szaprolit. — *6.* Kaolinosodott bazalt. *7.* Üde bazalt.

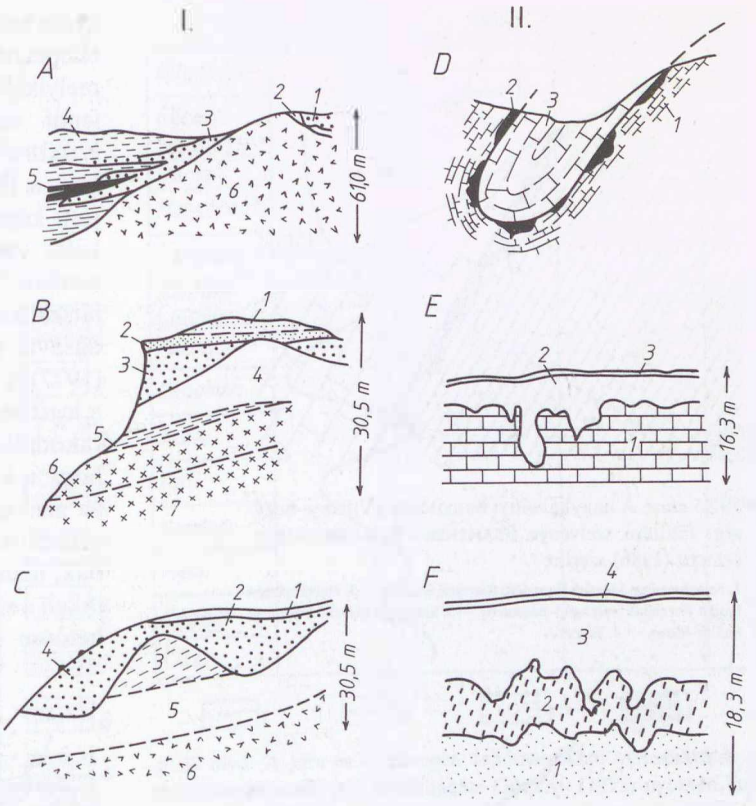
C) Poços de Caldas, Brazília: 1. Felszíni törmelék. — *2.* Autochton bauxit. — *3.* Bauxitos agyag. — *4.* Áthalmozott agyag és bauxit. — *5.* Szaprolitos agyag. — *6.* Szienit.

II. Karsztbauxitok:

D) Gyűrt rétegsorban levő, fészekszerű telepek (Dalmácia): *1.* Idősebb mészkő. — *2.* Bauxit. — *3.* Fiatalabb mészkő.

E) Fészekszerű, gyűretlen telep (Jamaica): *1.* Fehér mészkő. — *2.* Vörös, finomszemű, tömeges bauxit. — *3.* Talaj.

F) Lepelszerű telep (York-félsziget, Ausztrália): *1.* Kaolinites homokkő. — *2.* Mérsékelt kvarctartalmú kaolin. — *3.* Vörös és barna, konkréciós bauxit. — *4.* Talaj.



kicsiny szöveti érettségű (tehát nehézásványokban, kaolinitben, gibbsitben és hematitban gazdag) *„vörös rétegek"* nyitják meg. (Ez utóbbiak részint az idősebb bauxitok különböző szemcsenagyságú, ásványos összetételű és kolloidtartalmú áthalmozódási termékei, részint olyan, kvarcban és stabilis nehézásványokban gazdag törmelékes kőzetek, amelyekhez kevés áthalmozott laterit-részleg is keveredett.) Ezekhez helyben maradt kaolinites („flint clay") vagy Mg-dús (szepiolitos, attapulgitos) agyagkövek, továbbá üledéken belüli vaskérgek és/vagy Ti-dús vas-impregnációk, ezen kívül kovakérgek és/vagy Ti-dús kova impregnációk, helyben maradt gyökérmaradványos talajszintek, végül szulfidokban (vagy másodlagos szulfátokban) gazdag mocsári üledékek (lignitek) csatlakoznak.

A kontinenseken folyó erős kémiai bomlás egyidejű — vagy olykor némi késéssel jelentkező — hatása az óceánokban a kémiai és biokémiai üledékképződés uralomra jutását eredményezte. Ezért a lateritképződés e fő időszakaiban a selfeken kréta–tűzkő–foszfát, kréta–tűzkő–montmorillonit, attapulgit—szepiolit, ill. glaukonit- vagy sziderittartalmú rétegsorok, a mélytengerekben pedig kréta–tűzkő tartalmú fáciesek ülepedtek le (VALETON 1983).

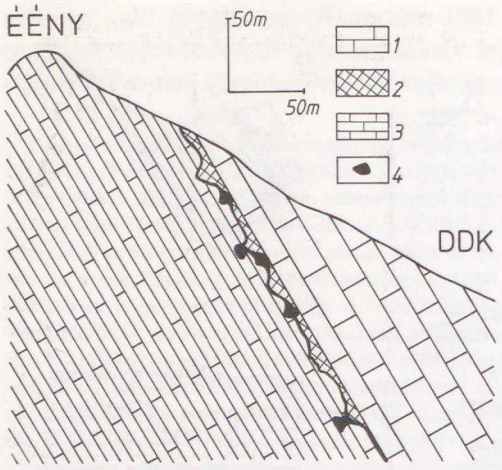
Az oligocéntől kezdve beálló s az éghajlati övek éles elkülönülésére vezető klímaromlás nemcsak a növénytakaró addigi egységességét bontotta meg, hanem az egyidejű tengeri regresszióval megélénkülő erózió révén oly mértékben növelte meg a tengerbe érkező törmelék mennyiségét, hogy az a kémiai üledékképződést — legalábbis a selfeken — teljesen háttérbe szorította.

A földtörténet folyamán képződött bauxitelőfordulások fő típusait a *30.35 ábra* foglalja össze.

30.12 A MAGYARORSZÁGI BAUXITOK

Hazánk 214 Mt jelenlegi földtani bauxitvagyona a Föld 36,4 milliárd tonna földtani baxitvagyonának mindössze 0,58%-a, de Európában csak Görögország (500 Mt), Jugoszlávia (350 Mt) és Franciaország (230 Mt) előzi meg (BÁRDOSSY 1989).

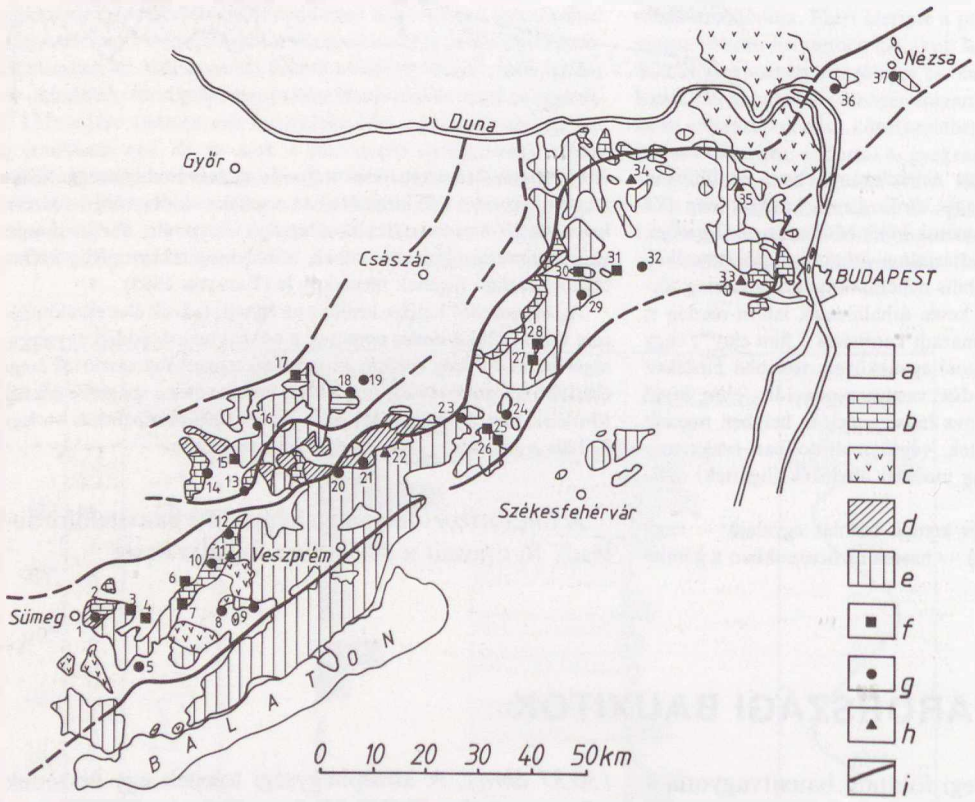
A már lefejtett nagyharsányi (valangini–hauterivi: FÜLÖP 1966) fészkes bauxitteleptől eltekintve *(30.36 ábra)*, valamennyi többi telepünk a Dunántúli-középhegység két bauxitövezetének törmelékes üledékek megjelenésével tarkított rétegsoraiban helyezkedik el *(30.37 ábra)*. A középhegységi telepek egy részének felhalmozódása fekü/fedő viszonyaik alapján viszonylag szűk időhatárok közé szorítható *(30.38 ábra)*. Ezek az alsó-albai, turon–alsó-szantoni és paleocén–alsó-eocén szakaszok a palinológiai adatok és oxigénizotópos mérések alapján bauxitképződésre kedvező éghajlatúnak ítélt időszakokkal *(30.39 ábra)* jól egybe is vágnak (GÓCZÁN 1973). Erre és a jelenkori lateritesedés és bauxitosodás nagy sebességére, valamint a bauxit fennmaradásának viszonylag rövid szállítást és



30.36 ábra. A nagyharsányi bauxittelep (Villányi-hegység) földtani szelvénye SZANTNER—KNAUER—MINDSZENTY (1986) szerint

1. Nagyharsányi Mészkő Formáció (barrémi emelet). — *2.* Harsányhegyi Bauxit Formáció (valangini–hauterivi). — *3.* Szárhegyi Mészkő Formáció (malm–titon). — *4.* Bauxit.

gyors befedődést igénylő voltára tekintettel azoknak a telepeknek a felhalmozódása is e három szakasz valamelyikébe (és ezen belül is a fedő leülepedését közvetlenül megelőző időkbe) illeszthető (SZANTNER—KNAUER—MINDSZENTY 1986; BÁRDOSSY 1977), amelyek a feküjükben levő középső–felső-triász, esetleg jura képződmények és a fedőt alkotó középső/felsőkréta vagy középső-eocén rétegek közötti — szélső esetben 70—170 millió évet kitevő — üledékhézagot látszanak kitölteni. Triász–jura bauxitok fennmaradásával természetesen senki sem számol. BÁRDOSSY (1977) is úgy véli, hogy a bauxit végleges leülepedése a legtöbb előforduláson közvetlenül a fedőrétegek lerakódása előtt történt. Annak lehetőségét azonban, hogy a különböző fedőjű bauxittelepek ugyanannak az alsó-kréta–alsó-eocén korú laterit- vagy bauxitlepelnek a folytatólagos áthalmozódásából származnak, nem zárja ki. Emellett szól szerinte bauxittelepeinken a szorosan vett bauxit változó, de olykor meglehetősen mérsékelt (10—50% közötti) részaránya, a



30.37 ábra. A Dunántúli-középhegység bauxitra produktív sávjai SZANTNER F. (*in* SZANTNER—KNAUER—MINDSZENTY 1986) szerint

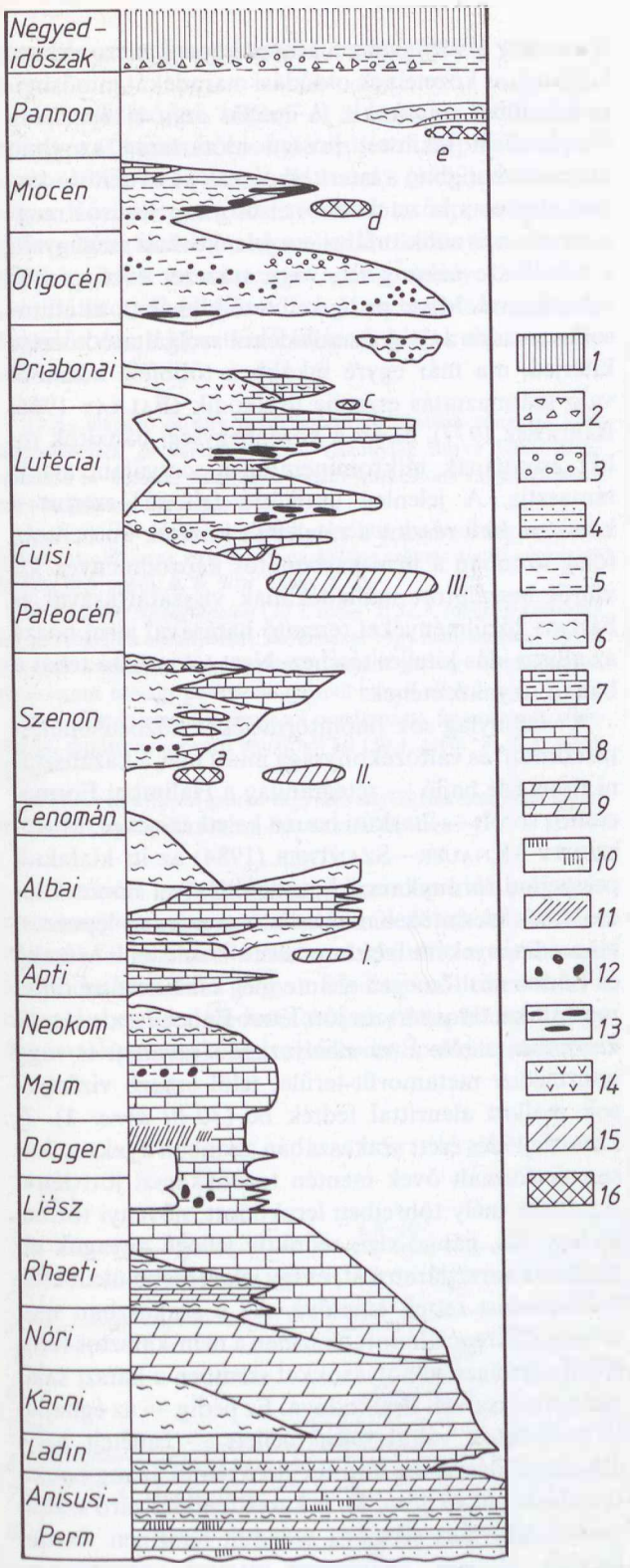
a = Oligocén–kvarter. — *b* = Eocén. — *c* = Neovulkanitok. — *d* = Apti–szenon üledékek. — *e* = Perm–alsó-kréta.

f: Művelés vagy feltárás alatt levő bauxitelőfordulások: *1.* Csabpuszta. — *2.* Nagytárkány. — *3.* Nyirád. — *4.* Halimba. — *5.* Szőc. — *6.* Iharkút–Németbánya. — *7.* Fenyőfő. — *8.* Bakonyoszlop. — *9—10.* Iszkaszentgyörgy. — *11—12.* Gánt. — *13.* Nagyegyháza. — *14.* Csordakút. — *15.* Pilisszántó.

g: Felhagyott bauxitelőfordulások: *1.* Sümeg. — *2.* Zalahaláp. — *3.* Öcs. — *4.* Nagyvázsony. — *5.* Ajka. — *6.* Úrkút. — *7.* Kislőd. — *8.* Csehbánya. — *9.* Bakonyjákó. — *10.* Bakonybél. — *11.* Súr. — *12.* Eplény. — *13.* Alsópere. — *14.* Isztimér. — *15.* Magyarálmás. — *16.* Óbarok. — *17.* Mány. — *18.* Nagyszál. — *19.* Nézsa.

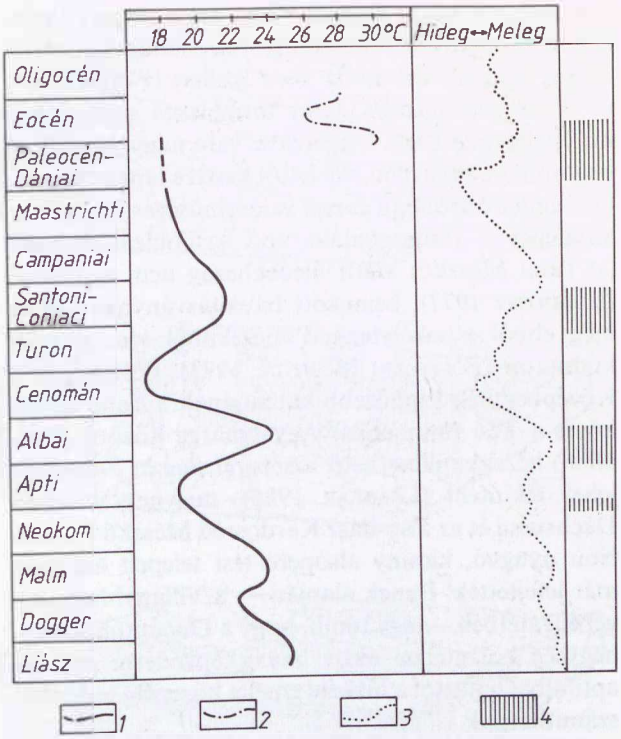
h: Nem-ipari jelentőségű előfordulások: *1.* Tés. — *2.* Budakeszi. — *3.* Bajna.

i: A produktív sávok határa.



30.38 ábra. A Bakony elvi rétegoszlopa KNAUER J. szerint (*in* SZANTNER—KNAUER—MINDSZENTY 1986) az elsődleges *(15)* és az áthalmozott *(16)* bauxittelepek helyzetének feltüntetésével

I. Alsóperci. — *II.* Halimbai. — *III.* Nyirádi Bauxit Formáció. *a* = Szenonban, — *b* = alsó-eocénben, — *c* = felső-eocénben, — *d* = alsó-miocénben, — *e* = pannóniaiban áthalmozott bauxit. *1.* Lösz. — *2.* Fanglomerátum és törmelék. — *3.* Kavics, konglomerátum. — *4.* Homokkő. — *5.* Agyag. — *6.* Márga. — *7.* Mészmárga. — *8.* Mészkő. — *9.* Dolomit. — *10.* Evaporit. — *11.* Radiolarit. — *12.* Mangánérc. — *13.* Kőszén. — *14.* Vulkanoklasztok. — *15.* Elsődleges bauxit. — *16.* Áthalmozott bauxit.



30.39 ábra. A jura és a paleogén őshőmérsékleti változásainak a bauxitképződéssel való összefüggése GÓCZÁN (1973) nyomán, némileg módosítva

1. Belemnoidea-rosztrumokon, — *2.* Nummulites-vázakon mért oxigén-izotópos értékek, — *3.* Palinológiai adatok szerinti ősmérsékletek. — *4.* Kimutatott magyarországi bauxitszintek.

bauxitos és agyagos bauxitos vasércek teljes hiánya és a törmelékes szövettípusok viszonylagos gyakorisága. Számos példa mutatja, hogy az elsődleges fedőnek kiemelkedés okozta lepusztulása esetén a karsztos felszín bauxitcsapdáiban (töbreiben, hasadékaiban és egyéb mélyedéseiben) levő bauxitanyag egy része vagy egésze valóban átrendeződött, majd új (másod-, sőt harmadlagos) fedő alá került. Az áthalmozódás ismétlődése pedig egyre erősödő minőségromlással járt. Az sem tagadható azonban, hogy a klímagörbe *(30.39 ábra)* szerint a bauxitképződésre éppen a felhalmozódási időszakaszokban fennállott kedvező égajlati viszonyok ezt a minőségromlást a bauxitképződés megújítása révén a középső-eocénig bezárólag bizonyos mértékig ellensúlyozták. Ezért a lutéciai emelet előtti bauxittelepeinket és azok fedőit általában *elsődlegeseknek* (mediterrán típusúaknak) lehet tekinteni. Másodlagosaknak főleg a lutéciainál fiatalabb (oligocén, miocén és pannóniai) fedőjű bauxitok minősülnek, amelyek mindegyike bauxitképződésre alkalmatlan klíma hatása alatt halmozódott át, és így a *salentói típus* jegyeit viseli. (Egyes esetekben természetesen a bauxit áthalmozódására a felső-szantoniban vagy a lutéciaiban is sor kerülhetett.)

A Középhegység legidősebb mediterrán típusú bau-

xitjait FÜLÖP (1961, 1964) az alsó-kréta tengeri üledékek heterópikus fáciesének tartotta. Indítékai között a villányi bauxit alsó-kréta kora mellett (FÜLÖP 1966) az is szerepet játszott, hogy törmelékes anyagnak a középhegységi kréta tengerekbe való nagyobb mérvű beáramlása a barrémi emelettől kezdve tapasztalható. Gyöngítette azonban ennek valószínűségét, hogy bauxittelepet a transzgredáló apti krinoideás mészkő (=Tatai Mészkő) alatti üledékhézag nem tartalmaz (BÁRDOSSY 1977), bemosott bauxitásványokat pedig még ebből a sekélytengeri mészkőből sem sikerült kimutatni (FÖLDVÁRI M. *et al.* 1973). Ennélfogva a Középhegység legidősebb bauxitjának a Tatai Mészkő és a Tési (munieriás) Agyagmárga közötti (alsó-albai) hézagba illeszthető *Alsóperei Bauxit Formációt* lehet tekinteni (CSÁSZÁR 1986), melynek a rhaeti Dachsteini és az alsó-liász Kardosréti Mészkő Formáción nyugvó, kicsiny alsópere–tési telepeit azonban már lefejtették. Ennek alapján — a Villányi-hegységgel ellentétben — úgy tűnik, hogy a Dunántúli-középhegység körzetében aktív bauxitképződésre csak az apti/albai határtól a lutéciai emelet közepéig terjedően számíthatunk.

A bizonyítottan turon–alsó-szantoni felhalmozódású bauxitot ma a *Halimbai,* az igazoltan paleocén–alsó-eocén felhalmozódású telepeket pedig a *Nyirádi Bauxit Formáció*ba sorolják.

A felső-triász/alsó-liász, ill. felső-albai közötti *Alsóperei Bauxit Formáció* a Déli-Bakony középső részén, az Északi-Bakonyban s a Vértes ÉNy-i előterében ismeretes (Úrkút, Bakonybél, Olaszfalu, Tés, Bakonynána, Dudar, Csetény, Bakonyoszlop).

A felső-triász és a felső-szantoni között fekvő *Halimbai Bauxit Formáció* a DNy-i és ÉNy-i Bakonyban (Sümeg, Csabrendek, Nagytárkány, Káptalanfa, Nyirád, Halimba, Kolontár, Ajka, Csehbánya, Németbánya Iharkút, Bakonyjákó, Ugod) terjedt el leginkább.

A szenon és a felső-eocén közötti *Nyirádi Bauxit Formációt* a DNy-i és ÉNy-i Bakonyban (Sümeg, Csabrendek, Káptalanfa, Nyirád, Halimba, Kolontár, Ajka, Németbánya) tárták fel.

A középső/felső-triász (esetleg hettangi) fekü, ill. a lutéciai vagy priabonai fedő közötti *Nyirádi Bauxit Formáció* a Bakony egész területén, a Vértesben, a Déli-Gerecsében, a Budai-hegységben és a Duna-balparti rögökben található (Nyirád, Nagytárkány, Halimba, Szőc, Kislőd, Iszkaszentgyörgy, Kincsesbánya, Gánt, Magyaralmás, Guttamási, Fenyőfő, Bakonyszentlászló, Súr, Bakonyoszlop, Bakonyszentkirály, Dudar, Csetény, Aka, Tata, Zsámbéki-medence, Dorog, Nagyegyháza, Csordakút, Mány, Gyermely, Pilisszántó, Nézsa).

E karsztos fekün nyugvó bauxittelepek igen változatos települési formáiról BÁRDOSSY (1977) és SZANTNER—KNAUER—MINDSZENTY (1986) könyvei tájékoztatnak.

A Középhegység prelutéciai bauxitjainak kiindulási anyagát korábban kizárólag a vele (főként DK felől) szomszédos magmás és metamorf kőzetek laterites málladékából származtatták. SZABÓ és RAVASZ (1970) azonban a karbonátos kőzetek közé települt felső-anisusi–alsó-ladin trachittufák és tufitok málladékát, KOMLÓSSY (1970) pedig a középhegységi mezozóikum karbonátos kőzeteinek oldódási maradékát minősítette kiindulási anyagnak. A mállás ezen elképzelések előfeltételeül tekintett hosszú időtartama azonban nincs összhangban a lateritesedésnek és bauxitosodásnak alkalmas kőzeteken — elsősorban bázisos magmatitokon és azok tufáin — a jelenkorban megfigyelt, s mindössze néhány tíz- vagy százezer évet igénylő sebességével. Mivel pedig kedvező klímában az allitosodás minden agyagos málladékot szolgáltató kőzetre kiterjed, ma már egyre inkább a többféle kőzetből való származtatás eszméje uralkodik (BALKAY 1966; BÁRDOSSY 1977), és ezt a középhegységi bauxitok relikt anyagának mikromineralógiai vizsgálata alá is támasztja. A jelenleg uralkodó felfogás szerint a karsztos fekü részint a rátelepült kőzetek autochton, főleg azonban a nem-karbonátos képződmények kívülről beszállított málladékának visszatartásával és bázisos körülményeket teremtő hatásával járul hozzá az allitosodás kiteljesítéséhez. Nem tekinthető tehát a bauxit anyakőzetének.

A viszonylag sok finomtörmelékes közbetelepülést tartalmazó és változékonysága miatt már a kazahsztáni típus felé hajló — rétegtanilag a Halimbai Formációhoz sorolt — iharkúti bauxit keletkezését pl. MINDSZENTY—KNAUER—SZANTNER (1984) az itt kialakult preszenon toronykarszt betemetődésével hozza kapcsolatba. Szerintük a mélyreható preszenon lepusztulás eredményeként felszínre került Dachsteini Mészkő és Fődolomit tömegen eleinte még csak kevéssé differenciált karsztos térszín jött létre. Ennek lapos részeit kezdetben a tőle É-ra elhelyezkedő savanyú és/vagy intermedier metamorfit-terület felől érkező vízfolyások mállott aleurittal fedték be (*30.40 ábra:* **1**). A karsztfejlődés érett szakaszában azonban a tektonikusan preformált övek mentén toronykarszt jött létre. Az ennek mély töbreiben lerakódott, növényi törmelékben dús, pangó-vízi, reduktív jellegű agyagok eltömték a karsztjáratokat, és így jelentősebb üledékfelhalmozódást tettek lehetővé. Az e szakaszban már erősen differenciálódott térszínen a nem-karsztos területről származó vízfolyásokkal szemben a karszt saját vízháztartása vált uralkodóvá. Ez pedig — az éghajlati periódusok váltakozása mellett — ismételt helyi áthalmozódással mozdította elő a málló anyag bauxitosodását (*30.40 ábra:* **2**). A karsztfejlődés záró szakaszában alluviális síksággá szelídült térszínen viszont újra az „allogén" vízfolyások jutottak nagyobb szerephez, hol itt, hol ott rakva le kőzetliszt méretű lebegő hordalékukat (*30.40 ábra:* **3**). A felszín alatti vízelvezetés gyöngülését a bauxittelep felső harmadában a *karsztidegen* kőzetlisztes betelepülések és az eluviális–illuviális zónapárok gyakoribbá válása bizonyítja. A térszín teljes elegyengetődését követően a bauxitképződés lehetőségét a Csehbányai Formáció terresztri-

kuma és az azt követő tengeri transzgresszió szüntette meg.

Hasonló módon képzeli el a *halimbai* előfordulás mindkét (szenon és eocén) szintjének képződését Juhász (1988) és Juhász—Bárdossy (1989) is. Szerintük a Középhegység D-i részének az alpi orogenezis gosau-előtti fázisában kiemelkedett különféle kőzeteiből képződött az a laterites anyag, amelyet vízfolyások szállítottak és raktak le a karsztos medencékben. Ennek során a következő fáciesek kialakulásával számolnak:

a) Az elágazó és újra összefonódó vízfolyások *zátonyait* ívelt mikrolemezek és keresztrétegzés, viszonylag durva bauxitintraklasztok és -ooidok, valamint a bauxit wackestone vagy packstone szövete jellemzi (*30.3. tábla:* **1, 5**).

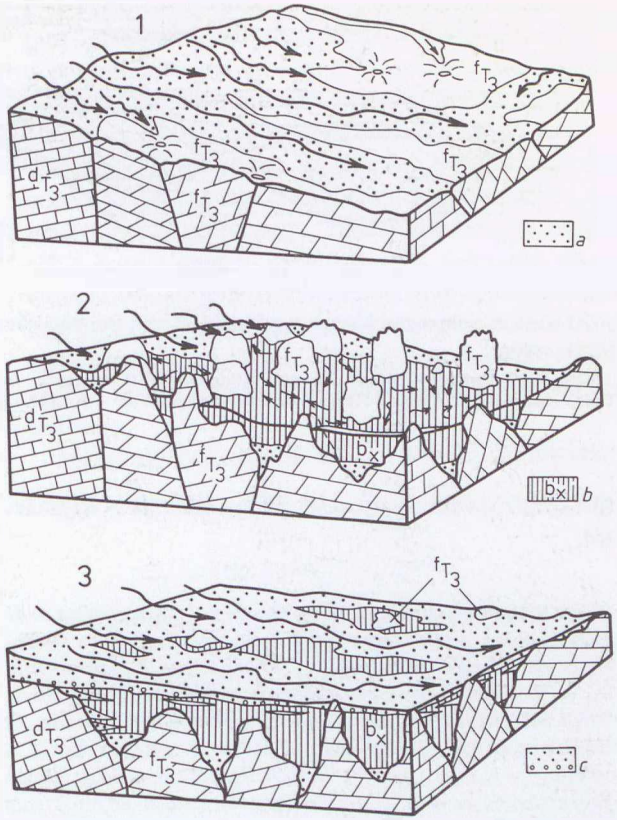
b) A *fenékhordalék* az ooidok, továbbá durvaszemű, osztályozatlan intraklasztok és a bauxit packstone szövete alapján ismerhető fel (*30.3. tábla:* **4, 6**; *30.4. tábla:* **1, 2**).

c) Az *ártéri síksági fáciest* (*30.3. tábla:* **2**; *32.3. tábla:* **3**) különböző, mérsékelten osztályozott, sík-lemezes vagy nem-lemezes, olykor azonban osztályozott rétegességű, ooidos és/vagy intraklasztos, wackestone és/vagy packstone szövetű bauxit alkotja.

d) Az *ártéri medence-fácies* jól osztályozott, finomszemű, síklemezes, mudstone szövetű bauxitból áll (*30.3. tábla:* **3**; *30.4. tábla:* **4, 5**).

e) A *mocsári fáciest* szürke vagy halványszürke, mudstone szövetű, szerves maradványokban dús bauxit képviseli.

A laterites anyagszállítást kőszénláp kialakulása és nem-bauxitos, durvatörmelékes üledékek lerakódása váltotta fel. A hasonló módon képződött eocén bauxit a szenon bauxitnak vagy a felső triász dolomitnak a paleocénben erodálódott felszínére települt úgy, hogy a két telepet csak egy alsó-eocén pollenszemcséket

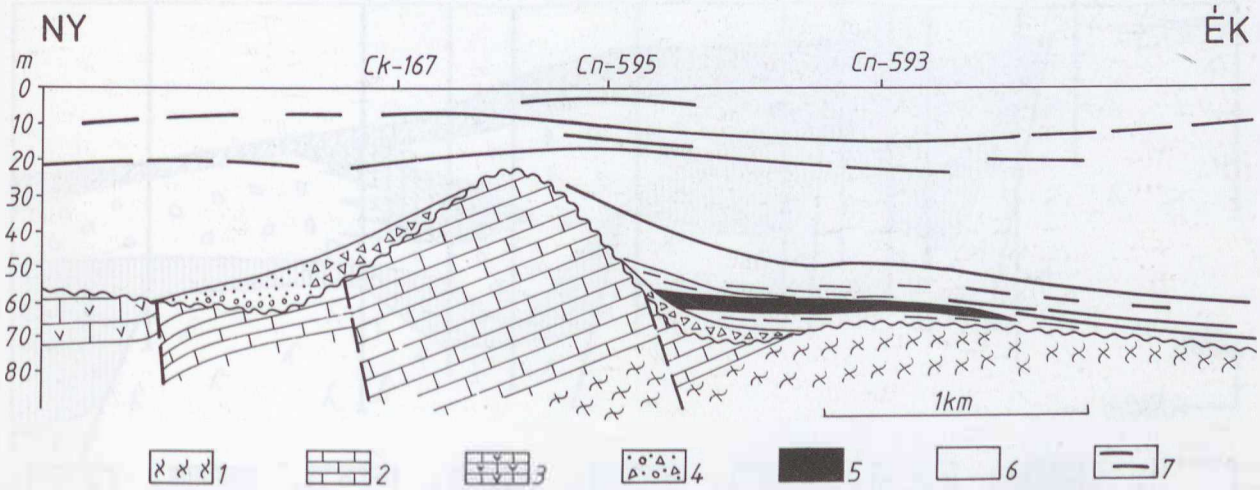


30.40 ábra. Az iharkúti terület domborzatfejlődési vázlata a bauxitfelhalmozódás idején, Mindszenty—Knauer—Szantner (1984) szerint

1. Kezdeti, 2. maturus, 3. végső állapot.

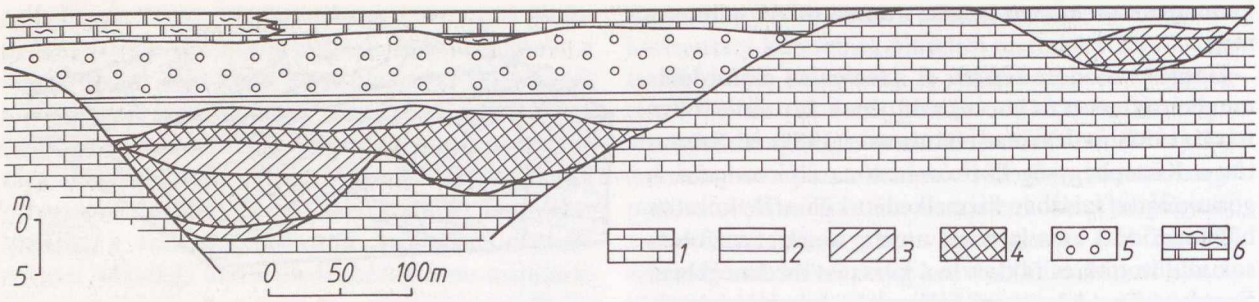
$^{d}T_3$ = Felső-triász dachsteini mészkő. — $^{f}T_3$ = Felső-triász födolomit. — b_x = Bauxit.

a. Mállott aleurit. — *b.* Bauxit (*a—b.* Halimbai Bauxit Formáció.) — *c.* Csehbányai Formáció (felső-szantoni).



30.41 ábra. A terresztrikus Csehbányai Formáció, a Halimbai Bauxit Formáció és az Ajkai Kőszén Formáció rekonstruált kapcsolata Sümeg és Csabrendek között Haas—J. Edelényi (1984) szerint

1. Márga és mészkő (felső-triász: nóri–rhaeti emelet). — *2.* Dachsteini Mészkő Formáció (felső-triász: rhaeti emelet). — *3.* Tatai Mészkő Formáció (középső-kréta: felső-apti emelet). — *4.* Kőzettörmelék, kavics, homok: Csehbányai Formáció (felső-kréta: alsó-szantoni alemelet). — *5.* Halimbai Bauxit Formáció (felső-kréta: alsó-szantoni). — *6.* Édes- és csökkentsósvízi kőzetlisztes márga és mészmárga, homok-, kavics-, aleurolit- és mészkő-betelepülésekkel: Ajkai Kőszén Formáció (felső-kréta: szantoni–alsó-campaniai). — *7.* Szenes agyag, kőszén.



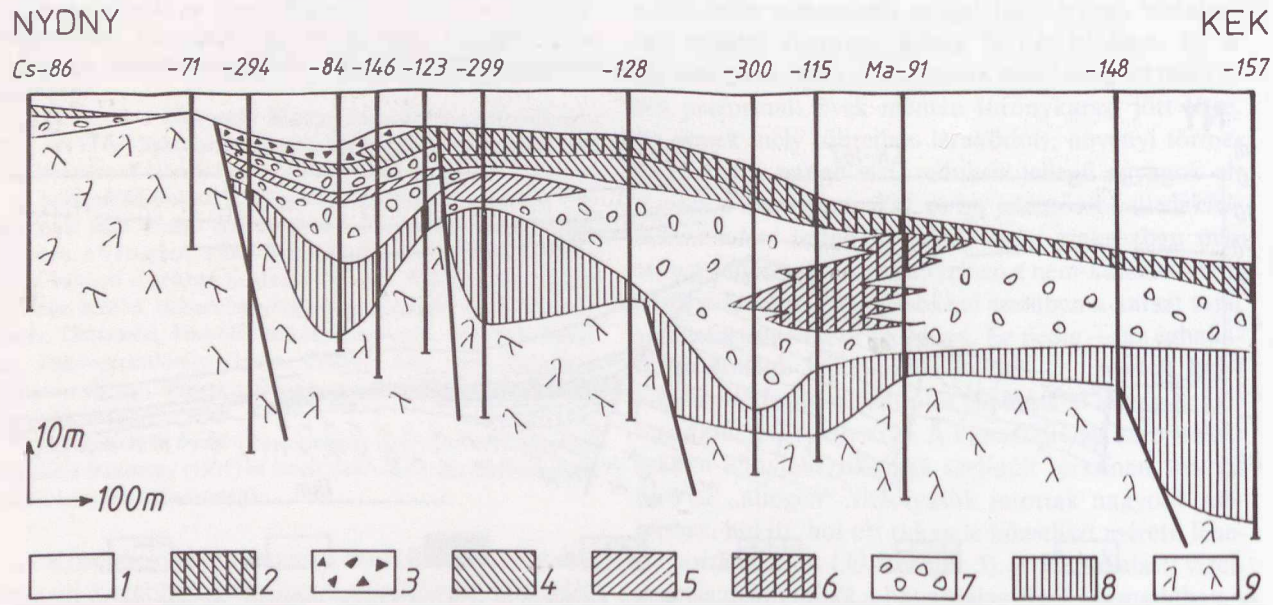
30.42 ábra. A csabpusztai Kozma-tag Nyírádi Bauxit Formációjának a középső-eocén fedővel való, rekonstruált kapcsolata J. EDELÉNYI (1984) szerint

1. Ugodi Mészkő Formáció (felső-kréta: campaniai–maastrichti emelet). — *2.* Agyag. — *3.* Agyagos bauxit. — *4.* Bauxit. — (*2—4.* Nyírádi Bauxit Formáció.) — *5.* Tengeri agyagmárga, kavics, konglomerátum: Darvastói Formáció (az alsó-eocén felső része). — *6.* Mészkő és mészmárga: Szőci Mészkő Formáció (a középső-eocén alsó része).

tartalmazó, vékony mocsári réteg választja el egymástól.

Két különböző korú bauxittelep ismeretes *Csabpusztán* is (*30.41* és *30.42 ábra*). A felső-triász képződményeken nyugvó, s a *Halimbai Bauxit Formáció*hoz sorolható, idősebb telep oldalasan a Csehbányai Formáció felső-kréta terresztrikumával van kapcsolatban, fölfelé pedig az Ajkai Kőszén Formáció felső-szantoni korú édes- és elegyesvízi márgaösszletébe megy át (HAAS—J. EDELÉNYI 1984). A csabpusztai Kozma-tagnak a *Nyírádi Bauxit Formáció*ba tartozó bauxittelepe viszont a felső-kréta itteni zárótagját alkotó Ugodi Mészkő térszíni mélyedéseiben jelenik meg. Közvetlen fedőjében pedig vagy a Darvastói Formáció sekélytengeri kavicsos összlete, vagy az ennél némileg fiatalabb (lutéciai korú) Szőci Mészkő Formáció következik. A szantoni bauxit tehát a szenon üledékciklus kezdeti erős oszcillációval jellemzett időszakának szárazföldi és mocsári képződményeivel egy időben, de azoktól eltérő körülmények között, egy kis mértékű, helyi regresszió idején rakódott le. A laterit eredetű üledékanyagot feltehetően időszakos vízfolyások, nagy erejű záporpatakok szállították felhalmozódási helyére (J. EDELÉNYI 1984).

A szantoni telep ooidos szövete és jóval egyhangúbb mikroextraklasztjai révén jelentősen különbözik az alsó-eocén pelitomorf szövetű és jóval változatosabb mikromineralógiájú bauxitjától. Ezért MINDSZENTY *et al.* (1989) az utóbbit egy új bauxitosodási időszak termékének tartják. Szerintük mindkét telep anyaga idősebb mezozóos kőzetek mállási terméke, amihez az alacsony térszínű karszt vadózus viszonyai között légi szállítású, finom vulkáni törmelék és por is keveredett. A mikro-extraklasztok alapján a bauxitképződés távoli hátterében a szenon idején mészalkáli magmatitokból és alacsony átalakulási fokozatú metamorfitokból, az eocénben pedig kontinentális típusú, de jóval intenzívebben átalakult képződményekből álló lepusztulási térszíneket tételeznek fel.



30.43 ábra. A Csabdi és Mány közötti terület 10-szeresen túlmagasított szelvénye a karni Födolomit (*9*) és a Tatabányai Formáció (lutéciai emelet) közötti bauxittelepekkel SZANTNER—KNAUER—MINDSZENTY (1986) szerint

1. Barnakőszén, I. telep. — *2.* Felső bauxitos–barnakőszenes összlet. — *3.* Felső dolomittörmelék. — *4.* Felső bauxittelep. — (*1—4.* Tatabányai Formáció.) — *5.* Köztes bauxittelep. — *6.* Köztes bauxitos–barnakőszenes összlet. — *7.* Dolomitfanglomerátum. — (*5—7.* Nagyegyházi fanglomerátum.) — *8.* Rétegszerű mesterbereki bauxittelep. — *9.* Födolomit (felső-triász: karni emelet).

Nagyon megnehezíti a középhegységi bauxitok kiindulási kőzetének megállapítását az a tény, hogy éppen a krétában megindult és csak a miocénban lezárult lemeztektonikai (horizontális) eltolódások miatt a hegység főtömegének akkori szomszédságát, amelyből a laterites málladékok származhattak, nem ismerjük. Ezért azok beszállításának irányai is hipotetikusak. A hegységtömeg krétabeli és paleogén helyzetének valószínűsítéséhez azonban bauxitjaink további mikromineralógiai vizsgálata is hozzájárulhat.

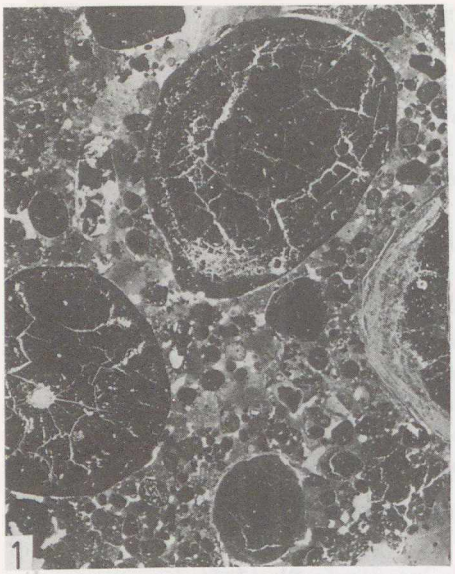
* * *

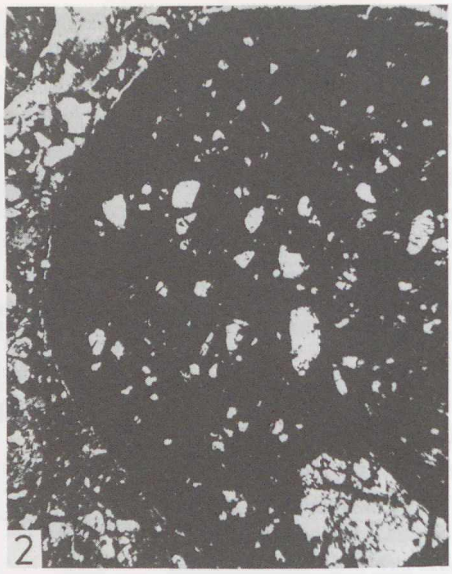
A Középhegység *salentói jellegű*, áthalmozott bauxitjai közül bizonyára Csabpuszta Ajkai Kőszén Formációjának KNAUER J. (*in* SZANTNER—KNAUER—MINDSZENTY 1986) által közölt bauxithomokköve és Padragkút, Úrkút, Ugod ugyancsak felső-szenon képződményekkel fedett, degradált bauxitja a legrégibb. Ide tartoznak továbbá Nagyegyháza, Csordakút, Csabdi, Mány környékének a karni Fődolomiton nyugvó, a cuisi–alsó-lutéciai dolomit-fanglomerátummal összefogazott, és a Tatabányai Kőszén Formációba is átmenő bauxitlencséi *(30.43 ábra)*. Eocén képződményekkel letakart bauxit ismeretes ezenkívül Halimbán, Ajkán, Olaszfalun, Budakeszin. A felső-oligocén korú Mányi Formáció alatt találtak ilyen bauxitot Szár, Bicske, Óbarok közelében, az oligocén Csatkai Formáció alatt Bakonyoszlopnál, miocén rétegekkel fedetten a sümegi Bárdió-tagon és Surgoth-majornál, a pannóniai képződmények édesvízi és brak rétegeinek feküjében Zalahaláp, Sümeg, Sáska, Hegyesd, Öcs, Pula, Nagyvázsony, Iszkaszentgyörgy, Isztimér, Guttamási környékén. Mindezek a közeli kréta–alsóeocén telepek gyakran ismételt áthalmozódásával és lefedődésével keletkeztek. Közöttük a kisebb telepektől a bauxit-eredetű vörösagyagba ágyazott, elszórt bauxitkavicsokig a lepusztulás és elagyagosodás minden terméke megtalálható. Szórványos, kemény bauxitkavicsok ismeretesek az Aggteleki-karszt felszínét borító, neogén–kvarter áthalmozódású vörösagyagból is.

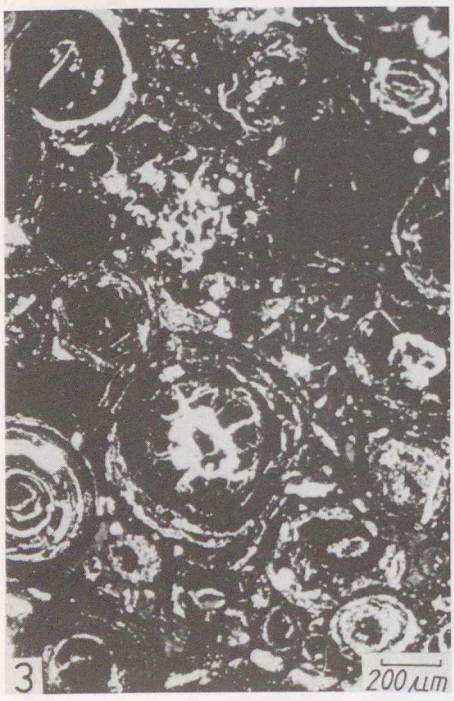
Műrevaló bauxitjaink átlagos kémiai összetétele:

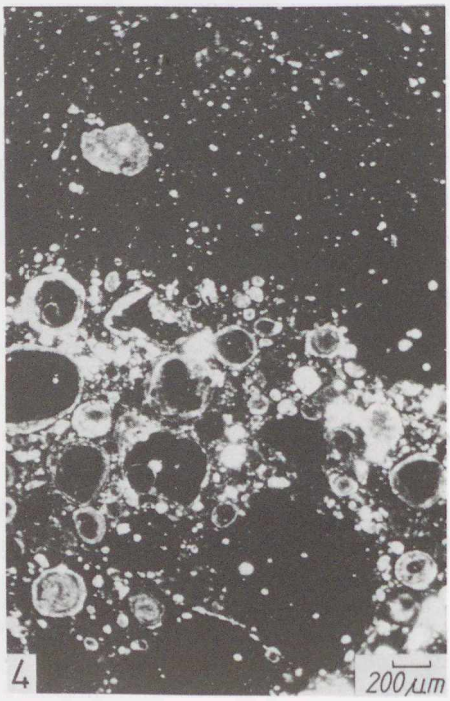
Al_2O_3: 40—61%; SiO_2: 1—10%; Fe_2O_3: 15—30%;
TiO_2: 2—4%;
izz. veszt.: 11—28%.

Környezetünkben az észak-szlovéniai (Bled környéki), ausztriai (Unterlaussa, Dreistätten), szlovákiai (Mojtín, Markušovce, Drienovec) bauxitelőfordulások jellege a Dunántúli-középhegységiekéhez hasonló. A dél-szlovéniai, isztriai, dalmáciai, boszniai, montenegrói telepek már dinári jellegűek. Jó minőségű, de kicsiny villányi telepünkkel nagyjából egyező korú, ám lényegesen nagyobb a királyerdői (Padurea Craiului-i) előfordulás Erdélyben.









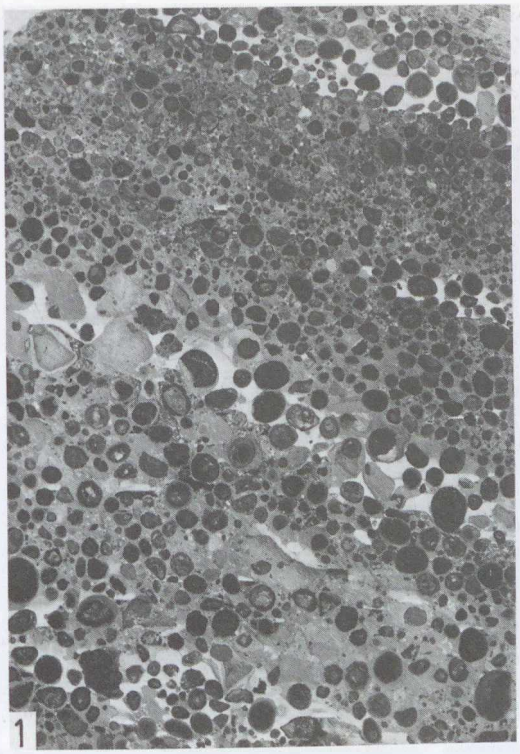
1. Gyengén gömbhéjas pizoidok sugaras és körkörös zsugorodási repedések kitöltéseivel. Az alapanyagban törmelékes mikroszemcsék. — „Kavicsos bauxit", Kazahsztán. 1 N. — Foto: PASZTUHOVA, M. V.

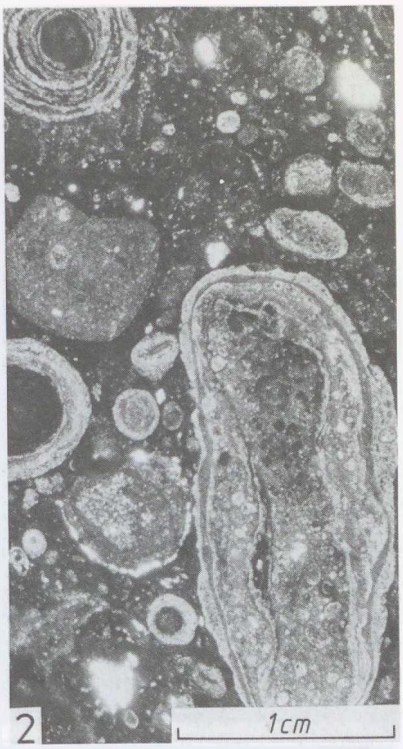
2. Törmelékes kvarcszemcséket tartalmazó bauxitkavics. — „Kavicsos bauxit", Kazahsztán, 1 N. — Foto: PASZTUHOVA, M. V.

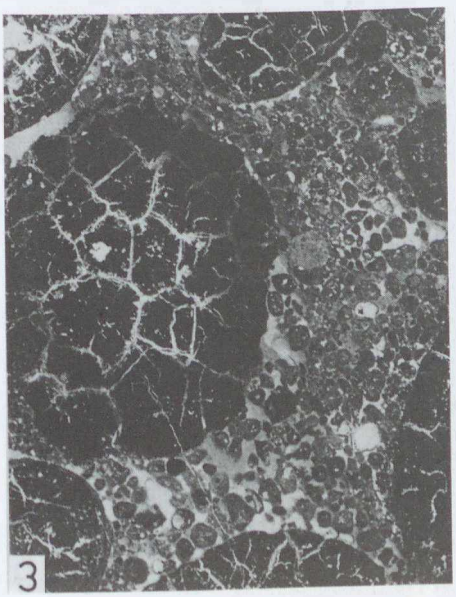
3. Packstone szövetű ooidos, diagén–törmelékes bauxit. A kép alsó harmadában levő, nagy szegregációs fokú ooid radiális és koncentrikus repedéseit jókristályos gibbsit tölti ki. A pórusokban illuviális ferrihidroxid kicsapódások. — Németbánya, az Nb—344. sz. fúrás 62,0—63,0 m-éből. 1 N. — Foto: MINDSZENTY A.

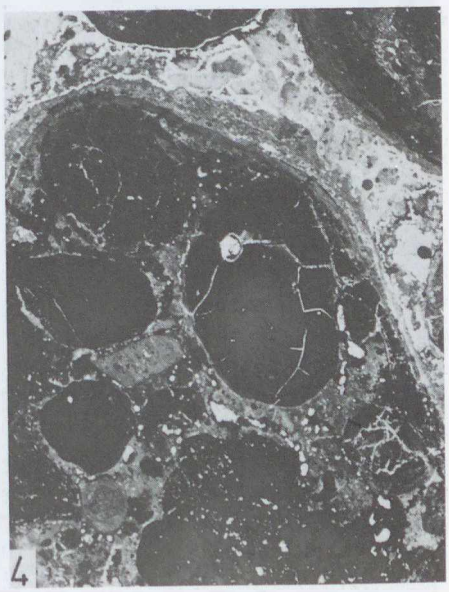
4. A bauxit mikroszemcsés és packstone szövetű ooidos mikrorétegeinek érintkezése. — Németbánya. 1 N. — Foto: MINDSZENTY A.

Az 1—2. kép BÁRDOSSY GYÖRGY, *a 3—4. kép* MINDSZENTY ANDREA *ajándéka.*









1. Osztályozott rétegesség bauxitban. — Kazahsztán. — Polírozott felület.

2. Világosszürke ooidos bauxit, a jobb alsó sarokban szpasztoiddal. — Közép-Görögország, Ghione-hegység: Otavi bauxitszint. — Turon emelet. — 1 N.

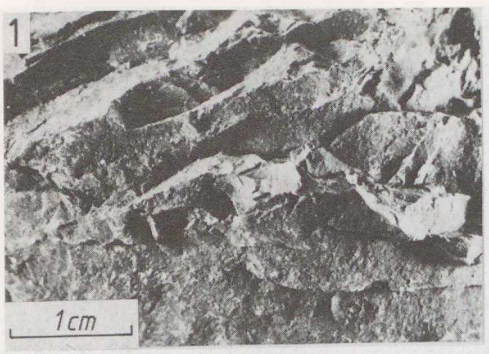
3. Törmelékes mikroszemcsékben gazdag alapanyagba zárt, zsugorodási erekkel hálózott bauxitkavicsok. — „Kavicsos bauxit", Kazahsztán. 1 N. — Foto: PASZTUHOVA, M. V.

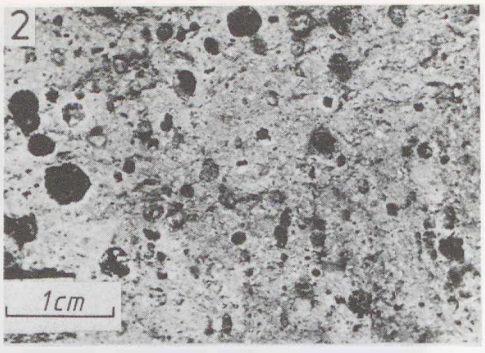
4. Másodlagos bevonattal körülvett, összetett bauxitkavics. — „Kavicsos bauxit", Kazahsztán. — 1 N. — Foto: PASZTUHOVA, M. V.

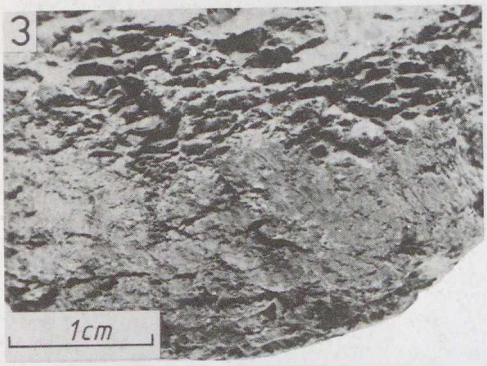
Mind a négy kép BÁRDOSSY GYÖRGY ajándéka.

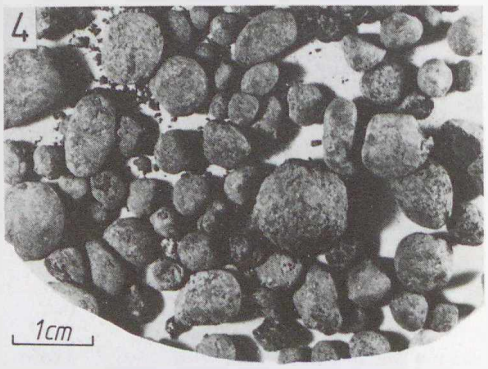
30.3. tábla

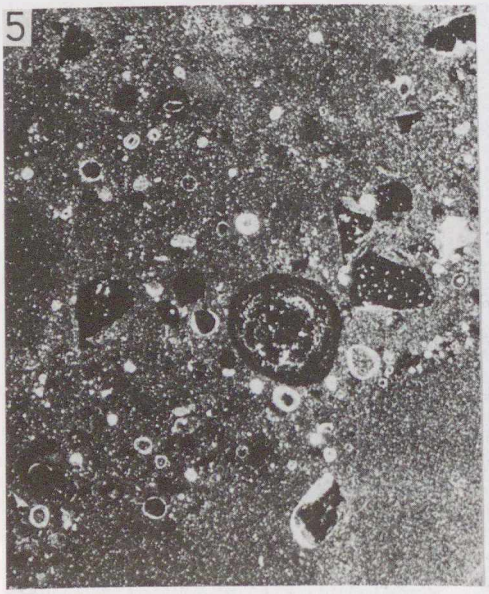
A halimbai bauxit néhány jellemző típusa

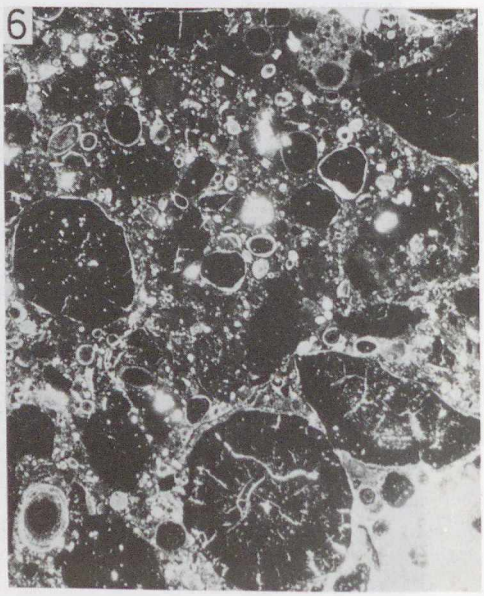












1. Zátony fáciesű, keresztrétegzett bauxit. — Halimba H-641. sz. fúrás: 316,5—317,5 m

2. Ártéri fáciesű bauxit. Halimba H-942. sz. fúrás: 257—258 m

3. Medence-fáciesű, lemezes bauxit. — Halimba H-642. sz. fúrás: 272,0—273,2 m

4. Hordalékkúp fáciesű bauxit kimállott bauxitkavicsai. — Halimba H-644. sz. fúrás: 332,9—334,1 m

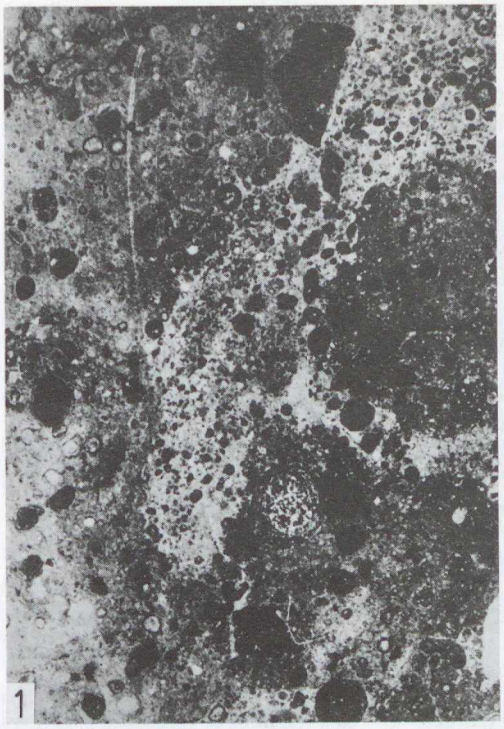
5. Zátony fáciesű, ooidos, ritkaszemcsés bauxit mikroszkópi képe. — Halimba H–529. sz. fúrás: 215,2—216,2 m. — 4,5×

6. Hordalékkúp fáciesű, törmelékes, sűrűszemcsés bauxit mikroszkópi képe. — Halimba H–529. sz. fúrás: 204,2—205,2 m. — 11,2×

Valamennyi kép JUHÁSZ ERIKA ajándéka.

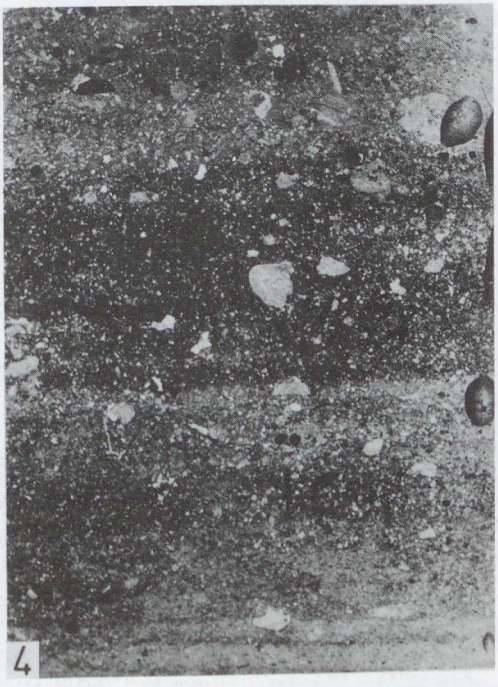
30.4. tábla

Halimbai bauxittípusok









1. Wackestone szövetű ooidos bauxit. Az időszakos szárazra kerülések következtében mozaikossá vált anyag sötét foltjait elválasztó világos sávokból a vas kioldódott. — Halimbai Bauxit formáció: szenon emelet. — Halimba H–509. sz. fúrás: 287,9—288,9 m. — 4,3 ×

2. Packstone szövetű ooidos bauxit. A különböző méretű, többnyire vastalanodott peremű ooidok érintkeznek egymással. — Halimbai Bauxit Formáció: szenon emelet. — Halimba H–1018. sz. fúrás: 292—293 m. — 10,8 ×

3. Mudstone szövetű, extraklasztos bauxit, pelitomorf alapanyagában 10—30 μm átmérőjű karbonátszemcsékkel. — A Halimbai Bauxit Formáció kezdeti szakaszának medence fáciesű üledéke. — Halimba H–851. sz. fúrás: 322,7—324,0 m. — 28,9 ×

4. Mikrorétegzett bauxit extraklasztokkal. A Halimbai Bauxit Formáció kezdeti, agyagos-bauxitos, medence fáciesű üledékéből. — Halimba H–508. sz. fúrás: 312,0—313,0 m. — 4,3 ×

Valamennyi kép Juhász Erika ajándéka.

IRODALOM

ALEVA, G. J. J. 1981a: Essential differences between the bauxite deposits along the Southern and Northern edges of the Guyana Shield, South America. — *Econ. Geol.*, **76,** 1142—1152.

ALEVA, G. J. J. 1981b: Bauxitic and other duricrusts on the Guiana Shield, South America. — *In: Proc. Intern. Seminar on Lateritisation Processes, Trivandrum, India, 1979.* — Rotterdam: Balkema, 260—269.

ALEVA, G. J. J. 1983: Suggestion for systematic structural and textural description of lateritic rocks. — *Proc. II. Internat. Seminar on Lateritisation Processes, São Paulo, 1982.*

BALKAY B. 1966: A magyar bauxittelepek megismerésének története és földtani sajátságai. — *Bány. Lapok,* **1966,** 599—603.

BALKAY B.—BÁRDOSSY GY. 1967: Lateritesedési részfolyamat-vizsgálatok guineai lateriteken. — *Földt. Közl.*, **97,** 1. 91—110.

BANERJI, P. K. (ed.) 1981: IGCP Project-129: *Lateritisation Processes.* — Newsletter-II. — Hyderabad, India.

BARNABÁS K. 1957: A halimbai és a nyirádi bauxitterület földtani kutatása. — *MÁFI Évk.*, **46,** 3, 409—427.

BARNABÁS K. 1961: A magyarországi kréta bauxitelőfordulások rétegtani helyzete. — *MÁFI Évk.*, **49,** 4, 807—814.

BARNABÁS K. 1966: A bauxit. — *In:* JANTSKY B. (ed.): *Ásványtelepeink földtana.* — 143—178.

BARNABÁS K. 1970: Die vergleichende Untersuchung der charakteristischen Bauxitlagerstätten des Mittelgebirges von Dunántúl. — *In:* BÁRDOSSY GY. (ed.): Conference on bauxite geology, Budapest, 1969. — *MÁFI Évk.*, **54,** 3, 69—93.

BÁLDINÉ BEKE M. 1974: A csabrendeki Tüskés major II. számú bauxitlencsében talált nannoplankton vizsgálata. — *Földt. Közl.*, **104,** 4, 446—457.

BÁRDOSSY GY. 1961: A magyar bauxit geokémiai vizsgálata. — *MÁFI alk. kiadv.*, Budapest. — 233 p. + 15 mell.

BÁRDOSSY GY. 1964: Die Entwicklung der Bauxitgeologie seit 1950. — *Actes Sympos. bauxites, oxydes et hydroydes d'aluminium, Zagreb, Octobre 1963.* — **1.** — Zagreb, 31—50.

BÁRDOSSY, GY. 1973: Bauxite formation and plate tectonics. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **17,** 1—3, 141—154.

BÁRDOSSY GY. 1977: *Karsztbauxitok. Bauxittelepek karbonátos kőzeteken.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 413 p. + 11 mell.

BÁRDOSSY GY. 1979: Growing significance of bauxites. — *Episodes,* **1979,** 2, 22—24.

BÁRDOSSY, GY. 1981: Paleoenvironments of laterites and lateritic bauxites. — Effect of Global Tectonism on Bauxite Formation. — *In: Intern. Seminar on Lateritisation Processes, Trivandrum, India, 1979.* — Rotterdam: Balkema, 287—294.

BÁRDOSSY, GY. 1982: *Karst Bauxites. Bauxite Deposits of Carbonate Rocks.* — Amsterdam: Elsevier, 441 p. (Kibővített, angol kiadás.)

BÁRDOSSY, GY. 1983: A comparison of the main lateritic bauxite regions of our globe. — *In:* MELFI, A. J.—CARVALHO, A. (eds): *Lateritisation Processes.* — Inst Astron. Geofis. Univ. São Paulo, Brasil, 15—51.

BÁRDOSSY GY. 1986: *A bauxitképződés alakulása a fanerozoikumban.* — MFT előadás 1986. XI. 5-én.

BÁRDOSSY GY. 1989: A világ bauxitvagyonának és a magyar bauxitvagyon megítélésének alakulása napjainkig. — *Bányászati és Kohászati Lapok. Bányászat,* **122,** 1, 6—12.

BÁRDOSSY, G.—ALEVA, G. J. J. 1990: *Lateritic Bauxites.* — Developments in Economic Geology. — Amsterdam, etc.: Elsevier, 624 p.

BÁRDOSSY, G.—WHITE, J. L. 1979: Carbonate inhibits the crystallisation of aluminium hydroxide in bauxite. — *Science,* **203,** 355—356.

BÁRDOSSY, GY.—CSORDÁS-TÓTH, A.—KLUG, A. 1985: Scanning electron microscopic and X-ray powder diffractions study of manganiferous bauxite, Kincsesbánya, Hungary. — *Clay and Clay Minerals,* **33,** 6, 532—538.

BONTE, A. 1969: Mise en place et evolution des bauxites sur mur calcaire. — *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, **54,** 3, 29—49.

BROKÉS, GY. 1976: A Nagytárkány-Tüskésmajor II. sz. bauxitlencse mikropaleontológiai problematikumainak üledékföldtani vizsgálata. — *MÁFI Évi Jel.*, **1973,** 415—445.

BUCHANAN, F. 1807: A journey from Madras through the countries of Mysore, Canara and Malabar. — *East India Co., London,* **2,** 440—441.

BUSINSZKIJ, G. I. 1971: *Geologija bokszitov.* — Moszkva, 366 p.

COMBES, P. J. 1969: *Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France).* — Mémoires Centre Études Rech. Géol. Hydrogeol., Montpellier, 342 p.

CRAIG, D. C.—LOUGHNAN, F. C. 1964: Chemical and mineralogical transformations accompanying the weathering of basic volcanic rocks from New South Wales. — *Austral. J. Soil. Res.*, **2,** 218—234.

CSÁSZÁR G. 1986: Dunántúli-középhegységi középső-kréta formációk rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. — *Geol. Hung. Ser. Geol.*, **23,** 1—295.

CSUKHROV, F. V. *et al.* 1975: *Gipergennüe okszidü zseleza v geologicseszkih processzah (szbornik).* — Moszkva: Nauka, 206 p.

CHUKROV, F. V. 1981: On transformation of iron oxides by chemogenic eluvium in tropical and subtropical regions. — *In: Proc. Intern. Seminar on Lateritisation Processes,* December 1979, Trivandrum, India. — Rotterdam: Balkema, 11—14.

DIOMINA, V. N. 1977: *The Bauxites of the Middle and Southern Timan Mts* (oroszul). — Moscow: Nauka, 126 p.

DUDICH E.—MINDSZENTY A. 1984: Ásványkőzettani—geokémiai adatok a Villányi-hegység és az Erdélyi középhegység bauxitjainak összehasonlításához. — *Földt. Közl.*, **114,** 1, 1—18.

DUDICH E.—SIKLÓSI L.-NÉ 1967: A fenyőfői, iszkaszentgyörgyi és halimba-szőci bauxit nyomelem-geokémiai leírása és összehasonlítása. — *Földt. Közl.*, **97,** 144—159.

DUDICH, E.—SIKLÓSI L. MRS 1970: A comparative geochemical study of some major and minor elements in four bauxite deposits in Transdanubia, Hungary. — *MÁFI Évk.*, **54,** 3, 319—345.

ERDEY, L.—PAULIK, F. 1955: Thermische Untersuchung von Niederschlägen. II. Aluminium Hyxdroxid-Niederschläge. — *Acta Chem. Acad. Sci. Hung.*, **7,** 1/2, 45—56.

ERDEY L.—PAULIK F.—PAULIK J. 1955: Differenciál termogravimetria. — *MTA Kém. Tud. Közl.*, **7,** 1, 55—90.

FÖLDVÁRI M.—LELKES GY.—VETŐ I.—VICZIÁN I. 1973: Kőzettani, ásványtani és geokémiai módszerek együttes alkalmazása tatabányai alsókréta fúrásminták vizsgálatára. — *Földt. Közl.*, **103,** 3/4, 364—371.

FRAKES, L. A. 1979: *Climates throughout Geologic Time.* — Amsterdam: Elsevier, 310 p.

FÜLÖP J. 1961: Magyarország kréta időszaki képződményei. — *MÁFI Évk.*, **49,** 3, 577—587.

FÜLÖP J. 1964: A Bakony hegység alsó-kréta (berriázi—apti) képződményei. — *Geol. Hung. Ser. Geol.*, **13,** 1—194.

FÜLÖP J. 1966: A Villányi-hegység krétaidőszaki képződményei. — *Geol. Hung. Ser. Geol.*, **15,** 1—131.

GIDIGASU, M. D. 1976: *Laterite Soil Engineering.* — Developments in Geotechnical Engineering, **9.** — Amsterdam etc.: Elsevier, 554 p.

GILKES, R. J. *et al.* 1973: Lateritic deep weathering of granite. — *J. Soil Sci.*, **24,** 523—536.

GÓCZÁN F. 1973: A bauxit paleoklímája és az összehasonlító palynológia. — *Őslénytani Viták*, **21,** 51—63.

GÓRZYŃSKI, Z. 1966: The occurrence, properties and origin of bauxites at Nowa Ruda against the background of the geological structure of the area. — *Inst. Geol.* — *Biuletyn* **13.** (Z badan geol. Dolnym Śląsku.) — Warszawa, 1—84.

GRUBB, P. L. C. 1971: Genesis of the Weipa Bauxite Deposits, NE Australia. — *Miner. Depos.*, **6,** 4, 265—274.

GRUBB, P. L. C. 1973: High-level and low-level bauxitisation: a criterion for classification. — *Miner. Sci. Engineering.* — Johannesburg, **5,** 3, 219—231.

GRUBB, P. L. C. 1981: Lateritisation Phenomena Associated with the Tertiary African Surface in Zimbabwe, Rhodesia. — *In: Proc. Intern. Seminar on Lateritisation Processes, Trivandrum, India, 1979.* — Rotterdam: Balkema, 254—260.

HAAS J.—J. EDELÉNYI E. 1984: Felső-kréta. — *In:* HAAS J. *et al:* Sümeg és környékének földtani felépítése. — *Geol. Hung. Ser. Geol.*, **20,** 96—163.

H. DEÁK M. 1957: A magyarországi bauxit pollenvizsgálata. — *Földt. Közl.*, **87,** 1.

H. DEÁK M. 1960: A Bakony-hegység bauxittelepeinek palynológiai vizsgálata. — *Földt. Közl.*, **90,** 1.

H. DEÁK M. 1967: A Bagoly-hegyi növénytörmelékes bauxit palynológiai vizsgálata. — *Földt. Közl.*, **97,** 2, 224—226.

H. DEÁK M.—PÁLFALVY I. 1958: Növénymaradványok a halimbai bauxitból. — *Földt. Közl.*, **88,** 1.

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

HUNTER, D. R. 1962: The Mineral Resources of Swaziland. — *Swaziland Geol. Surv. Mines Dept.* — Mbabane, 111 p.

J. EDELÉNYI E. 1984: Bauxit. — *In:* HAAS, J. *et al.*: Sümeg és környékének földtani felépítése. — *Geol. Hung. Ser. Geol.*, **20,** 164—173.

JEPSEN, K.—SCHELLMANN, W. 1974: Über den Stoffbestand der Bauxitlagerstätte Weipa/Australien. — *Geol. Jb. (Hannover)*, **D7,** 19—106.

JUHÁSZ E. 1988: A halimbai bauxit felhalmozódásának története litológiai és üledéktani jellegei alapján. — *Kandidátusi értekezés tézisei*, Budapest, 11 p.

JUHÁSZ E.—BÁRDOSSY GY. 1989: Comparative sedimentological study of karst bauxite in the Halimba area, Hungary. — *IAS Tenth Regional Meeting, Budapest, 24—26 April 1989.— Abstracts.* — 118—119.

KISS J. 1953: Ősmaradvány a gánti bauxitban. — *Földt. Közl.*, **83,** 68—69.

KISS, J.—VÖRÖS, I. 1965: La bauxite lignitifère du mont Bagolyhegy (Gánt) et le mécanisme de la sédimentation de la bauxite. — *Ann. Univ. Eötvös L. Budapest Sect. geol.*, 67—90.

KOMLÓSSY, GY. 1970: Iszkaszentgyörgy bauxite (SE Bakony Mts, Hungary). — Problems of genesis and mineral formation. — *MÁFI Évk.* **54,** 3, 347—358.

KOMLÓSSY, GY. 1976: Mineralogie, géochimie et génétique des bauxites du Vietnam du Nord. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **20,** 3—4, 199—244.

Lateritisation Processes, 1981: — Proc. Intern. Seminar on Lateritisation Processes, Trivandrum, India, 11—14 December, *1979.* — Rotterdam: Balkema, 450 p.

MAIGNIEN, R. 1958: Les cuirassements de sols en Guinée, Afrique Occidentale. — *Mém. Serv. Carte Géol. Alsace—Lorraine*, **16.**

MAIGNIEN, R. 1966: Compte rendu de recherches sur les laterites. — *UNESCO 4. Recherches sur les resources naturelles*, **4,** 155 p.

MAKSIMOVIĆ, Z.—PANTÓ, G. 1978: Minerals of the rare earth elements in karstic bauxite: synchisite-(Nd), a new mineral from Grebnik deposit. — *4th Int. Congr. Study Bauxite, etc. (ICSOBA)*, **2,** 540—552.

MCFARLANE, M. J. 1976: *Laterite and Landscape.* — London: Academic Press, 151 p.

MCFARLANE, M. J. 1983: Laterites. — *In:* GOUDIE, A. S.—PYE, K. (eds): *Chemical Sediments and Geomorphology: Precipitates and Residua in the Near Surface Environment.* — London–New York: Acad. Press, 7—57.

MELFI, A. J.—CARVALHO, A. (eds) 1983: *Lateritisation Processes.* — Proc. II. Intern. Seminar on Later. Proc. São Paulo, Brasil, 1982. — São Paulo: Inst. Astron. Geofis. Univ. São Paulo.

MIHAJLOV, B. M. 1975: Evolucii obsztanovok bokszitonakplenija v geologicseszkoj isztorii Zemli. — *In: Problemü geneza bokszitov.* — Moszkva, 41—55.

MIKHAJLOV, B. M. 1977: Evolution of surface ore formation during the history of Earth. — *: Problems of Lithology and Sedimentary Ores.* — Moscow, 179—184. (Oroszul.)

MILLOT, G. 1964: *Géologie des argiles.* — Paris: Masson & Cie, 499 p.

MINDSZENTY, A. 1978: Tentative interpretation of the micromorphology of bauxitic laterites. — *4th Int. Congr. Study of Bauxites, Alumina and Aluminium (ICSOBA)*, **2,** 599—613.

MINDSZENTY, A. 1983a: Late Senonian morphological evolution of the Iharkút karst as reconstructed on the basis of the sedimentological features of the bauxite. — *Travaux du l'ICSOBA*, **13,** 18, 61—80. — Zagreb.

MINDSZENTY A. 1983b: *Az iharkúti bauxit litológiai jellegei, üledékföldtani és felhalmozódási körülményei.* — Kandidátusi értekezés (Kézirat). — Budapest.

MINDSZENTY, A. 1989: New trends in karst bauxite geology. — *IAS Tenth Regional Meeting, Budapest, 24—26 April 1989.* — *Abstracts*, 160—161.

MINDSZENTY A.—KNAUER J.—SZANTNER F. 1984: Az iharkúti bauxit üledékföldtani jellegei és felhalmozódási körülményei. — *Földt. Közl.*, **114,** 1, 19—48.

MINDSZENTY, A.—D'ARGENIO, B.—BOGNÁR, L. 1988: Cretaceous bauxites of Austria and Hungary: lithology and paleotectonic implications. — *Travaux du l'ICSOBA*, **16—17** (1986/1987), 13—31.

MINDSZENTY, A.—SZINTAI, M.—TÓTH, K.—SZANTNER, F.—NAGY, T.—GELLAI, M.—BAROSS, G. 1989: Sedimentology and depositional environment of the Csabpuszta bauxite (Paleocène/Eocène) in the Bakony Mts (Hungary). — *IAS Tenth Regional Meeting, Budapest, 24—26 April 1989.* — *Abstracts*, 162—163.

NICOLAS, J. 1970: Problème de la genèse des bauxites au mur karstique de France. — *MÁFI Évk.*, **54,** 3, 18—33.

NORTON, S. A. 1973: Laterite and bauxite formation. — *Econ. Geol.*, **68,** 353—361.

PANTIĆ, N. 1958: Die fossile Flora in den weissen Bauxiten von Montenegro. — *Ann. Géol. Pénins. Balkanique.* — *Beograd*, **25,** 77—83.

PATTERSON, S. H.—KURTZ, H. F.—OLSON, J. C.—NEELY, C. L. 1986: *World bauxite resources.* — US Geol. Surv. — Profess. Paper, **1076-B,** 151 p.

PEDRO, G. 1966: Intêret géochimique et signification minéralogique du paramètre moléculaire $Ki = SiO_2/Al_2O_3$ dans l'étude des latérites et bauxites. — *Bull. Groupe Français Argiles, N. S.* **13,** Paris, **18,** 19—31.

PEDRO, G.—BERRIER, J.—TESSIER, D. 1970: Recherches expérimentales sur l'altéretion des argiles dioctaédriques de type kaolinite et illite. — *Bull. Groupe Francais Argiles, Paris*, **22,** 29—50.

PETERSEN, V. 1971: Laterite and bauxite formation. — *Econ. Geol.*, **66,** 1070—1071.

RÁKOSI L. 1977: A nagyegyházai terület bauxit- és áthalmozott dolomitösszletének kormeghatározása palinológiai alapon. — *MÁFI Évi Jel.*, **1975,** 283—287.

SCHELLMANN, W. 1964: Zur lateritischen Verwitterung von Serpentinit. — *Geol. Jb.*, **81,** 645—678.

SCHELLMANN, W. 1981: Consideration on the definition and classification of laterites. — In: *Lateritisation Processes.* — Rotterdam: Balkema, 1—10.

SCHELLMANN, W.—JEPSEN, K. 1973: Die Bauxitbildung in der Lagerstätte Weipa/Australien als ein Beispiel der lateritischen Verwitterung. — *Proc. ICSOBA Intern. Sympos. 3d, Nice, France, 1973.* — Paris: Sedal, 253—261.

SCHMIDT, P. W.—PRASAD, V.—RAMANN, P. K. 1983: Magnetic age of some Indian laterites. — *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **44,** 185—202.

SCHWAB, R. G. 1981: Zur Rolle des Phosphorus bei lateritischer Verwitterung. — *Zentr. bl. Geol. Pal.*, Teil I, **3/4,** 419—436.

SHIMA, G.—NASKA, V.—KALLDANI, G. 1980: L'horizon des argiles bauxitiques du Trias dans la zone des Alpes albanaises. — *Përmbledhje Stud.*, **2,** 69—76. — Tiranë.

SZABÓ, I.—RAVASZ, Cs. 1970: Investigation of the Middle Triassic Volcanics of the Transdanubian Central Mountains, Hungary. — *Ann. Hist. Nat. Musei Nat. Hung., Pars Min. Pal., Budapest,* **62,** 31—51.

SZANTNER F.—KNAUER J.—MINDSZENTY A. 1986: *Bauxit-prognózis.* — Veszprém: Veszprémi Akad. Bizottság, 467 p.

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

SZIDORENKO, A. V.—TENJAKOV, V. A. 1976: Bokszitoobrazovanie v geologicseszkoj isztorii Zemli i princip „szhodsztva ekzogennüh processzov v dokembrii i fanerozoe". — *Dokl. AN SzSzSzR,* **226,** 5, 1150—1153.

SZTRAHOV, N. M. 1963: *Tipü litogeneza i ih evolucija v isztorii Zemli.* — Moszkva: Goszgeoltehizdat, 635 p.

VADÁSZ E. 1951: *Bauxitföldtan.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 127 p.

VALETON, I. 1965: Faziesprobleme in südfranzösischen Bauxitlagerstätten. — *Beiträge zur Mineralogie und Petrographie,* **11,** 217—246.

VALETON, I. 1972: *Bauxites.* — Development in Soil Science **I.** — Amsterdam: Elsevier, 226 p.

VALETON, I. 1981: Bauxites on Peneplained Metamorphic and Magmatic Rocks, on Detrital Sediments and on Karst Topography, Their Similarities and Contrasts of Genesis. — *In: Lateritisation Processes.* — Rotterdam: Balkema, 15—23.

VALETON, I. 1983: Klimaperioden lateritischer Verwitterung und ihr Abbild in den synchronen Sedimentationsräumen. — *Zeitschr. deutsch. Geol. Ges.*, **134,** 413—452.

VENDEL M.—KISHÁZI P.—BOLDIZSÁR I. 1971: A Dunántúli-középhegység bauxitelőfordulásainak genetikája. — *Bány. Kut. Int. Közlem., Budapest,* **15,** 27—43.

VLETTER, D. R. DE 1975: How Cuban nickel ore was formed — a lesson in laterite genesis. — *Engineering Miner. J.*, **156,** 84—87, 178.

VÖRÖS, I.—MINDSZENTY, A. 1973: *Report on preliminary investigations for bauxite in Nigeria.* — Kézirat.

31. SZERVES KŐZETEK

BALOGH KÁLMÁN

A SZERVES KŐZET FOGALMA

Azokat az üledékes kőzeteket, amelyek főtömegét élőlényektől származó (biogén) alkotórészek teszik ki, *biolitok*nak nevezzük. Ezek kétfélék:

1. akausztobiolitok (éghetetlenek): pl. az a mészkő vagy kovapala, amely élőlények szervetlen vegyületekből álló vázainak vagy vázrészeinek halmazából áll;

2. kausztobiolitok (éghetők): pl. a nagyobbrészt magasabb rendű növények szénült szerves anyagaiból álló *kőszén*. Genetikai összefüggéseik és felhalmozódásuk módja alapján ide soroljuk azonban az alacsonyabb rendű állati és növényi szervezetek anyagának átalakulásával létrejött *szénhidrogén-felhalmozódások*at és mindazokat a *kőzetek*et is, amelyek szórt szerves anyagából oldás, hevítés vagy oxigénmentes térben való szakaszos hőkezelés (pirolízis, krakkolás) segítségével gazdaságosan szénhidrogének állíthatók elő. A természetes szénhidrogének többsége — cseppfolyós vagy légnemű halmazállapota következtében — nem tekinthető ugyan kőzetnek, nagy hézagtérfogatú kőzetekben való tárolódásuk folytán mégis kétségkívül a Föld szilárd kőzetövének tartozékai.

Jellemzi a kausztobiolitokat, hogy anyaguknak legalább 10—50 súlyszázaléka elhalt élőlények szerves anyagainak átalakulásából származik. Ezért a kausztobiolitok *szerves kőzetek*nek is nevezhetők.

A SZERVES ANYAG SZÁRMAZÁSA. FOTOSZINTÉZIS, ASSZIMILÁCIÓ, DISSZIMILÁCIÓ

A szerves kőzetek keletkezése végső soron a napsugárzás fotokémiai hatására vezethető vissza. (Ezért szokás a szerves kőzetek elégetésekor felszabaduló energiát fosszilis napenergiának nevezni.) A napenergiát az élőlények életműködése köti meg. Az élő szervezetekben a Föld szinte valamennyi természetes eleme kimutatható. Szervetlen környezetüktől mégis alapvetően különböznek, mert:

— testük több mint 99%-át a H, O, C, N, P és S vegyületei alkotják,

— ezek között a víz és a roppant változatos és különleges vegyi tulajdonságú szerves szénvegyületek a leggyakoribbak.

Míg ui. a szervetlen molekulák zömében — a szilikátok kivételével — többnyire csak 2—3 azonos atom kapcsolódik stabilisan egymáshoz, a C-atomoknak a szerves vegyületeket jellemző kapcsolódási lehetősége e számot nagyságrendileg múlja felül. Például, a karotin egyetlen molekulájában *(31.3 ábra: 8)* 40 C-atom kapcsolódik közvetlenül egymáshoz, helyenként kettős kötésekkel. A hosszú, gyakran elágazó szénláncú molekulákban azonban a $>C=C<$ kapcsolatokat $>C=N-$, $>C-O-$ vagy $>C-O-P<$ csoportok is tarkítják, és így a szokásos molekulaméreteket jelentősen meghaladó, olykor több mm hosszúságú óriásmolekulák jönnek létre.

Az élő szervezetek anyagainak felépítése a szőlőcukornak zöld (klorofilltartalmú) növényi részekben, napfényenergia hatására történt előállításával kezdődik. Ekkor a légköri CO_2 és a környezetből felszívott H_2O—O_2-nek a vízmolekulából való felszabadulása közben — szőlőcukorrá alakul, ez pedig poliszacharidokká (keményítő, cellulóz) és más szükséges szerves vegyületté polimerizálódik:

$$6\,CO_2 + 12\,H_2O \underset{2821\ kJ}{\overset{\text{fény}}{\rightleftharpoons}} C_6H_{12}O_6 + 6\,O_2 + 6\,H_2O \qquad (31.1)$$

$\downarrow$

poliszacharidok stb.

Szerves anyag fotoszintézisére csak a zöld növények képesek, az állatok, a baktériumok és a gombák nem. Csak a zöld növény tudja testének szerves anyagait külső energia (fény) igénybevételével, autotróf módon előállított szőlőcukor, valamint a környezetből fölvett víz és az abban oldott szervetlen vegyületek szintézise útján felépíteni. A többi, heterotróf szervezet viszont csak a kész (végeredményben a növényektől származó) szerves anyagok áthasonítására képes. A táplálkozási lánc végigkövetése szerint a növények közvetítésével az állatok is a napfény energiáját hasznosítják.

A szőlőcukornál bonyolultabb szerves vegyületek előállításához szükséges energiát az élőlények saját

(vagy felvett) szerves anyagaik egy részének lebontásával (disszimilációjával) biztosítják. Ennek két módja van: *1.* az oxigénmentes (anaerob) környezetben végbemenő erjesztés (fermentáció), *2.* a lényegileg lassú égésnek tekinthető (aerob) légzés. Ez utóbbira azonban csak akkor kerülhet sor, ha a környezet oxigéntartalma a mai légkör oxigénmennyiségének 1/100 részét — az ún. PASTEUR-szintet — túllépi.

A *légzés*nek — amint azt néhány, oxigénmentes környezetből oxigéndúsba helyezett, jelenkori organizmuson kimutatták — az életfolyamatok gyorsítása szempontjából döntő jelentősége van. Az oxidáció ui. ugyanazon szerves vegyületből 2—3 nagyságrenddel több energiát képes felszabadítani, mint a fermentáció. Például, a szőlőcukor tejsavas erjedésekor — tehát $C_3H_6O_3$-má való anaerob átalakulásakor — csak 198,55 kjoule, légzés útján való teljes oxidációja révén viszont 2843,24 kjoule energia szabadul fel:

$$C_6H_{12}O_6 \rightarrow 2\ C_3H_6O_3 \quad (-198{,}55\ \text{kjoule}); \qquad (31.2)$$

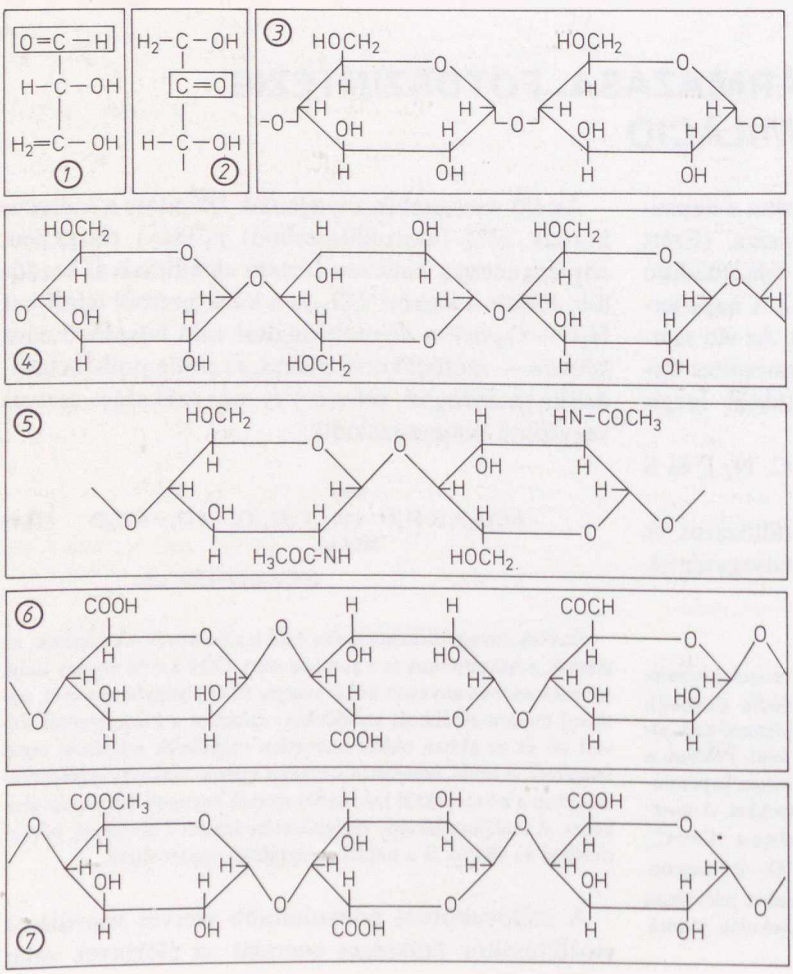
$$C_6H_{12}O_6 + 6\ O_2 \rightarrow 6\ CO_2 + 6\ H_2O \quad (-2843{,}24\ \text{kjoule}). \qquad (31.3)$$

A legidősebb üledékes kőzetek számos sajátsága a Föld ősi légkörének oxigénszegénységét bizonyítja. Az élővilág kialakulásához és ezen át a szerves kőzetképződés lehetőségéhez vezető utat a PASTEUR-szint elérése nyitotta meg. A légköri oxigén mennyiségének idáig és ezen túl — a mai szintig — való emelkedését pedig a növényi fotoszintézis tette lehetővé (I. kötet, 6.2. fejezet).

AZ ÉLŐLÉNYEK LEGFONTOSABB SZERVES ANYAGAI

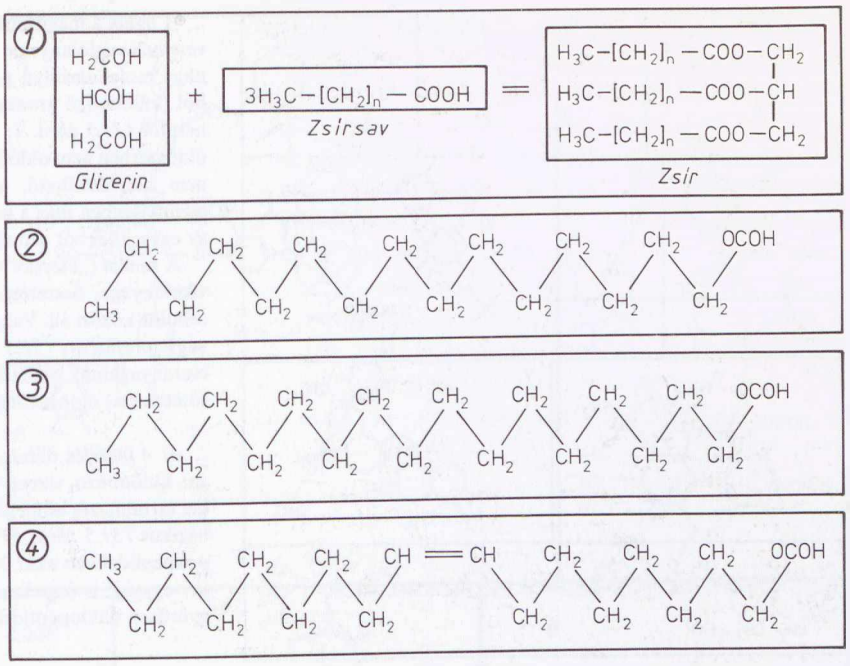
Ezek — bonyolultságuk növekedésének sorrendjében — a szénhidrátok, a lipidek, a lignin és tannin, az egyszerű és összetett fehérjék.

a) A szénhidrátok közé a növényi és állati szervezetekben igen gyakori, 2—7 C-atomos, *egyszerű cukrok* (monoszacharidok) és azok di-, tri- vagy poliszacharidokat alkotó polimerjei tartoznak. Bár ezek általános tapasztalati képletük $[C_n(H_2O)_n]$,



31.1 ábra. Cukrok és poliszacharidok

1. A legegyszerűbb aldehidcukor (trióz: $C_3H_6O_3$), a szénlánc végén álló karbonil-gyökkel. — *2.* Ketoncukor-lánc kezdete, a láncon belüli =CO gyökkel. — *3.* A keményítő $[(C_6H_{10}O_5)_n]$ amilóz-csoportjainak csatlakozása. — *4.* A cellulóz-molekula $[(C_6H_{10}O_5)_x]$ egy részlete. — *5.* A kitin $(C_{32}H_{54}O_{21}N_4)$ ismétlődő egységei. — *6.* Az algasav lánca. — *7.* A pektin-lánc néhány egysége.



31.2 ábra. 1. Egy zsírmolekula (triglicerid) képződése glicerinből és zsírsavból. — *2.* Palmitinsav ($C_{16}H_{32}O_2$). — *3.* Sztearinsav ($C_{18}H_{36}O_2$). — *4.* Olajsav ($C_{18}H_{34}O_2$)

ill. $C_n(H_2O)_{n-1}$] alapján a karbónium hidratációs termékeinek látszanak, valójában hidroxil (—OH)-tartalmú, és olykor N-t, sőt S-t is tartalmazó, egyszerű vagy összetett aldehidek és ketonok *(31.1 ábra: 1—2)*. A *poliszacharidok* zöme sem vízben, sem savakban vagy szerves oldószerekben nem oldódik. Mikroorganizmusok termelte enzimek hatására azonban vízben oldható cukrokká bomlanak le. A számos amilóz-gyűrű láncszerű csatlakozásából álló keményítő *(31.1 ábra: 3)* azonban savak hatására vízfelvétellel cukrokká esik szét:

$$\underset{\text{keményítő}}{(C_6H_{10}O_5)_n} + \underset{\text{víz}}{nH_2O} \rightleftharpoons \underset{\text{cukor}}{nC_6H_{12}O_6}. \qquad (31.4)$$

A faanyag komplex poliszacharidjainak hidrolizálható csoportját *hemicellulóz*nak nevezik; ennek egyik, 5 C-atomos cukrokból (pentózokból: $C_5H_{10}O_5$) felépült válfaja a pentozán: $(C_5H_{10}O_5)_n$. A növények legelterjedtebb sejtfalanyaga mégis a 2000—8000 monoszacharidból összetett, erős kettőstörésű *cellulóz* [$(C_6H_9O_5)_x$; *31.1 ábra: 4*]. Ez a faanyag kb. 60%-át alkotja, és csak bizonyos tengeri algákból és hínárfélékből hiányzik. Hasonló szerkezetű, de N-t is tartalmaz a gombák és ízeltlábúak vázanyaga, a *kitin (31.1 ábra: 5)*. Hosszú láncú szénhidrátszármazék a barna algák sok —COOH gyököt tartalmazó *algasav*ja *(31.1 ábra: 6)*, s a baktériumok, termések, gyökerek, levelek ebből levezethető *pektin*je is *(31.1 ábra: 7)*.

b) A lipidek csak zsíroldó szerekben (kloroform, szén-tetraklorid, éter, alifás és aromás szénhidrogének, aceton) oldódó szerves anyagok. Ide tartoznak mindenekelőtt a zsírok, olajok és a viaszok.

A *zsírok* állati szervezetben termelődő, páros C-atomszámú triglicerídek, vagyis hosszú láncú zsírsavaknak a háromértékű alkohollal (a glicerinnel) H-kiejtés útján alkotott észterei *(31.2 ábra: 1)*. A *zsírsavak* a hosszú láncú alkánok (kettős kötés nélküli, telített, nyílt szénláncú szénhidrogének) —COOH (karboxil-) gyökö(ke)t tartalmazó származékai. A leggyakoribb zsírsav a 16, ill. 18 C-atomot tartalmazó palmitin-, ill. sztearinsav *(31.2 ábra: 2—3)*.

A *növényi olajok* viszont az ugyancsak hosszú láncú, de telítetlen (tehát egy vagy több kettős kötést tartalmazó) alkénekből eredő olajsavak származékai *(31.2 ábra: 4)*. A zsírok és olajok az élőlények energiatároló anyagai, amelyek a bőr alatti zsírpárnákban, magvakban, spórákban, termésekben, továbbá bizonyos — hideg és N-szegény vízben tenyésző — algák testében halmozódnak fel.

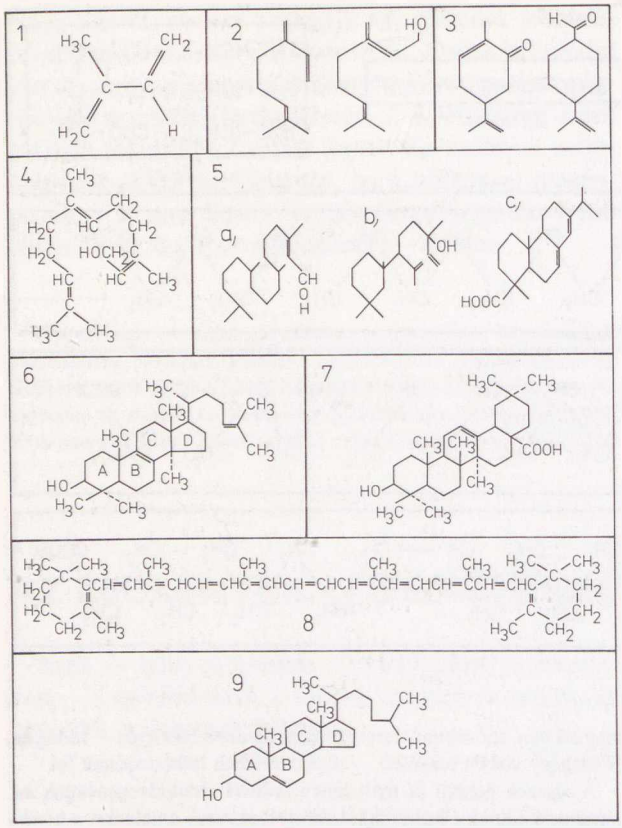
A *viaszok* hosszú és nyílt láncú, telített szénhidrogéneknek és származékaiknak alkoholokkal alkotott észterei, amelyeket a növények védőszervei és a méhfélék mirigyei választanak el. A zsíroktól és olajoktól abban különböznek, hogy a glicerint bennük szterinsorbeli komplex alkoholok vagy C_{16}—C_{36} sorbeli, páros szénszámú alifás alkoholok helyettesítik; emellett szénhidrogéneket (főként hosszú láncú, páratlan C-számú alkánokat) is tartalmaznak.

E tulajdonképpeni lipideken kívül a velük rokon, de gyakran más vegyületcsoportokba is besorolható *lipoidok*nak egész sora ismeretes. Ezek között az *izoprenoidok* valamennyijének az 5 C-atomot tartalmazó szénhidrogén, az *izoprén (31.3 ábra: 1)* az alapegysége, amely kettős kötései révén láncokká és gyűrűkké polimerizálódhat. Két főcsoportjuk van: a *terpenoidok* és a *szteroidok*.

A *terpenoidok* izoprén egységei vagy vonalasan, vagy 1—5 széngyűrűbe rendeződve csatlakoznak egymáshoz. Az algák, szárazságtűrő növények, sőt bizonyos rovarok illatanyagát adó, aciklikus vagy monociklikus *monoterpének* (C_{10}: *31.3 ábra: 2—3*) két, a bizonyos baktériumokban és növényekben jelen lévő a- és diciklikus *szeszkviterpének* (C_{15}: *31.3 ábra: 4*) három, a fenyőgyanta (rezin) lényeges részét alkotó a-, di- és triciklikus *diterpének* (C_{20}: *31.3 ábra: 5*) négy, a száras növényekben gyakori mono-, tetra- és pentaciklikus *triterpének* (C_{30}: *31.3 ábra: 6—7*) hat, az algák és száras növények színanyagául szolgáló és olajban oldódó a- és diciklikus *tetraterpének* (C_{40}: *31.3 ábra: 8*) pedig nyolc izoprén egységből állanak. Sok izoprén egységből összetett *politerpén* az *Euphorbia*- (kutyatej-) félék és a *Sapotaceák* nyersgumivá szilárduló tejnedve, és valószínűleg a spóra- és pollenszemcsék burkának zömét adó *sporopollenin* is.

A vonalas vagy gyűrűs elrendeződés és a kapcsolódó gyökök minősége szerint a terpenoidok szerkezete a szénhidrogének, az alkoholok, az észterek, az aldehidek, a ketonok, a szerves (karbon-) savak vagy a laktonok szerkezetére emlékeztet. A tetraterpénekhez tartozó β-*karotin (31.3 ábra: 8)* például izoprén egységekből álló, sokszorosan telítetlen szénhidrogénnek is tekinthető. Az illatos terpének hatóanyaga pedig azok alkoholos, észteres vagy ketonos gyökeiben keresendő.

A kis mennyiségük ellenére minden élő szervezetben fontos közvetítő szerepet betöltő és 6 izoprén egységből összetett *szteroidok*at



31.3 ábra. Izoprenoidok

1. Az izoprén-molekula. — *2—8.* Terpenoidok: *2.* Aciklikus terpének *(mircén, geraniol).* — *3.* Monociklikus terpének *(karvon, geraninsav).* — *4.* Egy szeszkviterpén *(farnezol).* — *5.* A-, di- és triciklikus diterpének: *a)* fitol, *b)* manool, *c)* abietinsav. — *6.* Egy tetraciklikus triterpén *(lanoszterin).* — *7.* Egy pentaciklikus triterpén *(oleanin-sav).* — *8.* Egy tetraterpén *(β-karotin).* — *9.* Egy szteroid *(koleszterin).*

ciklikus jellegük mellett a gyűrűkhöz kötött $-CH_3$ (metil-) csoportok számának csökkenése különbözteti meg a többnyire pentaciklikus (és csak kisebbrészt tetraciklikus) triterpenoidoktól *(31.3 ábra: 9).*

Hosszú izoprenoid oldallánca révén, amely négy N-tartalmú pirrol-gyűrűből összetett porfin-maghoz *(31.4 ábra: 1)* csatlakozik, a zöld növények fotoszintézisét végző, olajban jól oldódó *klorofill* is *(31.4 ábra: 2)* a lipidek között említhető.

A *foszfolipidek* vagy *foszfatidok,* amelyek a növényi és állati sejthártyák két protein-réteg közé fogott, középső lemezét alkotják, főként $=HPO_4$ gyökük és gyakori $-NH_2$ csoportjuk révén különböznek a zsírsavaktól *(31.4 ábra: 3).*

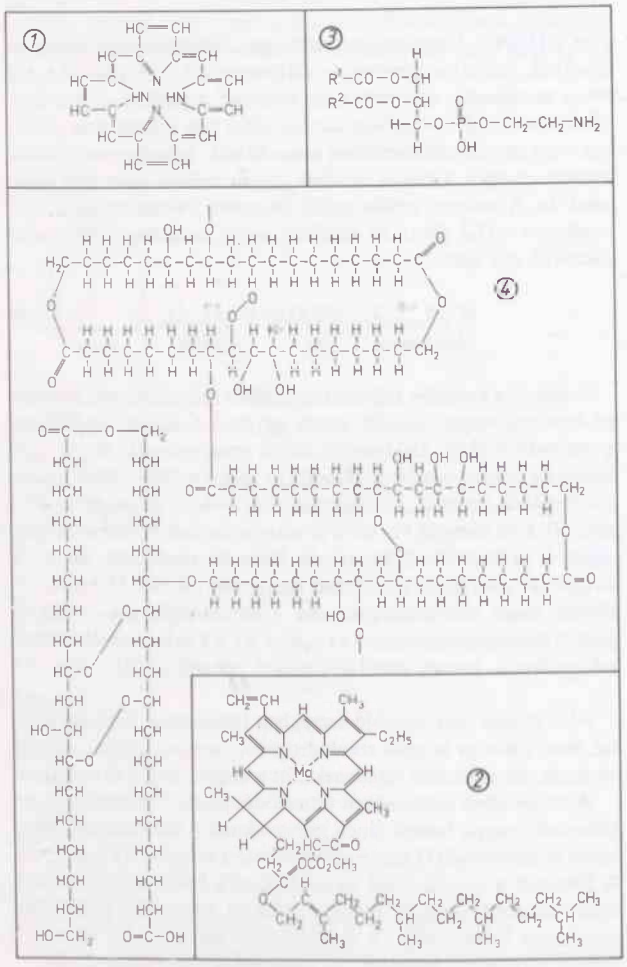
A tágabb értelemben vett lipidekhez sorolható végül a *szuberin* és *kutin,* a növényi testet és a spórákat védő kutikulának és paraszövetnek e két fontos alkotórésze. A kutin és a viaszok általában a sejtek külső felületén, a szuberin a sejtfalakon belül képződik. Mind a mikroorganizmusok és enzimek támadásának, mind az oxidációnak és más vegyi hatásoknak képesek ellenállni. Mivel ligninnel, tanninnal, hosszú láncú alifás vegyületekkel (pl. alkoholokkal) társulnak, pontos kémiai szerkezetükre nézve csak föltevések vannak. Fő alkotóik azonban zsírsavak és alkoholok polimerizált és keresztbe kötött szerkezetei lehetnek *(31.4 ábra: 4).*

c) A lignin és tannin néven összefoglalt, változó összetételű vegyületek a fotoszintézisre képes szervezetekben monoszacharidokból, baktériumokban és gombákban pedig C_2 egységekből képződő, aromás benzolgyűrűk kondenzációs termékei.

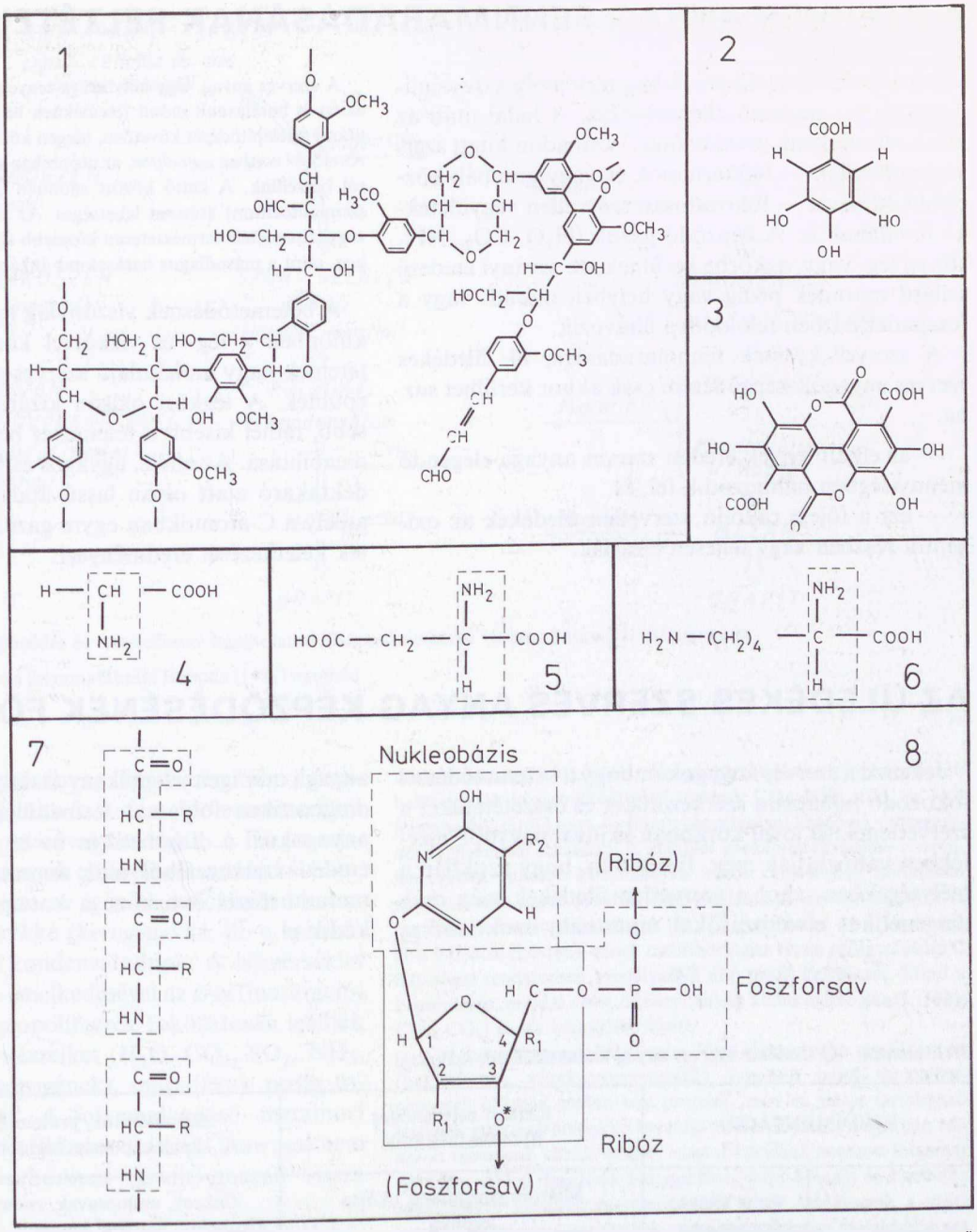
A *lignin* a magasabb rendű növények szilárdító és szállító faszöveteinek sejtfalanyaga. A száraz faanyag kb. 30%-át teszi ki. Olyan nagy molekulasúlyú polimer, amelyet fenil–propán származékokból (különböző aromás alkoholokból) levezethető egységek építenek föl *(31.5 ábra: 1; 31.30 ábra).* Savakban és a legtöbb szerves oldószerben nem oldódik. A cellulóznál könnyebben oxidálódik, de nem hidrolizálható, és mikroorganizmusoknak is ellenáll. Kis mennyiségben már a mohokban és a páfrány-félékben is jelen van, az egysejtűekből azonban hiányzik.

A *tannin* („csersav") a száras növények háncsának és leveleinek védőanyaga; összetétele és viselkedése tekintetében a lignin és a cellulóz között áll. Valamennyi változata a *galluszsav (31.5 ábra: 2)* vagy az *ellagsav (31.5 ábra: 3)* komplex származéka. A növények cseranyagainak oxidatív polimerizációjával keletkezett, vörös vagy sötétbarna, oldhatatlan anyag neve *flobafén.*

d) A fehérjék minden élő sejt, szövet és szerv legfontosabb anyagai, különböző, vízben oldható, $=NH$, $—NH_2$ és $—COOH$ gyököket tartalmazó, semleges *(31.5 ábra: 4),* savanyú *(31.5 ábra: 5),* ill. bázikus *(31.5 ábra: 6)* aminosavak nagy szénszámú polimerjei. A polipeptidekben akár 20 különböző aminosav összesen 150 aminosav-egysége is összekapcsolódhat, láncszerűen *(31.5 ábra: 7)* vagy gyűrűsen (ciklopeptidek).



31.4 ábra. A porfin-molekula szerkezete. — *2.* A klorofill szerkezete, a porfinmaghoz csatlakozó izoprenoid oldallánccal. — *3.* A foszfatidok általános szerkezete (R_1 és R_2: szénhidrogének). — *4.* A kutin feltételezett szerkezete



31.5 ábra. 1. Lignin. — *2.* Galluszsav. — *3.* Ellagsav. — *4—6.* Semleges, savas, ill. bázikus jellegű, egyszerű aminosavak. — *7.* Aminosav-építőkövekből (keretezve) felépített *polipeptid-lánc* általános szerkezeti képlete különböző más gyökök *(R, R', R'')* csatlakozásával. — *8.* Nukleobázis, ribóz, foszforsav (keretezve), valamint különböző más gyökök *(R_1, R_2)* összekapcsolódásából álló *nukleotid* [a sejtmagvakban levő dezoxiribonukleinsavak *(DNS)* egyetlen alapeleme], amely további molekulák csatlakozásával (nyilak) bővül tovább

A *proteinek* (egyszerű fehérjék) két fő csoportba sorolhatók: *1.* Tulajdonképpeni fehérjék (szferoproteinek) a következő alcsoportokkal: protaminok, hisztonok, albuminok, globulinok. — *2.* Vázfehérjék (szkleroproteinek): keratinok, elasztinok, kollagének.

A *proteidek* (összetett fehérjék) molekulái az aminosav-építőköveken kívül szénhidrátokat, foszforsavat, nukleinsavakat, fémvegyületeket, színező anyagokat és lipideket is tartalmaznak. Ezen alkotóik szerint gliko-, foszfo, nukleo-, fém-, kromato- és lipoproteideket különböztetünk meg *(31.5 ábra: 8)*.

Az egyszerű és összetett fehérjék teljes hidrolízissel alkotóikra (aminosavak, cukrok, heterociklikus bázisok stb.) esnek szét. N-tartalmuk 15—18%; S- és P-tartalmuk pedig 1—2%-ot is elérhet.

A SZERVES ANYAG FENNMARADÁSÁNAK FELTÉTELEI

A szervezet élete csupán addig tart, amíg a disszimilációt az asszimiláció ellensúlyozza. A halál után az atmoszferiliáknak (oxidációnak) szabadon kitett szerves molekulák — baktériumok és/vagy gombák közreműködésével — fokozatosan szervetlen vegyületekké bomlanak le. A képződő gázok (H_2O, CO_2, NH_3 stb.) a lég- vagy vízkörbe kerülnek, az ásványi eredetű szilárd maradék pedig vagy helyben marad, vagy a (csapadék)vízben feloldódva eltávozik.

A szerves kötések fennmaradására, ill. üledékes szerves anyagok képződésére csak akkor kerülhet sor, ha:

— az elhalt lények eredeti szerves anyaga elegendő mennyiségben halmozódik fel, és

— ezt a föléje rakódó szervetlen üledékek az oxigéntől részben vagy teljesen elzárják.

A szerves anyag *vagy* helyben (a tenyész- vagy élőhelyen), *vagy* az ép és bomlásnak indult tetemeknek beágyazódás előtti (esetleg utáni) áttelepítődését követően, idegen környezetben temetődik be. Az előbbi esetben *autochton*, az utóbbiban *allochton* felhalmozódásról beszélünk. A kettő között azonban számos (szemiallochton, szemiautochton) átmenet lehetséges. Az autochton szerves anyag vegyi összetétele természetesen közelebb áll a kiinduló élő anyaghoz, mint a másodlagos hatásoknak inkább kitett allochtoné.

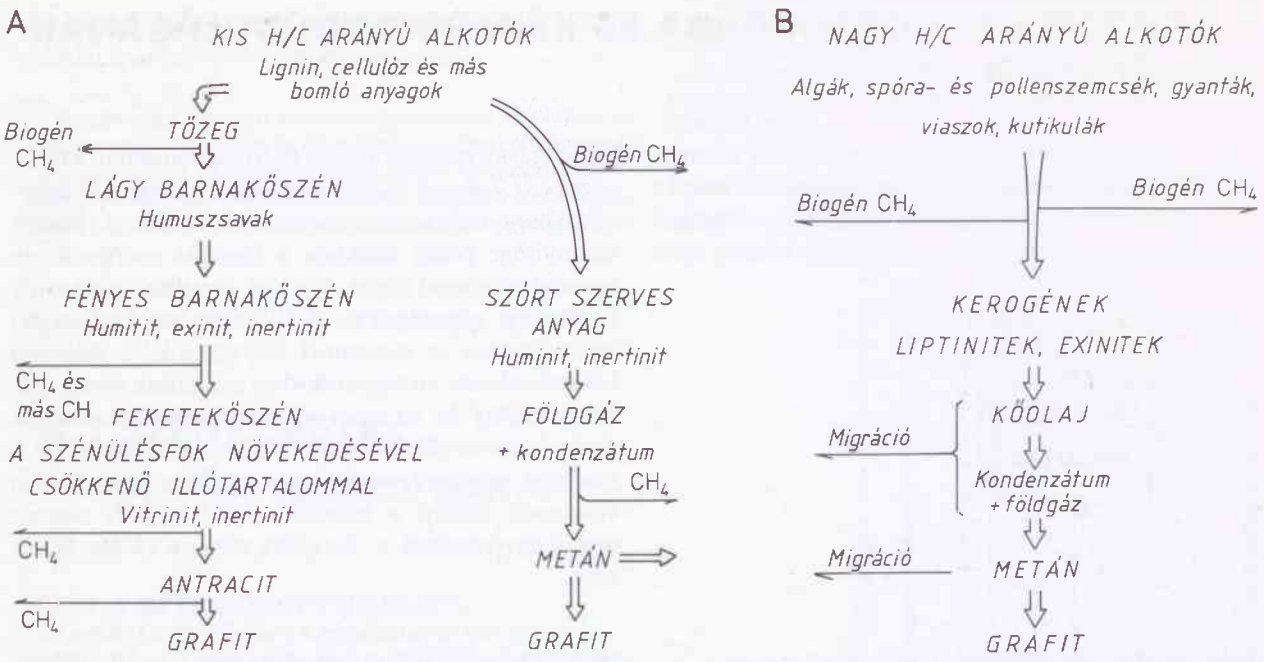
A betemetődésnek viszonylag gyorsnak kell lennie, különben a lég- és vízkörrel közvetlenül érintkező tetemek nagy molekulájú szerves anyagai gyorsan leépülnek. A légköri oxigén kizárása annál tökéletesebb, minél kisebb a tetemeket befedő üledékek permeabilitása. Az efféle, agyagos és finom-aleuritos üledéktakaró alatt olyan lassú átalakulás megy végbe, amely a C-atomokban egyre gazdagabb szénvegyületek keletkezését eredményezi.

AZ ÜLEDÉKES SZERVES ANYAG KÉPZŐDÉSÉNEK FŐ FÁZISAI

Jellemzi a szerves anyagokat, hogy a betemetődéssel fokozódó hőhatásra szerkezetüket és összetételüket a szervetleneknél jóval korábban és jóval nagyobb mértékben változtatják meg. Innen van, hogy azokban a mélységekben, ahol a szervetlen üledékek még csak diagenetikus elváltozásokat mutatnak, azok szerves anyaga már igen jelentékeny átalakulást szenvedett. A diagenetikus folyamat lerövidülése miatt a szerves anyagoknál a diagenetikus öv és a kiindulási anyag eredeti szerkezetéből már semmit meg nem hagyó metamorfózis öve közé a katagenezis öve helyezkedik el.

31.1. táblázat. Az üledékes szerves anyag átalakulásának szakaszai

SZEDIMENTÁCIÓ		Kezdeti betemetődés BIOPOLIMEREK	Szénhidrátok, proteinek, lipidek, poliszacharidok
DIAGENEZIS	BIOKÉMIAI SZAKASZ	Mikroorganizmusok okozta leépülés BIOMONOMEREK	Cukrok, aminosavak, zsírsavak, alkoholok, fenolok, kinonok, purinok, pirimidinek, szénhidrogének
	GEOKÉMIAI SZAKASZ (mikroorganizmusok nélkül)	Kondenzáció, polimerizáció GEOPOLIMEREK I.	Nitrogéntartalmú és huminanyagok (kerogének, macerálok)
KATAGENEZIS		A könnyen illók távozása, a maradék aromatizálódása GEOPOLIMEREK II.	Kőolaj, feketekőszén (érettebb kerogének és macerálok)
		További gázleadás és kondenzálódás GEOMONOMEREK I.	„Nedves gáz", antracit
METAMORFÓZIS		Az összes illók távozása GEOMONOMEREK II.	Grafit



31.6 ábra. **A:** A kőszénképződés és a szénüléssel kapcsolatos földgáz-keletkezés vázlata BROOKS (1981) nyomán

B: A szénhidrogénképződés folyamatábrája BROOKS (1981) nyomán

A leülepedett szerves anyag diagenezise biopolimerjeinek mikroorganizmusok útján biomonomerekre való, *biokémiai lebomlás*ával kezdődik. A diagenezisnek a mikroorganizmusok eltűnésével induló későbbi, *geokémiai szakasz*ában az igen reakcióképes biomonomerek *geopolimerek*ké (*kerogének*ké, ill. a szénkőzetek *maceráljai*vá) kondenzálódnak. A hőmérséklet betemetődés okozta emelkedésével az *érés* (maturáció) stádiumába jutott geopolimerek fokozatosan leadják könnyen illó alkotórészeiket (H_2O, CO_2, SO_2, NH_3, CH_4 és más szénhidrogének), maradékuk pedig tovább aromatizálódik. A folyamat végső, metamorf szakaszában az összes illó rész távozása után csaknem tiszta, kristályos karbónium (grafit) marad vissza *(31.1 táblázat)*.

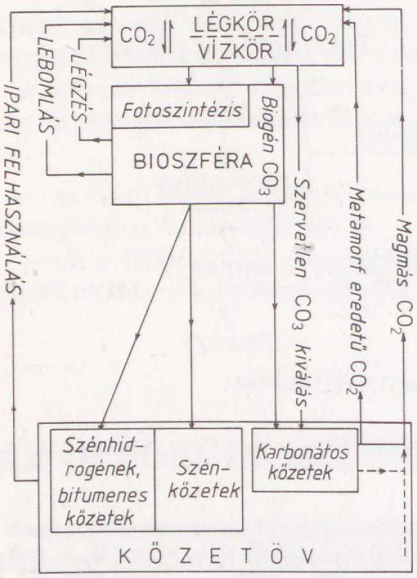
Azt, hogy az elhalt lények szerves anyagából kőszén, kerogén vagy szénhidrogén képződik-e, elsősorban a fosszilizálódó szerves anyag H/C aránya, mennyisége és az átalakulás kezdeti szakasza oxigénellátottságának mértéke határozza meg.

1. A szénkőzetek legfőbb kiindulási anyaga a cellulóz és a lignin. Keletkezésük *(31.6 ábra:* **A***)* a lignin, cellulóz és a magasabb rendű növényi test egyéb alkotórészei nagyobb tömegeinek jobbára aerob baktériumok közreműködésével történő, CO_2, NH_3, CH_4 és H_2S felszabadulásától kísért, biokémiai bomlásával kezdődik *(tőzegesedés és biokémiai szénülés)*. A szénülés *geokémiai fázisában* viszont, lényegében anaerob körülmények között, elsősorban hőhatásra, elemi szénben egyre dúsabb, nagy molekulájú, aromatizálódott és kondenzálódott huminanyagok (31.162. fejezetrész: *31.31 ábra*) szilárd halmaza (kőszén), ennek metamorfózisa révén pedig az elemi C hatszöges rendszerbeli kristályaiból álló grafit keletkezik. Mind a kőszéntelep, mind a szórt növényi anyag átalakulását gázok (főleg CH_4, CO_2) és víz képződése kíséri.

2. A szénhidrogének keletkezése főleg alacsonyabb rendű lények (baktériumok, planktonszervezetek), valamint spóra- és pollenszemcsék cellulóz mellett sok proteint, zsírt és viaszt tartalmazó testének egyszerű lipidekké bomlásával kezdődik. E szigorúan anaerob viszonyok között lezajló, *szaprofitikáció*nak nevezett folyamat termékei sokkal dúsabbak hidrogénben, mint a lignin és a cellulóz szénülésekor képződő huminanyagok. Nyílt szénláncaik a szórt szerves anyag *bituminizáció*nak nevezett geokémiai átalakulása során polimerizálódó *kerogének*hez kötődnek. (A kerogének keletkezéséhez természetesen a *szórt* cellulóz és lignin is hozzájárul.) A hőmérsékletnek az anyakőzet mélyebbre kerülését követő növekedésével azonban a kerogén leszakadó oldalláncai — kőolaj és/vagy földgáz gyanánt — egy kisebb nyomás alatt álló, de nagy hézagtérfogatú tárolókőzet (pl. homokkő, durva aleu(ro)lit, konglomerátum, breccsás mészkő vagy dolomit, sódiapír feletti roskadási breccsa) csapdáiba vándorolnak *(31.6 ábra:* **B***)*.

A KARBÓNIUM KÖRFORGÁSA ÉS KÉREGBELI DÚSULÁSÁNAK JELENTŐSÉGE

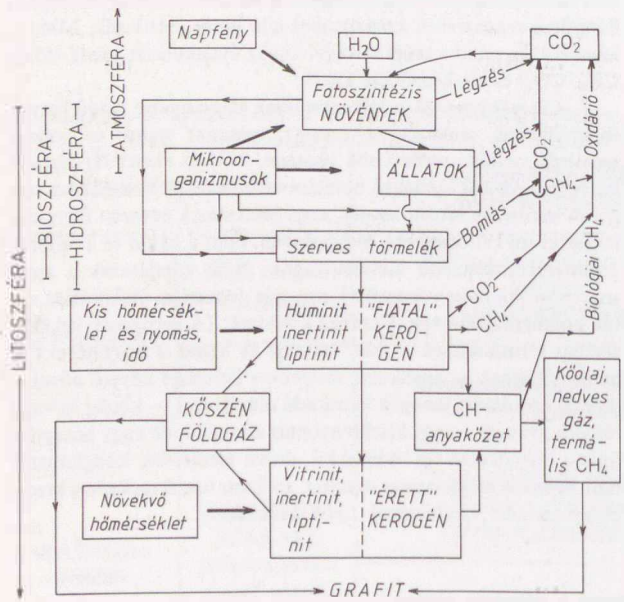
BROOKS (1981) szerint a Föld külső szférái mintegy 2×10^{16} tonnányi teljes karbóniumtömegének csupán 1%-a vesz részt abban a gyors körforgásban, amelyet ez az elem a litoszféra és a víz-, ill. légkör közötti lassú körforgásán belül az atmo-, hidro- és bioszféra között végez *(31.7 ábra)*. Túlnyomó része a szervetlen karbonátokban, oldhatatlan szerves anyagokban, kisebb mennyisége pedig azokban a fosszilis energiatároló telepekben marad fogva, amelyek évmilliók alatt érték el jelenlegi nagyságukat. A litoszférabeli karbónium csak magmás és metamorf folyamatok, a mélységi hőhatás okozta anyagvándorlás, a felszínre emelkedés utáni mállás és az ipari kitermelés és felhasználás révén kapcsolódik be ismét a gyors körforgásba. A rendszer egyensúlyának fennmaradását természetes viszonyok között a bioszféra által termelt szerves anyag egy részének a litoszféra részévé válása biztosítja.



31.7 ábra. A karbónium geokémiai körforgásának vázlata KISS (1980) nyomán

A szerves szén termelődésének évi mértékét HUC (1980) a kontinenseken $1{,}4—7{,}8 \times 10^{10}$, az óceánokban pedig $1{,}5—7{,}0 \times 10^{10}$ tonnára becsüli. A szárazföldi szerves anyag termelődése szerinte a kontinensszegélyeken, különösen a nagy folyók torkolatánál, a tengeri szerves anyagé pedig az óceánok K-i oldalán, a mélyebb tengervíz feláramlásai közelében a legnagyobb. A talajból, az üledékekből és a bennük mozgó vízből elkülönített szerves vegyületek száma kb. félezer. Bár ezek nem mindegyike szükségképpen biogén eredetű, zömük mégis a Földnek az élővilág megjelenésével kezdődő és legalább 3 milliárd éve tartó biológiai időszakában képződött.

A szerves anyag túlnyomó része finom eloszlásban keveredik más üledékekhez. E szórt szerves anyag DEGENS (1965) szerint $3{,}8 \times 10^{15}$ tonnányi össztömege javarészt pélites üledékekhez kötődik, amelyek átlagos szervesanyag-tartalmát BROOKS (1981) — a homokkövek 0,05 súly%-os és a karbonátok 0,2 súly%-os átlagával szemben — 0,5—2,0 súly%-ra becsüli. A szerves anyag különböző formáinak mennyiségét szemléltető kép szerint a Föld üledékes kőzetburkának teljes vastagsága — egyenletes eloszlása esetén — kb. 1 km lenne. Ebből azonban a szerves anyagot is tartalmazó kőzetek vastagsága csak 20 m-t tenne ki, a kőszenekre mindössze 5 cm, a kőolajra pedig 1 mm-nél is kevesebb jutna. GALLOWAY—HOBDAY (1983) szerint is a földi üledékek teljes térfogatának csak kb. 4%-a lehet kőszéntartalmú. *A szerves anyagoknak tőzeg- és kőszéntelepekről, kőolaj-, földgáz-, kátrányhomok- és olajpalaelőfordulásokról ismert, nagyarányú feldúsulásai tehát ritka kivételek.*



31.8 ábra. A szén biogeokémiai ciklusa BROOKS (1981) és mások nyomán, kiegészítésekkel

A szervesanyag-dúsulások mégis elsőrendű szerepet töltenek be az emberi társadalom életében. Az anyaguk elégetésével felszabadított hőenergia immár két évszázad óta egyre fokozódó mértékben az ipari, mezőgazdasági, közlekedési és háztartási energiaszükség-

let kielégítésének, vegyi átalakításuk pedig a sokágú kémiai iparnak nélkülözhetetlen alapja.

Az éghetetlen kőzeteket szervesanyag-tartalmuk növekedése révén átmenetek kötik össze az éghetőkkel (pl. agyag→szenes agyag →agyagos kőszén→kőszén; bitumenes homok→olajpala). Ezek értékét és rendszertani besorolását a belőlük kivonható szerves anyag mennyisége, minősége, a feldolgozási technológia fejlettsége és gazdaságossága szabja meg. Elegendő itt a feketekőszén-bányák régi meddőhányóinak újrafeldolgozására vagy a még kiaknázatlan kátrányhomokra és olajpalára utalni, amelyek helyenkénti óriási tömegű előfordulásai a közeljövő jelentős vegyipari és energiaforrásaivá léphetnek elő.

A karbónium és a szénvegyületek bio- és geokémiai ciklusát a *31.8 ábra* foglalja össze.

31.1 SZÉNKŐZETEK

BELLÁNÉ PELSŐCZI MÁRTA

31.11 A SZÉNKŐZET FOGALMA

Szénkőzetnek (kőszénnek) az elhalt növényi testek különböző mértékű átalakulásával keletkezett, szilárd, éghető kőzetet nevezzük. A szénkőzetek a tőzegtől a barna- és feketekőszén fajtákon át az antracitig vezető fejlődési sor különböző állomásai. E sor tagjait szénültségük foka különíti el egymástól. A szénültség bármely fokán álló és bármely korú kőszenek növényi eredetét C-izotóp összetételüknek a ma élő fákéhoz való hasonlósága is igazolja.

A kőszenet feltűnő sötét színe és a felszíni kibúvásain bekövetkezett öngyulladásai folytán az emberiség már évezredek óta ismeri. Nagyarányú felhasználására azonban csak a 18. századi ipari forradalom idején került először sor. Azóta a gazdasági élet energia-, majd vegyipari alapanyagszükséglete következtében a kőszéntermelés hatalmasat fejlődött. A SZU és az USA együttes évi termelése ma több mint 1 milliárd tonna, s az évi 100 millió tonnánál többet termelő országok (Kína, Anglia, Németország, Lengyelország, Csehszlovákia, Ausztrália, India, Dél-afrikai Köztársaság) közül az első négy évi termelése a 200 millió tonnát is meghaladja. A kőszén világgazdasági jelentőségét a szénhidrogéntermelés előretörése csak az 1960—70-es években veszélyeztette; az olajárak nagymérvű drágulása azonban a szénbányászat újabb felvirágzását eredményezte. 1965-ben a Föld feltárt kőszénvagyonát 6 billió tonnára becsülték; ez kb. 15-szöröse a Föld jelenleg feltételezhető, kereken 400 milliárd tonnányi összes szénhidrogénkészletének (31.28. fejezet). A fejlődő országok mai kőszénkészleteiről a *31.2 táblázat*, a legtöbb kőszenet bányászó országok 1984. évi termeléséről a *31.3 táblázat* tájékoztat. Hazánk jelenlegi évi termelése 20 millió tonna körül van *(31.9 ábra)*.

31.2. táblázat. A fejlődő országok kőszénkészletei (10^6 t)*

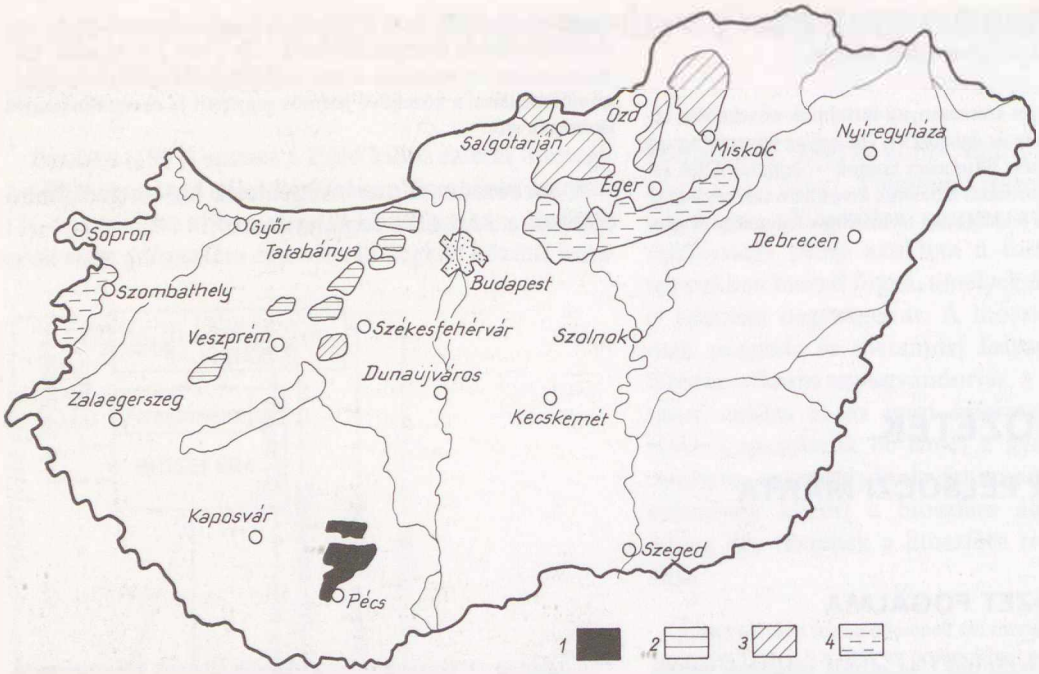
Afganisztán	10	Marokkó	40
Argentína	224	Mozambik	200
Botswana	7000	Nigéria	300
Brazília	1000	Pakisztán	227
Chile	5000	Peru	105
Columbia	2500	Swaziland	186
India	19500	Tanzánia	335
Indonézia	3000	Törökország	3000
Dél-Korea	386	Venezuela	1000
Malawi	800	Zambia	130
Mexikó	1000	Zimbabwe	2200
		Összesen	48743

* Chadwick—Highton—Polur (1985) adatai.

31.3. táblázat. A kőszénben leggazdagabb államok kőszéntermelése 1984-ben*

Ország	Feketekőszén 10^6 t	Barnakőszén 10^6 t
USA	807,532	—
Kína	772,000	—
Szovjetunió	554,000	158,000
NDK	—	296,000
Lengyelország	191,600	50,400
NSZK	84,868	126,704
Dél-Afrika	162,034	—
India	148,000	6,500
Ausztrália	114,800	35,108
Csehszlovákia	26,400	102,900
Kanada	47,484	9,917
Egyesült Királyság	51,000	—
Összesen	2959,718	785,529

* *Notiziario dell'EUA, Energie e Innovazione*, 1985. X., p. 83.



31.9 ábra. Magyarország kőszénelőfordulásai JÁMBOR ÁRON szerint

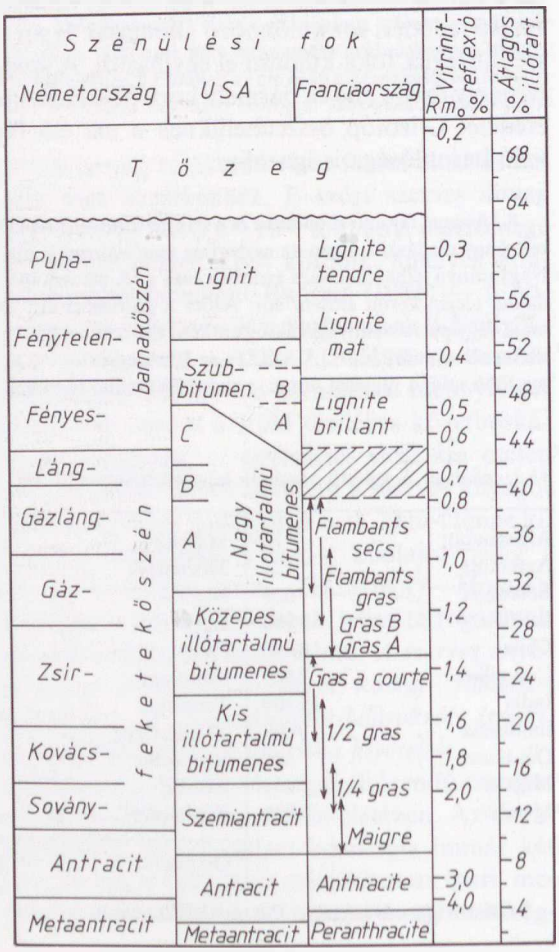
1. Alsó-liász feketekőszén. — *2.* Eocén kemény barnakőszenek. — *3.* Miocén barnakőszenek. — *4.* Pannóniai barnakőszenek (lignitek).

A *szénkőzetek megnevezése* azok szembeötlő fizikai, kémiai, technológiai és genetikai paramétereire támaszkodik. Mégis aszerint változik, hogy e mérőszámok melyikét és milyen értékét tekinti alapvetőnek. Hazánk — Európa számos más országával együtt — a *német nevezéktant* vette át. Ez a tőzeg és a grafit között, a szénülés foka szerint, előbb lágy (földes–fás), majd fénytelen, ill. fényes barnakőszenet, ezt követően pedig rendre láng-, gáz/láng-, gáz-, zsír- (vagy kövér), kovács- és sovány feketekőszenet, valamint antracitot és metaantracitot különböztet meg. E kategóriák határait a kémiai alkotók mennyisége, a fűtőérték, az illótartalom és a zárt térben való hevítéskor mutatkozó sülőképesség alapján vonja meg.

Az *amerikai nevezéktan* élén is a tőzeg áll, de a lágy barnakőszenet a fénytelen barnakőszén gyengébben szénült fajtáival együtt egységesen lignitnek tekinti; a jobb minőségű fénytelen barnakőszéntől a kovácskőszénig bezárólag terjedő fajtákat pedig bitumen-, majd bitumen- és illótartalmuk szerint nevezi meg. A sovány feketekőszén Amerikában a szemiantracit nevet kapta. Az antracit és a metaantracit elnevezést is csak némi tartalmi módosítással vették át.

A *francia nevezéktan* főként a „lignite" kifejezésnek a barnakőszenek mindhárom (puha, fénytelen és fényes) fajtájára való alkalmazásával különbözik a némettől; a metaantracitot „peranthracite"-nak nevezi; a „lángkőszén" francia megfelelőjének elhagyásával pedig a barna- és a feketekőszén közötti különbséget emeli ki.

A háromféle rendszernek a kőszén felületi csiszolatán olajimmerzióban észlelt átlagos reflexió, s a víz- és hamumentes állapotra vonatkoztatott illótartalom szerinti egyeztetését a *31.10 ábra* szemlélteti.



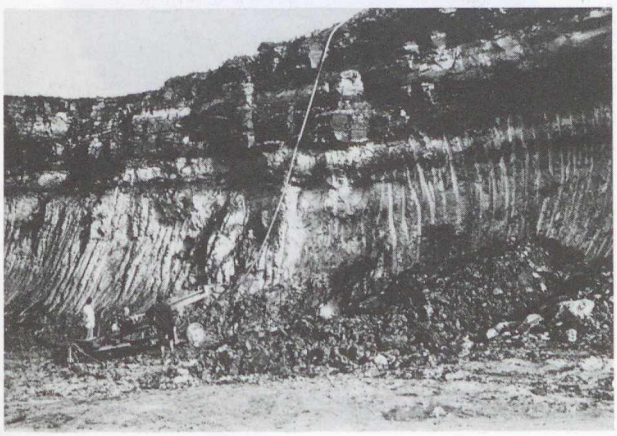
31.10 ábra. A német, az amerikai és a francia kőszén-nevezéktan egyeztetése FÜCHTBAUER (1988) szerint

31.12 A KŐSZÉNFAJTÁK ÁLTALÁNOS JELLEMZÉSE

A kőszenek többsége a tőzegből, néhány különleges fajtája a rothadó iszapból származtatható. *Tőzeg*nek (turfának) a mocsarak, lápok még alig szénült, laza állapotban sárgásbarna, préseltebb állapotban sárgásfekete színű, túlnyomórészt gyökér-, szár- és levélrészletekből álló, kézzel is összenyomható, vízzel vagy szervetlen üledékkel betakart, de pleisztocénnél nem idősebb növényi üledékhalmazait nevezzük.

A ligninben és szabad cellulózban gazdag tőzegtől eltérően, a tápanyagokban gazdag, eutróf tavak és mocsarak finomszemcsés *rothadó iszap*ját (a szapropélitet) — kevés szervetlen üledékrészecskén és igen finom növényi törmeléken kívül — lipidekben dús spóra- és pollenszemcsék alkotják. A két eltérő összetételű üledékből két különböző kőszéntípus keletkezik: az illókban szegényebb *humuszkőszenek* a tőzeg, az illókban gazdagabb, *szapropélkőszenek* pedig a rothadó iszap szénüléséből vezethetők le. A növények gyantás alkotói pedig enyhén oxidatív környezetben az előbbieknél sokkal ritkább *liptobiolitok*ká alakulnak.

A tőzeg szénülésének legalacsonyabb fokán álló *lágy barnakőszén* („lignit") arról ismerhető fel, hogy viszonylag sok és jó megtartású faanyagot (xilitet) tartalmaz; színe barna, fénye nincs. Kiszáradva általában a rétegzéssel párhuzamosan felhajló lemezekből állónak látszik *(31.11/a* és *31.11/b ábra; 31.1 tábla:* **1**;



31.11/a ábra. Aleuritra települő pannóniai lignittelep (sötét), amelyet két vastagabb agyagközbetelepülés tagol. — Rudabánya, Vilmos külfejtés. — Foto: RADÓCZ GYULA

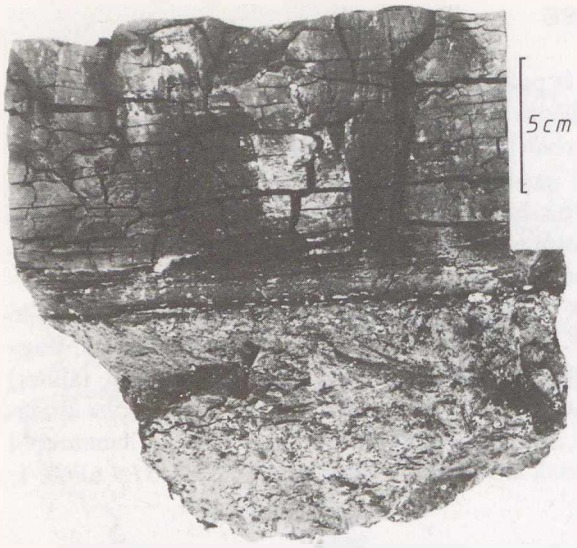


31.11/b ábra. Lágy barnakőszén (lignit) kézipéldánya. — Várpalota (Veszprém m.). — Miocén, bádeni emelet. — Foto: FEKETE ANTAL. — 0,38 ×

31.4. táblázat. A felismerhető növényi részek gyakorisága különböző szénültségű kőszenekben

Kőszénfajták			Gödrös vastagodás	Bélsugár	Tracheidák	Fosszilis		
						parenchima-szövet	levélkutikula	gyanta
Barnakőszén	Lágy		+	+	+ +	+	+	+
	Kemény	Fénytelen		+	+ +	+	+	+
		Fényes			+	+	+	+
Feketekőszén	Lángkőszén				+	*r*	+	+
	Gázkőszén					+	*r*	+
	Zsírkőszén							+
	Soványkőszén							
Antracit								

+ + = Gyakori, + = Van, *r* = Ritka.



31.12/a ábra. Száradási repedésekkel átjárt barnakőszén és ősmaradványos feküje. — Szarvaskő (Heves m.) II. telep. — Foto: RADÓCZ GYULA



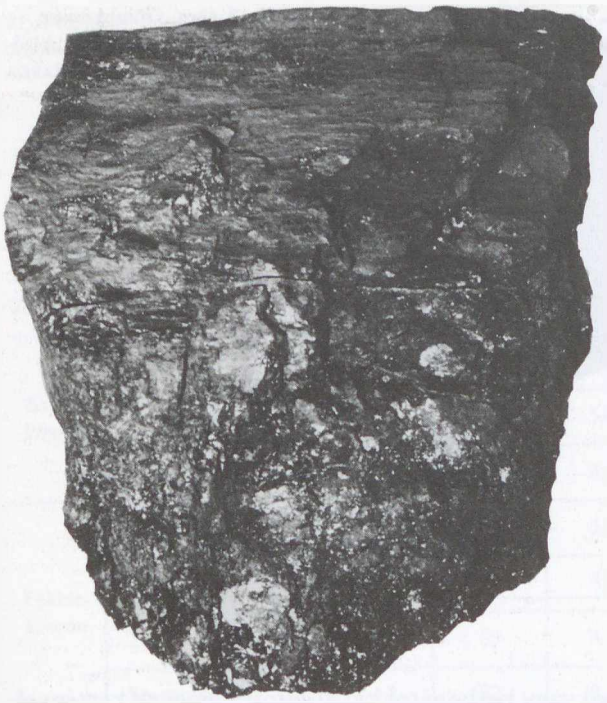
31.12/b ábra. Fénytelen, kemény barnakőszén. — Kányás (Nógrád m.) — Miocén, ottnangi emelet. — Foto: FEKETE ANTAL. — 0,39 ×

31.2. tábla: **1** és **3**). Bitumenben gazdag, barnássárga válfaja a *piropisszit;* barna színű, papírvékony lemezekben elváló félesége a *dizodil.*

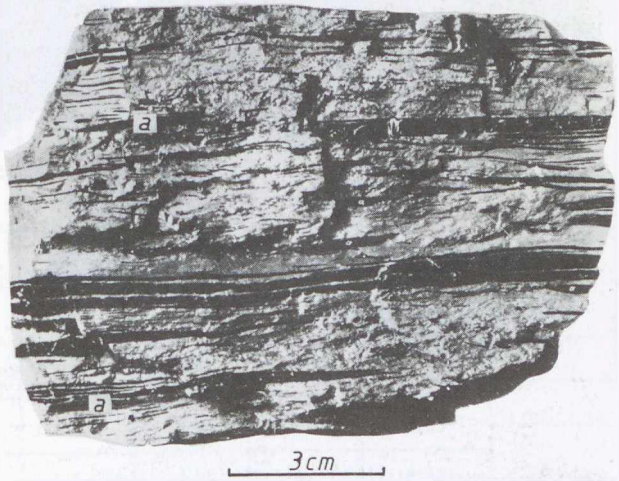
A *keményebb barnakőszenek* barnától a barnásfeketéig változó színűek, és csak ritkán tartalmaznak szabad szemmel is felismerhető növényi részeket *(31.4 táblázat)*. Mivel száradási eredetű hasadékrendszerük a rétegzéssel párhuzamos és arra merőleges, ezért kocka vagy tégla alakú darabokra esnek szét; e darabok viszont kagylósan törnek *(31.12/a* és *31.12/b ábra)*. A kockás törés főként a fénytelen, a kagylós törés inkább a fényes barnakőszeneket jellemzi. Ez utóbbiak erősen és kevésbé csillogó sávokból állónak látszanak; tektonikai igénybevétel esetén pedig gyakran pikkelyszemesek, vagyis max. 15—30 mm átmérőjű, szögletes vagy lekerekített, fénylő, kissé homorú darabkákból tevődnek össze *(31.13/a ábra)*.

A barnakőszén valamennyi fajtáját jellemzi, hogy
— érdes porcelánlemezen barna karcot hagynak;
— kálilúggal (KOH) főzve, azt barnára festik (pozitív huminsavreakció);
— salétromsavval (HNO_3) kezelve pozitív lignin-reakciót adnak.

A *feketekőszén* változatok ugyancsak sávos szerkezetűek *(31.13/b ábra)*; szabálytalan, sík vagy kagylós törési felületük üveg- vagy zsírfényű *(31.14 ábra)*, karcuk mindig fekete; a kálilúgot és a salétromsavat nem színezik meg. Még fennmaradt növényi szerkezeteik csak SCHULZE-féle macerációval tehetők láthatóakká. Föltehetően hegységszerkezeti nyírófelületek mentén kialakult elválási formájuk a *gömbkőszén (31.15 ábra)*. Az erősen szénült feketekőszenek a hegységszerkezeti igénybevétel helyein gyakran porlódnak. Ez nagy veszélyt jelent — többek között — a



31.13/a ábra. Pikkelyszemes, fényes, kemény barnakőszén. — Dorog, Lencse-hegy. Eocén (lutéciai emelet). Foto: FEKETE ANTAL. — 1/2×



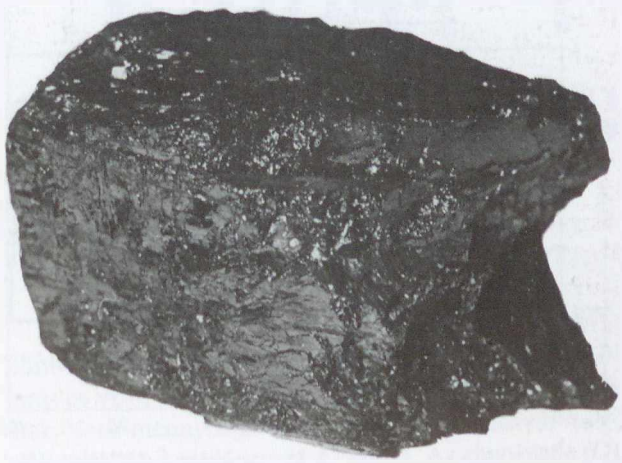
31.13/b ábra. Fényes *(fekete)*, félig-fényes *(világos)* kőszéncsíkok és néhány rostos kőszénlencse *(a)* váltakozása egy, a Saar-medencéből származó karbon feketekőszén-darabban

mecseki liász feketekőszén bányászatára, mert a fejtési üregek levegőjével keveredett kőszénpor könnyen robban. A robbanás ellen a szénpor leülepítésével, ill. elszívásával védekeznek.

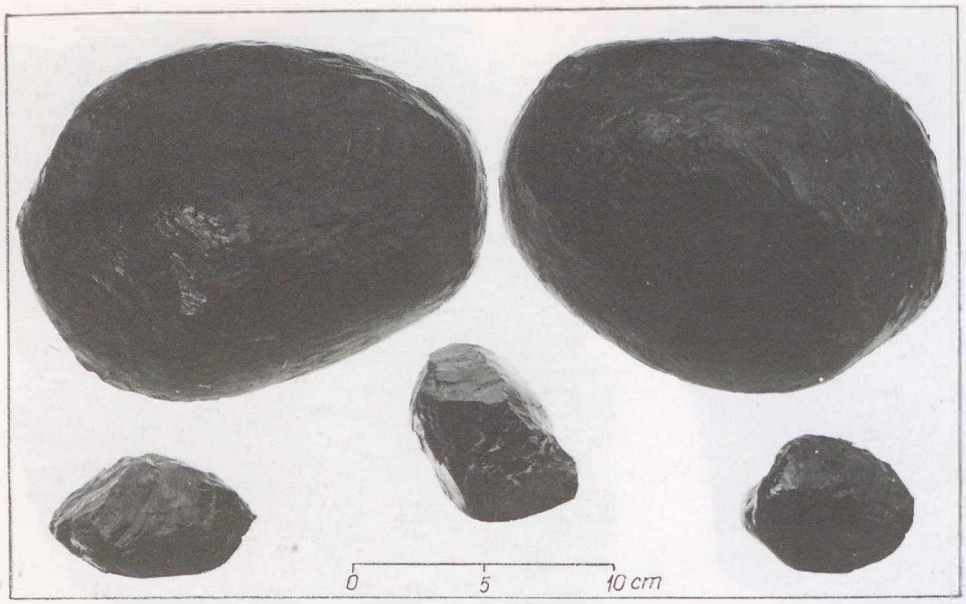
A nagy pirittartalmú kőszenek elégetés közben SO_2-szagot árasztanak. A feketekőszenek nagyobb gáztartalmú, „kövér" féleségei hosszú lánggal égnek, kormoznak és zsugorodnak; kis gáztartalmú, „sovány" féleségeik rövid lánggal égnek. A sovány feketekőszén már átmenet az antracithoz.

Az *antracit* fekete, kagylós törésű, üveg- vagy fémes fényű, tömör, rideg, korom- és lángképződés nélküli izzással égő, 4—8% illótartalmú, nagy térfogatsűrűségű szénkőzet. A metaantracit (Franciaországban peranthracite) <4% illótartalmú, a grafithoz nagyon hasonló röntgen-diffrakciójú szénkőzet.

A *grafit*nak a bázislap (0001) szerinti vékony lemezei az üledékes kőzetek szórt szerves anyagából vagy a kőszéntelepekből azok zöldpala fáciesű dinamotermális vagy kontaktmetamorfózisa révén, az illótartalom teljes elvesztésével, fokozatosan fejlődnek ki. KOSSOVSKAJA—SHUTOV (1970) a kőszéntelepet kísérő kőzetek agyagásványainak átalakulási foka alapján már a >2,2 vitrinitreflexiójú antracitot is az anchime-



31.14 ábra. Fekete (gáz-)kőszén. — Komló. Alsó-liász. — Foto: FEKETE ANTAL. — 0,74×



31.15 *ábra.* Gömbkőszén. — Komló, Béta-akna. Alsóliász. — Foto: NÉMEDI VARGA ZOLTÁN. — Kb. 1/1

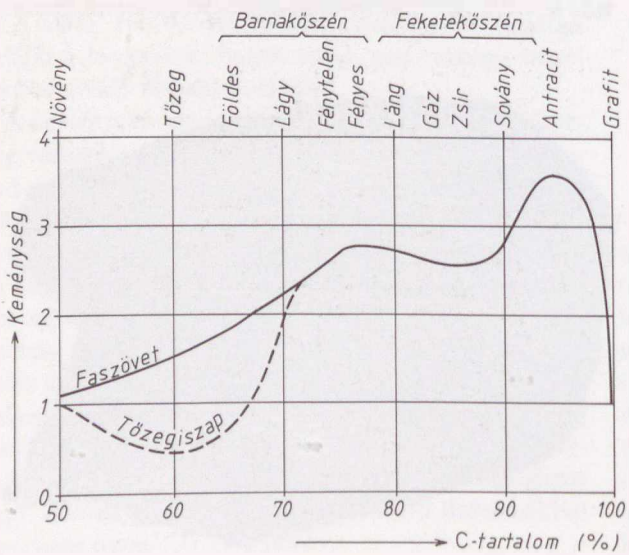
tamorfózis övébe helyezi; az epizóna határát pedig a metaantraciton belül vonja meg. A grafit tehát — növényi eredete ellenére — sem tartozik az üledékes kőzetek közé.

A kőszénfajták *fizikai viselkedése* részint a kiinduló növényi anyagok minőségétől, mennyiségétől, felhalmozódási módjától, az ezekhez keveredett szervetlen anyagoktól, részint azoktól a mélyreható változásoktól függ, amelyeken ezek a hőmérséklet-, nyomás- és pH-változásokra oly érzékeny anyagok betemetődésük, mélybe süllyedésük és újra felszínre kerülésük során átmentek.

A kőszénfajták *térfogatsűrűsége (31.5 táblázat)* és átlagos *keménysége (31.16 ábra)* elsősorban a szénültség, másodsorban a hamutartalom függvénye. Kovával vagy karbonátokkal átitatott kőszenek keménysége megközelíti az impregnáló anyag keménységét. A kőszenek tág határok közötti (30—300 kg/cm²) *nyomószilárdsága* sem egyértelműen a szénültség függvénye. Egyes földes–fás szerkezetű barnakőszeneké („lignit"-eké) ui. nagyobb lehet, mint a hasadékokkal sűrűn átjárt fényes barnakőszeneké vagy a feketekőszeneké. Ezért értéke — a „lignit"-eké kivételével — csaknem mindig kisebb, mint a kísérő meddő kőzeteké.

A fás barnakőszén többnyire rostosan, a dizodil levelesen válik el; a kagylós törésre való hajlam (a parallelepipedonossal szemben) a szénülés előrehaladásával növekszik.

A tőzeg és a lignit barna *színárnyalatait* a lignin és



31.16 ábra. A keménység változása a szénülés függvényében

31.5. táblázat. A növényi anyag, a szénkőzetek és a grafit egyes jellemzői

A vizsgált anyag			Nedvesség %	Nedvesség- és hamumentes állapotra számított					Sűrűség g/cm³	Térfogattömeg g/cm³
				Karbónium C^{daf}	Hidrogén H^{daf}	Oxigén O^{daf}	Nitrogén N^{daf}	Égéshő Q_s^{daf}		
				súly%				MJ/kg		
Élő faanyag				50	6,0	43	1,0	18,8	0,4	0,70—1,00
Tőzeg			90—75	58	5,5	34,2	2,0	20,9	0,5—0,7	1,05
Barnakőszén	Lágy		75—30	70	5,0	24	0,8	25,9	1,20	1,10—1,25
	Kemény	Fénytelen	30—20	74	5,0	20	1,0	26,7	1,20	
		Fényes	20—8	78	5,0	16	1,0	30,9	1,20	
Feketekőszén	Lángkőszén		8—6	80	5,0	14	1,0	31,7	1,25	
	Gázkőszén		6—5	84	5,0	10	1,0	33,4	1,27	1,26—1,33
	Zsírkőszén		5—4	88	4,0	6	1,0	35,5	1,30	
	Soványkőszén		4—3	92	2,0	4	1,0	36,3	1,35	
Antracit			< 3	96	2,0	2,0		40,8	1,40—2,00	1,34—1,46
Grafit			0	100	0	0	0	33,4	2,20	2,20—2,40

a cellulóz bomlásából származó huminsavak, a rothadó iszapok (a förna, a dy és a gyttja) feketébe, ill. szürkébe hajló színeit a huminsavak kolloid származékai, valamint az utóbbiak részleges oxidációjával keletkezett vegyületek okozzák (I. kötet, 8.512. fejezetrész).

Az érettebb barnakőszén-stádiumtól uralkodó s az *antracit*nál acélkékben játszó fekete szín az egyre inkább kondenzálódó szerves vegyületektől ered. A barnakőszenek felszíni mállásakor mutatkozó tarka futtatási színeket azok pirittartalmának goethitté vagy lepidokrokittá oxidálódása idézi elő.

A fényes és kevésbé fényes *sávféleségek*re bomlás mellett még pozitív huminsav- és lignin-reakciót adó fényes barnakőszenek folyamatos átmenetet alkotnak a feketekőszenek felé. A rétegzéssel párhuzamos, 0,2—1,2 cm vastagságú sávok hazánkban a brennbergi, borsodi, nógrádi, várpalotai miocén és a mogyorósbányai eocén korú fényes barnakőszeneket ugyanúgy jellemzik, mint a mecseki alsó-liász feketekőszeneit.

A tőzeg csak vékonycsiszolatban, a kőszenek ezenkívül felületi csiszolatban is tanulmányozhatók. A kőszénminták mikroszkópi vizsgálatra való előkészítését VENDEL M. (1959) könyve tartalmazza.

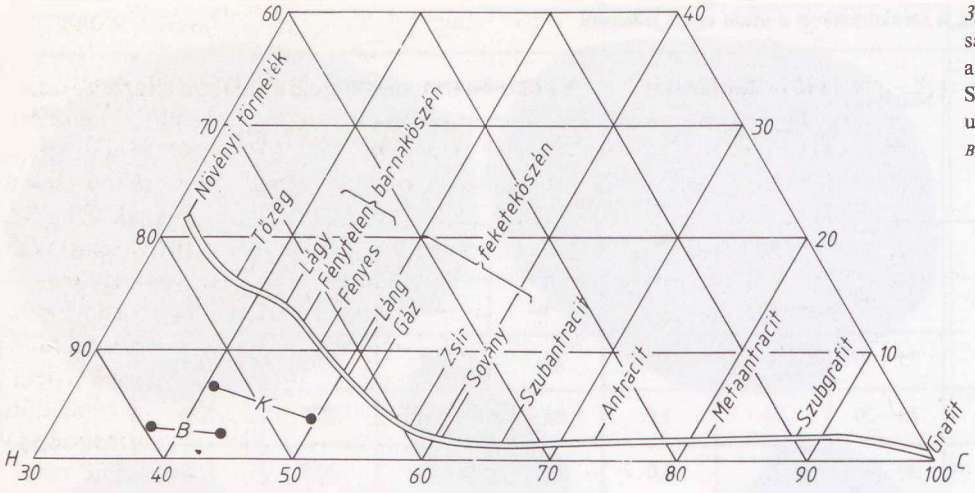
A *sávféleségek keménységét* (H_V) a kőszénminták felületi csiszolatán a VICKER-féle kiskeménység-vizsgáló készülékkel a következő összefüggés alapján állapítják meg:

$$H_V\,(\mathrm{kp/mm^2}) = \frac{1854{,}4\,P}{d^2}, \qquad (31.5)$$

ahol $P = 100$ g; d a kőszéncsiszolat felületén a 100 g súllyal terhelt gyémántkúp által vésett karc szélessége mm-ben.

31.13 A KŐSZÉN VEGYI ALKATA

A kőszénben éghető részének bonyolult összetételű szerves vegyületei bensőségesen keveredtek a leülepedési környezetből származó és elégetés után a hamuban koncentrálódó szervetlen alkotórészekkel. A különböző kőszénfajták bányanedvessége, valamint hamu- és vízmentes állapotra számított fő alkotórészeinek %-os mennyisége a szénülés fokozódásával megváltozik *(31.5 táblázat; 31.17 ábra)*. Az elemi szén (C)



31.17 ábra. A tőzeg és a fontosabb szénkőzetek helye az atom%-os HOC-diagramban SZÁDECZKY-KARDOSS (1952) után

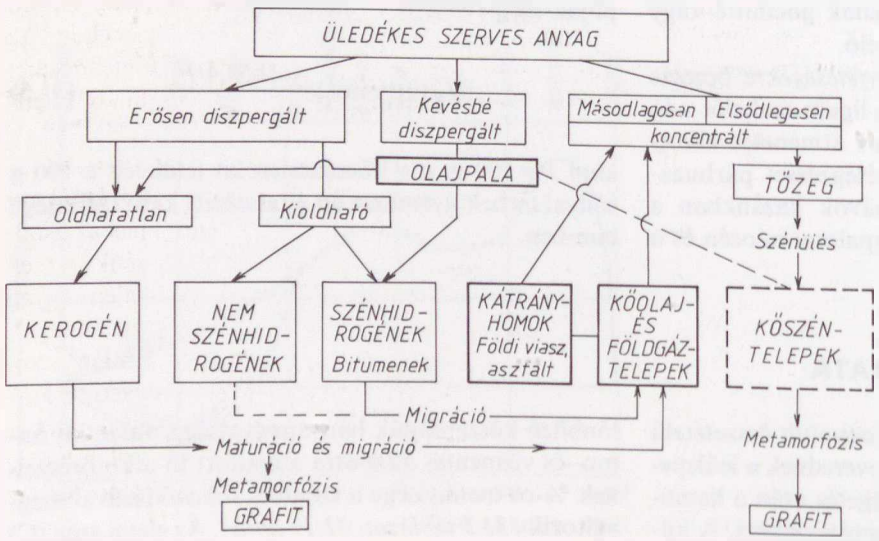
B: Boghead-kőszén. — *K:* Kennel-kőszén



31.18 ábra. A természetes szerves anyagok fizikai-kémiai rendszere DEGENS (1965) szerint

felszaporodásával szemben a könnyen illók (H, O, N) részaránya csökken, az égéshő (vagyis a kg-nyi kőszénből felszabadítható hőmennyiség) pedig nő.

A DEGENS-féle (1965) osztályozás szerint *(31.18 ábra)* a kőszén szerves vegyületeinek zöme a CS_2-ben nem vagy csak nehezen oldható *pirobitumenek* oxigéndús csoportjába tartozik. E csoport olyan oxigéntartalmú komplexekből összetett, de rendesen ásványi anyagokat is tartalmazó, sötét színű, meglehetősen kemény, nem illékony, vízben nem oldódó szerves vegyületekből áll, amelyek a pirolízis során (vagyis O_2-mentes térben hevítve) megolvadás nélkül, *bitumenek*re esnek szét. A bitumenek vízben nem, de CS_2-ben jól oldódó, gáz, folyadék vagy szilárd állapotú, O_2-ben szegény, vagy O_2-mentes szénhidrogéneknek, ill. ezek származékainak olykor ásványi anyagokkal társuló keverékei. A bitumenek elsősorban a kőolajban és azok származékaiban dúsulnak, kisebb mennyiségben azonban a fénytelen barnakőszéntől a kovácskőszénig terjedő kőszénfajtákban is előfordulnak. Viszonylagos mennyiségüket az amerikai kőszénosztályozás „szubbitumenes" és „bitumenes" megjelölései-



31.19 ábra. Az üledékes szerves anyagok genetikai osztályozása BROOKS (1981) nyomán, kiegészítésekkel

nek az illótartalom csökkenése szerinti további részletezése jelzi *(31.38 ábra)*.

A szerves anyagok BROOKS-féle (1981) táblázatát *(31.19 ábra)* is figyelembe véve, a szénkőzetek túlnyomó része uralkodóan gyűrűs szénvegyületekből álló, nagy oxigéntartalmú, H-ban szegény, szilárd telepeken felhalmozódó, pirobitumen jellegű vegyületek halmazának minősül. A kőszén szerves vegyületei három, ún. macerálcsoportba foglalhatók. Mivel azonban ezek elsősorban fénytani viselkedésük alapján különíthetők el, részletesebb jellemzésükre a 31.14. (szénkőzettani) fejezetben kerül sor.

31.131 Víz- és gáztartalom. A kőszén higroszkópos víztartalma, továbbá metánból (CH_4) és más szénhidrogénekből, vagy CO_2-, CO-, H_2S-, H_2- vagy N_2-ből álló, tapadó gáztartalma a szénülési fok és az ezt meghatározó települési mélység függvénye. VADÁSZ (1952) szerint a Ruhr-vidék számos karbon feketekőszén-bányájában a termelvény minden tonnájára 5—20 m^3 CH_4 és 10—20 m^3 CO_2 esik. KRAVCOV *et al.* (1980) szerint a SZU feketekőszén-medencéiben a lángkőszén átlagos metántartalma 0—300 m mélységben 0—9 m^3/t, 600—900 m között 9—12 m^3/t; ez a mennyiség a szénülés antracit állapotig való előrehaladásával 22—28 m^3/t-ra emelkedik, az antracitban azonban 2—3 m^3/t-ra csökken. Ezt a csökkenést az antracit illó tartalmának minimális volta, másrészt nagyfokú tömörsége idézi elő. A gázoknak a bányászatot veszélyeztető felhalmozódásáért a kőszén porozitásnövelő, tektonikai összetöredezettsége a felelős. A gázoknak a törési övekből a bányatérbe való beáramlását a fejtési fal megbolygatása idézi elő. A bányaüregek levegőjével 5,5—14%-ban keveredett metán robbanóelegyet alkot, s ez az ún. *sújtólég* éppúgy katasztrófák forrása lehet, mint a CO, CO_2 vagy a H_2S által kifejtett élettani hatás.

31.132 A kőszénhamu. A kőszenet a vele váltakozó vagy a telepét kísérő, széntartalmú, de csak gyengén vagy egyáltalán nem éghető keverékkőzetektől a hamutartalom alapján választjuk el:

	Hamutartalom
Kőszén	30%
Agyagos (homokos) kőszén (égőpala)	30—50%
Kőszenes agyag (homok vagy homokkő)	50%

A mészkövek felé hasonló átmeneti típusok nem ismeretesek.

A hamutartalom általában nem azonos a kőszén szervetlen ásványainak teljes mennyiségével. Az ásványok H_2O- és CO_2-tartalma ui. 450—800 °C hőmérsékleten eltávozik. Ennek ellenére az illó alkotók szénülés közbeni távozása megnöveli, a karbonátok és szilikátok kilúgzódása csökkenti a hamu viszonylagos mennyiségét.

A kőszénhamu összetétele általában eltér a kőszenet szolgáltató növények hamujáétól. Az utóbbiban uralkodó alkáli és mészalkáli fémek ui. lápon belüli kilúgzódásuk miatt a kőszénhamuban már inkább csak a törmelékes szilikátásványokban maradnak fenn. A szénülés után megőrződhet viszont a füvek, zsúrlók és korpafüvek élő állapotban beépült SiO_2-tartalma.

A hamu alkotórészeinek bizonyos hányada az ősnövényekben felhalmozódott szervetlen sók maradéka, zöme azonban a kőszén felhalmozódásakor lerakódott, ill. a szénülés és epigenezis során képződött anyag. E különböző eredetű alkotók pontos szétválasztása többnyire alig lehetséges. Összességük mégis döntő módon a képződési környezet hatását tükrözi.

A magyarországi kőszenek hamuja VADÁSZ (1952) szerint két típusba sorolható: *(1)* A kaolinos–agyagos hamufajtákat 30—50% SiO_2-, 20—40% Al_2O_3- és < 10% $CaCO_3$-tartalom jellemzi. — *(2)* A kaolinos–meszes hamufajták az előbbinél kevesebb SiO_2-tartalom mellett 40%-ot is elérő SO_3- és > 10% $CaCO_3$-tartalommal rendelkeznek. Az utóbbiak közül különösen nagy SO_3-tartalmukkal, továbbá különleges mész- és Al-ásvány kiválásaikkal tűnnek ki a felsőtriász mészkőre és dolomitra települt, humuszanyagokban szegény, bitumenes anyagokban gazdag dunántúli eocén karsztkőszeneink. Ezek említett sajátságait SZÁDECZKY-KARDOSS (1952) a lúgos karsztvízből táplálkozó lápokban meleg, szemiarid klíma alatt elszaporodott algatenyészetnek a száras és fás vegetációval szembeni fölényével magyarázza. A kénnek a kőszénben való felszaporodását szerinte kénbaktériumok segítették elő azzal, hogy azt Ca-szulfátba, ill. saját szerves anyagukba építették be. A szénülés folyamán viszont a szulfátkén is SO_3-má redukálódott, és a kőszén szerves komplexeiben kötődött meg.

Hasonló mechanizmust tételez fel SZÁDECZKY-KARDOSS (1952) a szilikátos, de SO_3-gazdag hamut adó bükkalji pannon lignitek keletkezésénél is. Az ehhez szükséges Ca-ot azonban a telepek meddő üledékeinek az átlagosnál nagyobb Ca-tartalmából származtatja.

31.133 A kőszén és a kőszéntelep ásványi anyagai. A szervetlen kőszénelegyrészeknek az ősnövényzet testéből származó hányada a szénkőzetnek legföljebb 1 súly%-át teszi ki. A szervetlen anyag zöme a tőzeg ülepedésekor hozzákeveredett anyag.

A szentgáli földes–fás szövetű, középső-miocén korú, delta jellegű barnakőszéntelepbe ágyazott, dió–mogyoró nagyságú *kvarckavicsokat*, vagy a tatabányai eocén barnakőszén *mészkőtörmelékét* pl. folyóvíz vagy felhőszakadás sodorhatta a lápmedencébe. Az

egykori láptalaj anyagával egyező szögletes kőzettörmelék pedig vagy a láperdő kidőlt fáinak gyökereiről, vagy árvizek okozta kimosódás útján került a telepbe. A telepnek csak a hamutartalmát növelő agyag-, kőzetliszt- és homokszemcsék, vulkáni törmelékek a szervetlen beszállítás folyamatos voltát bizonyítják. A telepet megszakító vékonyabb csíkjaik, lencséik vagy vastagabb padjaik viszont a beszállítás ütemének a növényi tenyészetet visszaszorító, átmeneti vagy tartósabb megnövekedésére utalnak. E közbetelepüléseknek egyazon telepen belül változó száma és vastagsága ellenben a beszállított szervetlen anyagoknak a láp belső morfológiájától és áramlási viszonyaitól függő elosztásáról tájékoztat.

A szervetlen alkotók más része szénülés közben képződött, diagenetikus ásvány. Egy részük többékevésbé egyenletesen elszórva, más részük *konkréciók* alakjában jelenik meg *(31.6 táblázat)*.

Az ásványok közül az *agyagásványok* a leggyakoribbak. A lápvíz savas kémhatása esetén főleg kaolinit, lúgos pH-ja esetén montmorillonit képződik (PETRASCHEK 1947).

A szénkőzetek agyagásványai (l. a II. kötet, 22.61. és 22.622. fejezetrészeit is)

— vagy finoman diszperz állapotban (néhány μm-nyi szemcsék képében),

— vagy kőszénnel váltakozó kaolin- és agyagkőcsíkok alakjában jelennek meg (az utóbbi esetben olykor telepazonosításra is alkalmazhatók).

Hazai kőszeneink mindegyike tartalmaz agyagásványokat. A gyöngyös–visontai lágy barnakőszén agyagásványainak jelentős hányada például montmorillonit.

A *karbonátok* (kalcit, dolomit, ankerit, sziderit) gyakorisága — amit az egykori láp vizének CO_2-tartalma magyaráz — az agyagásványoké mögött marad. A karbon feketekőszén összletekben, az angliai Lancashire-től a Donyec-medencéig, Spanyolországból, az USA-beli Illinoisból és a déli kontinensekről

31.6. táblázat. A szénkőzetek leggyakoribb ásványai

Kőzetfejlődési szakasz		Szingenezis	Korai diagenezis	Epigenezis	
Az ásványcsoport	képződésmódja	Vízi vagy légi szállítás utáni elsődleges ülepedés	Üledéken belüli keletkezés	Utólagos üreg- és repedéskitöltés	Szingenetikus ásványok átalakulása
	szöveti megjelenése	Erős átszövés		Durva szemű átszövés	Finom szemű átszövés
Agyagásványok		Kaolinit, illit, szericit, montmorillonit			Illit, klorit
Karbonátok			Sziderit Ankerit Dolomit Kalcit	Ankerit Kalcit Dolomit	
Szulfidok			Pirit Melnikovit Markazit	Pirit Markazit Szfalerit Galenit Kalkopirit	(Szingenetikus szideritből képződött) Pirit
Oxidok			Hematit	Goethit Lepidokrokit	
Kvarc (kova)		Kvarcszemcsék	(Földpát és csillám mállása utáni) Kalcedon Kvarc	Kvarc (kova)	
Foszfátok		Apatit	Foszforit Apatit		
Egyéb ásványok		Cirkon Rutil Turmalin Ortoklász Biotit		Kloridok Szulfátok Nitrátok	

ismert, de emellett egyes németországi barnakőszéntelepeken is megjelenő *tőzegdolomit* borsó–fej nagyságú, ritkán még nagyobb gumói az egykori növényi szövet hű megőrzői. A dolomit a szénült, gyakran fuzitos sejtfalakon belüli sejtüregeket tölti ki. E gumók mindig tengeri rétegekkel fedett telepekben, elszórtan vagy csoportosan, néha padokká egyesülve találhatók. Dolomitkristályokon és szerves anyagon kívül piritet és apatitot is tartalmaznak. A tengeri elárasztásból származó dolomitnak a tiszta kőszénnel való összeszövődése a dolomitkiválás korai diagenetikus jellegére utal.

Édesvízi mészkő többnyire a harmadidőszak tengermenti telepein található. Vastagabb rétegei a dorogi és tatabányai eocén és az ajkai felső-kréta üledéksorok tanúsága szerint általában a kőszéntelepek fedőjében, a transzgresszió előhírnökeként jelentkeznek.

Az édesvízi mészkővel ellentétben a tatabányai eocén barnakőszén *alumohidrokalcit* anyagú „huszárzsinór"-jai késő-diagenetikus repedéskitöltések (Vadász 1940).

A kőszén, agyagásványok és sziderit (27.42. fejezet: b) bensőséges keverékéből álló *szén- és agyagvaskövek* (27.6132. fejezetrész) hazánkban a mecseki alsó-liász kőszénösszletben és fedőképződményeiben fordulnak elő. Jelentős mennyiségű Al_2O_3 és igen sok SiO_2 mellett kevés MgO-ot is tartalmaznak.

A mecseki telepösszlet első fejtésre alkalmas, „alfa"-telepe alatti 50—70 m, valamint az afölötti 50—110 m vastagságú összletben a sziderit 0,1—2,0 mm nagyságú halmazai még csak a homokkövek és aleurolitok kötőanyagát alkotják.

Agyagvaskő- (pelosziderit-) *telepek* a pécsbányai számozás szerinti 1. és 11. telep között találhatók. Maximális vastagságuk 40—50 cm, hosszúságuk max. 250—300 m, 15—40% közötti Fe_2O_3-tartalommal. Többségük a kőszén közvetlen fekvőjében vagy a telep szintjében helyezkedik el, és ez a lápba beszállított $Fe(HCO_3)_2$-tartalmú oldatokból történt vaskiválás idejét is rögzíti. Átlagosan 15% Fe-tartalmú, 5—50 cm átmérőjű szferosideritszemcsék azonban még följebb, az ún. középső (alárendelten a felső) telepcsoportban, sőt a már tisztán tengeri fedőmárgában is találhatók (Forgó *et al.* 1966).

A *kova* (SiO_2) általában finom szemcsék vagy üreg- és repedéskitöltések alakjában lép fel. A kovásodás korai és gyors lefolyását a kovásodott teleprészeknek a nem kovásodottakkal szembeni nagyobb vastagsága tanúsítja. A borsodi miocén telepek kovásító oldatait Szádeczky-Kardoss E. (1952) a kőszénképződést megelőző vagy kísérő vulkáni tufaszórás anyagából származtatja. Azt pedig, hogy a SiO_2 különösen a fás szövetű teleprészeket érintette, az edénynyalábok oldatvezető szerepével magyarázza. A miocén és pliocén barnakőszéntelepeinken gyakori kovásodott fatörzsekben a kova nemcsak a sejtüregeket tölti ki, hanem azok falát is helyettesíti.

A többi ásvány közül leülepedéssel egyidejű, törmelékes elegyrésznek a csak kis mennyiségben előforduló cirkon, rutil, turmalin, oroklász, biotit, galenit, szfalerit és az apatit egy része tekinthető. Mindig másodlagosak a pirit és a markazit (FeS_2) finom, 25—40 μm nagyságú, elszórt szemcséi, repedés- és rétegrés-bevonatai vagy nagyobb konkréciói *(31.7 táblázat)*, a goethit, lepidokrokit [FeO(OH)] és hematit (Fe_2O_3), a kőszén elégetésekor — a SO_2 alakban a füstgázokba kerülő szulfidkénnel szemben — szulfát alakban visszamaradó gipsz ($CaSO_4 . 2H_2O$) és barit ($BaSO_4$), továbbá a glauberit ($Na_2SO_4 . 10H_2O$), az epszomit ($MgSO_4 . 7H_2O$), a timsó [$K_2SO_4 . Al_2(SO_4)_3 . 24H_2O$], az alunit [$KAl_3(OH)_6(SO_4)_2$] és a foszforit [$Ca_5(PO_4)_3(Cl, F, OH)$].

31.134 A nyomelemek közül az ősnövényekből és a hozzákeveredett agyagból származhat a Li, Na, Ca, Sr, Be, Fe, Mn, Al, Si, P, S, Cl. Mások viszont a szénülés folyamán épülnek be a szénkőzetbe *(31.8 táblázat)*. Ezek részint genetikai jelentőségűek [pl. a bór (B) tengeri hatást jelez]; részint a kőszén felhasználását befolyásolják. Egyes kőszenek nagy NaCl-tartalma jelentősen megnehezíti azok felhasználását.

Földváriné Vogl M. (1975) szerint a ritkaelemek koncentrációja a szénülés előrehaladtával általában növekszik; bizonyos maximumnak közepes szénülésfoknál mutatkozó elérése után azonban csökken; az antracitban pedig minimális. A maximumot egyes kutatók a barnakőszeneknél feltételezik, Földváriné azonban a mecseki alsó-liász feketekőszeneiben találta. A nyomelemeknek a szénülés kezdetén tapasztalt dúsulását a kőszén hamutartalmának csökkenése, későbbi visszaesését pedig a szerves komplexekben megkötött, valamint a kolloidok felületén adszorbeált fémionoknak a felszabadulásával és megszökésével magyarázza. A kőszén egyes sávféleségeiben más-más ritkaelemcsoport dúsul. Csalagovits—Vigné Fejes (1969) szerint a mecseki feketekőszénben a Ge és a Be mennyisége a vitrit-, a Zr pedig a durittartalommal korrelál.

31.7. táblázat. Hazai kőszenek átlagos pirittartalma (%)

Barnakőszén	Lágy		Visonta	1,25
	Kemény	Fénytelen	Edelény	1,88
			Berente	5,63
			Egercsehi	1,88
		Fényes	Kányás	3,19
			Dudar	2,63
			Balinka	2,63
			Ajka	2,06
			Oroszlány	1,31
			Tatabánya	1,50
			Dorog	1,50
Feketekőszén			Komló	4,13
			Pécs	3,94

31.8. táblázat. <20% hamutartalmú hazai kőszénminták hamujának átlagos nyomelem-tartalma (g/t)+

A kőszénképződmény				Előfordulás		Nyomelemek Ga	Ge	Be	Zr	Mo
kora	szénültségi foka			Az elem	klarkja*	19	1,4	3,8	170	1,1
					Goldschmidt-féle száma**	100	50—500	300	100—500	100—200
Felső-karbon	Feketekőszén			Ruhr-vidék***		400—2000	1000—11 000	1000—4000	nyom	500—1000
Alsó-jura				Pécs—Komló		46	11	159	1036	123
Felső-kréta	Barnakőszén	Kemény	Fényes	Ajka		39	6	21	144	45
Eocén				Dudar—Balinka		48	9	21	51	7
				Oroszlány		36	19	17	80	3
				Tatabánya		39	7	28	185	11
				Dorog		45	8	26	162	21
Miocén			Fénytelen	Nógrád		30	nyom	23	81	29
				Ózd		22	5	21	410	10
				Borsod		28	9	44	282	8
		Lágy		Várpalota		16	2	6	24	1
Pliocén (felső-pannon)				Visonta		43	7	39	446	7
				Bükkábrány		21	4	34	165	2
				Torony		25	7	109	264	7

* Klark: az elem földkéregbeli átlagértéke VINOGRADOV (1962) szerint.
** Goldschmidt-féle szám: az elemnek a kőszénhamuban észlelt átlagos értéke (FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1975).
*** Összehasonlítás céljából.

+ A *Bányászati Kutató Intézet* laboratóriumának mérései szerint.

FÖLDVÁRINÉ (1975) szerint a hazai kőszenek nyomelemei közül hasznosítás szempontjából különösen a Ge, Be, U, B és a Zr érdemel figyelmet. — A Ge átlagos koncentrációja a komlói, nagymányoki, mázai feketekőszén és a borsodi barnakőszenek vékony padjaiban a legnagyobb (11—110 g/t), a mecseki É-i pikkely egyes mintáiban pedig 600 g/t-t is elér. — A rendszerint a Ge-mal társuló Be is a kőszén szerves komplexeiben dúsul. FÖLDVÁRINÉ (1975) a Mecsek É-i pikkelyében 6000 g/t maximális, 430 g/t átlagos Be-tartalmat, a tatabányai eocén kőszenek hamujában viszont csak 90 g/t Be-átlagot talált. — A hazai liász és kréta kőszéntelepeknek a hamuanyag radioaktivitási értékeiből számított és valószínűleg a huminiteken adszorbeálódott U-tartalma maximumát SZALAY (1952) 100 g/t-ra becsülte. FÖLDVÁRINÉ (1975) szerint azonban a szénpalák és a lignitek több U-t tartalmazhatnak, mint a jó minőségű kőszenek. — A B mennyisége minden kőszenünkben sokszorosa a klarkjának. A pécs–komlói feketekőszenekben a Zr átlaga 6—23-szor több a klarkjánál.

A nyomelemek gyakoriságából azok származási helyére és anyakőzeteire vonatkozóan egyelőre csak nagyon általános ősföldrajzi következtetések vonhatók le.

31.14 SZÉNKŐZETTANI ÖSSZETÉTEL

31.141 Macerálok és macerálcsoportok. A szénkőzetek felületi csiszolatban, ráeső fényben, 25—50-szeres nagyítású, olajimmerziós tárgylencsével megfigyelhető legkisebb alkotórészeit macerároknak nevezzük *(31.9 táblázat)*. Különböző fajtáikat alakjuk és szerkezetük, színük, belső reflexiójuk, lumineszcenciájuk (fluoreszcenciájuk), reflexiójuk, anizotrópiájuk, csiszolási és polírozási keménységük (reliefkép-

Sn	Zn	Pb	As	Cu	B	Co	Ni	V	Cr
2,5	83	16	1,7	47	12	18	58	90	83
16—200	200	100	100—500	20—200	600	300	50—80	100—1000	100—400
nyom	500—700	1000—21 000	200—1000	50—1000	nyom	1500—2000	5000—16 000	1000—11 000	5000
20	326	268	87	59	123	22	72	318	101
4	48	24	13	19	96	16	79	181	337
15	51	69	36	55	220	10	57	42	37
14	46	40	8	46	176	9	29	26	28
8	98	62	8	59	135	20	78	62	49
8	108	69	55	52	244	20	88	60	40
9	101	103	487	43	530	nyom	6	49	30
10	236	49	88	43	424	nyom	42	62	49
9	94	71	521	34	427	7	43	73	65
4	45	30	10	22	78	0	12	12	7
24	?	59	93	50	185	?	58	131	392
9	109	40	143	68	55	15	33	24	23
17	192	84	425	300	765	0	46	16	170

ződésük) és mikro-VICKER-keménységük alapján ismerhetjük fel.

A macerálok különböző növényi szövetekből és anyagokból a szénülés különböző fázisaiban keletkezett, ez ideig még pontosan nem ismert szerves vegyületek keverékei. Szervetlen vegyületek még a legfinomabb eloszlásban sem részei a maceráloknak. A fémionokat is tartalmazó szerves komplexek (pl. a Ca-humát) mennyisége azonban a barnakőszenekben néhány százalékot is elérhet, és még a feketekőszenekben is néhány tizedszázalékot tesz ki.

A macerálok fényvisszaverő képességük, összetételük és valószínű eredetük alapján három macerálcsoportba vonhatók össze:

(a) huminitek (ill. az ezeknek a feketekőszén állapottól kezdve megfelelő vitrinitek): ezek elgélesedett huminanyagok;

(b) liptinitek (exinitek); ezek az alifás szénhidrogének hidrrogénben viszonylag gazdag származékai;

(c) inertinitek: ezek főként a huminanyagok oxidációs átalakulási termékei.

A macerálcsoportok kémiailag a kőolajanyakőzetek *kerogén*jeivel analóg, O-, H-, N- S-, P-tartalmú geopolimerek, amelyek hőhatásra egyre inkább kondenzálódva, leadják könnyen illóikat. A kiindulási anyagoknak és azok társulási lehetőségeinek, valamint az elszenvedett szénülési hatásoknak a sokfélesége következtében a macerálcsoportok genetikailag nem egységesek. Az alcsoportjaikba osztott macerálóknak csak egy része utal jól meghatározható növényi anyagból való keletkezésre (ilyenek elsősorban a liptinitek maceráljai). Más részük azonban több különböző növényi anyag eltérő szénülési fokon bekö-

31.9. táblázat. A barna- és feketekőszén maceráljai

Barnakőszén*					Feketekőszén**		
Macerál-csoport	Macerál-alcsoport	Macerál	Maceráltípus		Macerál-csoport	Macerál	Macerál-típus
Huminit	Humotelinit	Textinit			Vitrinit	Telinit	Telinit 1 Telinit 2
		Ulminit	Textoulminit				
			Euulminit				
	Humodetrinit	Attrinit				Vitrodetrinit	
		Denzinit				Kollinit	Dezmokollinit
	Humokollinit	Gelinit	Levigelinit	Detrogelinit			Telokollinit
				Telogelinit			Gelokollinit
				Eugelinit			
			Porigelinit				Korpokollinit
		Korpohuminit	Flobafenit				
			Pszeudoflobafenit				
Liptinit (exinit)		Sporinit			Exinit (liptinit)	Sporinit	
		Kutinit				Kutinit	
		Rezinit				Rezinit	
		Szuberinit					
		Alginit				Alginit	
		Liptodetrinit				Liptodetrinit	
		Klorofillinit					
Inertinit		Mikrinit			Inertinit	Mikrinit	
		Makrinit				Makrinit	
		Szemifuzinit				Szemifuzinit	
		Fuzinit				Fuzinit	
		Szklerotinit				Szklerotinit	
		Inertodetrinit				Inertodetrinit	

* A fénytelen barnakőszénig bezárólag
** és fényes barnakőszén.

vetkezett homogenizálódásának eredménye, tehát poligenetikus képződmény.

Ha a macerál alakja és szerkezete mégis egy bizonyos növénycsoport meghatározott szövetére utal, *macerálváltozat*ról beszélünk (pl. cordaitotelinit). Kisebb, de meghatározott növénycsoporthoz nem köthető szerkezeti eltérések alapján *maceráltípus*okat különítenek el (pl. ulminit: texto- és euulminit). A macerálok kiegészítő módszerekkel (pl. maratással) feltárt részletei a *kriptomacerálok*.

A macerálcsoportok fogalomköre és neve az újabb kutatások eredményeként részben megváltozott. A többnyire oxidáció révén keletkezett, áteső fényben fekete, ráeső fényben erősen csillogó, kevéssé oldható, hőhatásra nem (vagy csak nehezen) lágyuló, meglehetősen kemény, poligenetikus oxiniteket pl. részben az intertinit-csoport egyes maceráljaival azonosítják. — A bituminit elnevezést azért adták fel, mert az ez alá sorolt 50—65 atom%-nyi (tehát >8 súly%) H-t tartalmazó, mikroszkóp alatt világossárga 1,50—1,55 közötti fénytörésű, 1,0—1,2 térfogatsűrűségű, igen illékony, rendszerint hidrofób vegyületek — lepárláskor kátrányképző —, liptinitek és más kőszénelegyrészek keverékéből állónak bizonyultak.

A huminit (*31.1. tábla:* **1—2;** *31.2. tábla:* **3—4**) és a belőle képződő vitrinit (*31.1 tábla:* **3;** *31.3. tábla:* **2;** *31.6. tábla:* **2**) a legfontosabb macerálcsoport. Mindkettő a növények humuszadó maradványaiból (fatörzsek, ágak és gyökerek fa-, háncs- és kéregszöveteinek lignin-, cellulóz-, ritkábban tanninanyagából) származó macerálok összefoglaló neve. (A tannin a galluszsav, csersav, ellaginsav stb. keveréke, amely főként a fák kérgének sejtfalait itatja át, de sejtkitöltést is alkothat. A növény elhalása utáni oxidáció flobafénné alakítja át.) A huminit megjelölést a barnakőszenek fa eredetű maceráljaira alkalmazzuk; vitrinitnek pedig a huminitekből feketekőszén stádiumban létrejött macerálokat nevezzük (*31.10 táblázat*). A huminitképződést a növényi anyagnak az atmoszferíliák hatóköréből való mielőbbi kivonódása, gyorsan süllyedő és magas talajvízállású területek általában redukáló kör-

31.10. táblázat. A huminit-, ill. vitrinit-csoport maceráljainak jellemzői

A macerál neve		Alaktani jellemzők	Fizikai jellemzők								Vegyi jellemzők
			Szín		Belső reflexió	Anizotrópia	Fluoreszcencia	Reflexióképesség R_0 %	Mikrokeménység kp/mm²	Sűrűség g/cm³	Főbb vegyülettípusok
			áteső fényben	ráeső fényben							
Humotelinit	Textinit	El nem gélesedett sejtfalak	Sárga, sárgás- vagy sötétbarna	Sötétszürke	Barnásvörös, barna, vörös	Van	A cellulóztartalmú részek barnásak	0,05—0,37	?	?	Cellulóz, lignin, huminanyag, gyanta, csersav
	Ulminit	Elgélesedett sejtfalak	Sárgás- vagy vöröses-barna	Sötét- vagy középszürke	?	?	Nincs vagy igen gyenge	0,37—0,50	?	?	Huminanyag, kevés cellulóz
Telinit		Növényi szövetmaradványok, gyakran kollinit- vagy rezinit-kitöltéssel	Vörösbarna—fekete	Sötétszürke—fehér	?	Van	?	>0,5	30—100	1,2—1,8	A lignin és cellulóz átalakulási termékei
Humodetrinit	Attrinit	<10 μm-nyi szemcsékből álló, likacsos szerkezetű huminittörmelék	Sárga—vörösbarna	Sötétszürke	?	?	Nincs, vagy igen halványbarna	0,37—0,51	?	?	Huminanyag
	Denzinit	<10 μm-nyi szemcsékből álló, tömör szerkezetű huminittörmelék	Világospiros—vörös	Középszürke	?	?		0,37—0,51	?	?	
Vitrodetrinit		Korai vagy későbbi mechanikai igénybevétel hatására szétesett, <10 μm-nyi szemcsékből álló vitrinit-törmelék	Vörösbarna—fekete	Sötétszürke—fehér	?	?	?	>0,5	14—28	?	A lignin és cellulóz átalakulási termékei
Humokollinit	Gelinit	Repedezésre hajlamos, üregkitöltő, alaktalan, homogén humuszgél	Sárga—vörösbarna	Világos- vagy sötétszürke	?	?	?	0,25—0,60	20,2—22,7	1,26—1,45	Humuszgélek
	Korpohuminit	10—40, ill. 20—170 μm átmérőjű, sima (de olykor száradási üregek miatt rücskös) felületű, kerek vagy elliptikus vitrinitszemcse	Sötétvörös—barna	Közép- vagy világosszürke	?	?	?	0,18—0,57	60—80	<1,27	Flobafenit, csersav (utólagos sejtkitöltés esetén humuszkolloidok)
Kollinit		Szerkezet nélküli, homogén, általában a többi macerálokat összecementező vitrinit	Vörösbarna—fekete	Sötétszürke—fehér	?	Van	?	0,5—8,0	30—100	?	A lignin és cellulóz átalakulási termékei

nyezetébe jutása teszi lehetővé. A vízborította tőzeg humifikációja és ezt követő szénülése során a még meglevő növényi szövetek anyaga mélyreható kémiai változáson megy keresztül és *gélesedik*. Előbb huminsavakká és humátokká alakul; ezekből pedig a szénülés során kondenzálódás és polimerizálódás útján bonyolult makromolekulák, különböző átalakulási fokú huminanyagok képződnek. Az így létrejött huminitek és vitrinitek — tömörségük folytán — erősebben verik vissza a fényt, mint a liptinitek. Ezért ugyanabban a felületi csiszolatban az utóbbiaknál mindig világosabbnak látszanak. A vitrinit a fényes kőszenek domináns macerálja.

A három macerálcsoport vegyi összetétele és fénytani viselkedése a szénülés folyamán egymástól függetlenül változik. Mivel a vitrinit a legelterjedtebb maceráltípus, átalakulása pedig a másik kettőénél egyenletesebb, a szénülésfok előrehaladását a vitrinit (ill. huminit) reflexiójának növekedésével mérik (KÖTTER 1960). E célból a vitrinitrészecskékről visszavert, ill. azokra ráeső, 556 nanométer hullámhosszúságú, monokromatikus zöld fény intenzitásainak átlagos arányát határozzák meg, és egy ismert reflexióképességű etalonról visszaverődő fény intenzitásának %-ában fejezik ki; jele R_0, több mérés átlagaként pedig Rm_0. A mérést olajimmerzióban, fénysokszorozóval felszerelt mikroszkóppal végzik. A huminit/vitrinit határt $R_0 = 0{,}4\%$-nál veszik fel *(31.11 táblázat)*.

A *liptinitek* (exinitek) a spóra- és pollenszemcsék, algák, magasabb rendű növényi szövetek védelmét szolgáló anyagok (kutikulák, sporopolleninek, kutinok, gyanták, viaszok, balzsamok, továbbá zsírok, tejek, proteinek, cellulózok és más szénhidrátok) bakteriális lebontása révén, vagy a szénülés folyamán másodlagosan képződött, bitumenes vegyületekből állanak. H-ben gazdag, alifás szénláncaik lazasága miatt a liptinitek ráeső fényben a kőszén legsötétebb alkotórészei *(31.1. tábla:* **3;** *31.2. tábla:* **4;** *31.3. tábla:* **2—4;** *31.4. tábla:* **2—4;** *31.5. tábla)*. A lipidekre utaló liptinit elnevezés átfogóbb jellegénél fogva inkább megfelel e macerálcsoport fogalomkörének, mint a csak a spóra- és pollenhéjakra utaló, és ezért kiszorulóban levő exinit megjelölés.

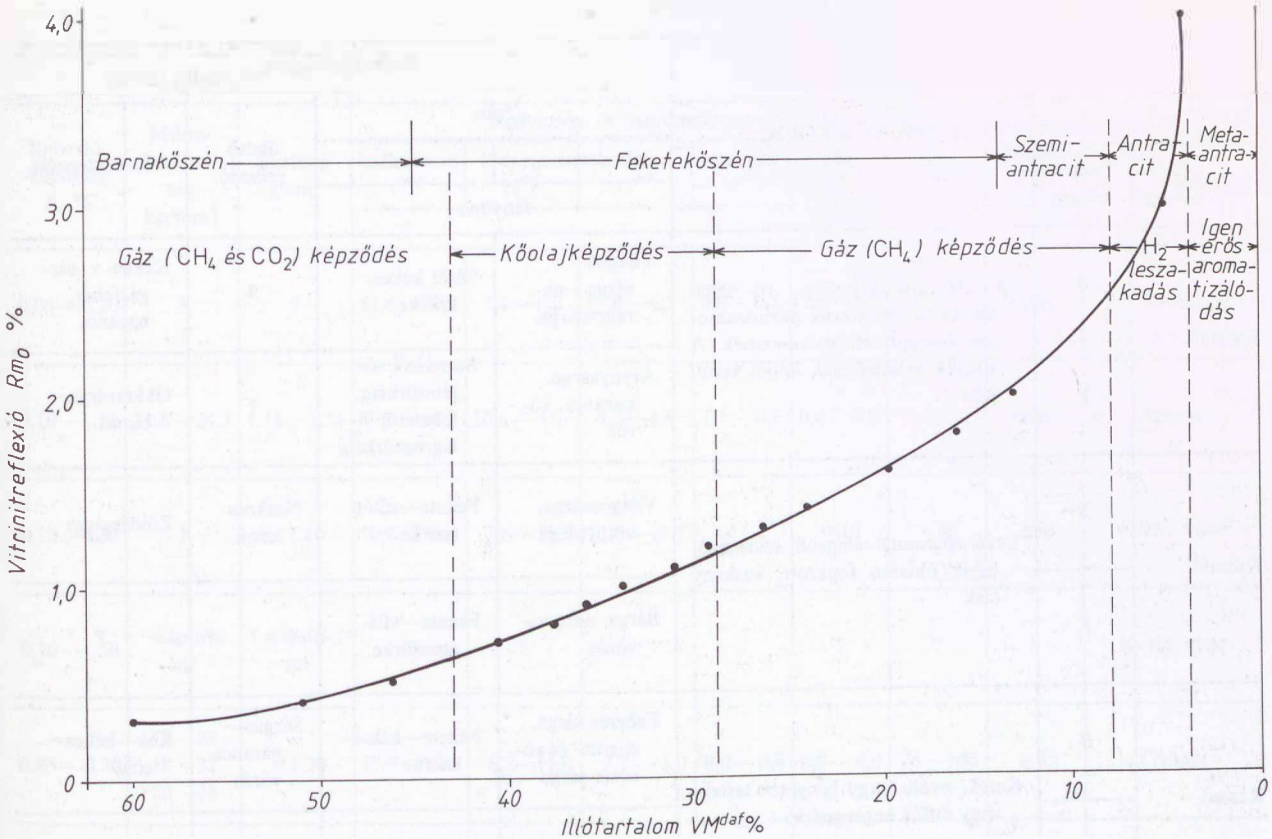
A liptinitek eredeti növényi anyagai *(31.12 táblázat)* a tőzegesedés és a diagenetikus szénülés tartama alatt (tehát a fénytelen barnakőszén stádiumig bezárólag) viszonylag stabilok: nem humifikálódnak és nem gélesednek. Nagyobb mérvű átalakulásuk — amit színük módosulása és fényességük javulása jelez — csak a feketekőszén-állapot elején (gáz/láng-kőszén állapotban) indul meg. Ez a változás a szénhidrogén-anyakőzetekben a kőolajképződés megindulásának felel meg *(31.20 ábra)*. A szénkőzetek dekarboxiláció és redukció révén keletkező, kőolaj jellegű termékeit azonban a kőszén huminanyagai többnyire adszorbeálják; ezért azok csak ritkán dúsulnak fel *ekszudatinitek* alakjában. Ennek a 44—40% illótartalomnál bekövetkező átalakulásnak a finom szemcsékből álló *mikrinit* a szilárd terméke.

Második jelentősebb változásuk akkor következik be, amikor az illótartalom 29% lesz. Ez a határ a kőolaj gáznemű szénhidrogénekre bomlásának kezdetével esik egybe. A 22—18%-os illótartalomtól kezdve (tehát a kovács- és sovány kőszén stádiumban) a liptinitek és a vitrinitek közötti fénytani különbség teljesen eltűnik. Antracit állapotban pedig egyes liptinitek reflexiója felül is múlja a vitrinitét.

Az *inertinit* ugyanazon anyagokból (huminanyagok, rezinitek, lignin, cellulóz) képződik, mint a vitrinit és a liptinit. Anyagainak azonban betemetődésük előtt gyönge oxidáción (= fuzinitesedésen) kell átesniük. Ezért ez a macerálcsoport a lassan süllyedő és ingadozó vagy alacsony talajvízszintű, időnként kiszáradó, öngyulladás vagy villámcsapás következtében leégő lápterületeken gyakori. Humuszos növénymaradványok gombásodása is inertinitkéződésre vezet *(31.13 táblázat)*. Az inertinitek viszonylag sok C-ot, de kevés H-t és O-t tartalmazó, erősen aromatizált és kondenzált, nagyon sűrű, igen erősen reflektáló vegyületek; ezért a kőszén felületi csiszolatának legvilágosabb alkotórészei. Reflexióképességük az antracitig mindig nagyobb, mint a vitrinité. Metaantracit állapotban azonban a vitrinit fényessége meghaladhatja az inertinitekét. Az inertinitek H/C aránya általában kisebb, mint a vitrinité *(31.21 ábra)*. Egyes inertiniteknek már a növényi elődjei (pl. a kalapos gombák melanintartalmú spórái) is erősen reflektálnak. A korán kialakult inertinitek a szénülés későbbi fázisaiban alig változnak. Esetleges változásuk mértékét a fuzinitesedés erőssége szabja meg. A láptüzek után fennmaradó *ősfaszén* neve *fuzinit*. Legkevésbé az ilyen piro- és

31.11. táblázat. Egyes kőszénfajták átlagos vitrinitreflexiója (TISSOT—WELTE 1978)

Kőszénfajta	R_0 %
Tőzeg	
Lágy barnakőszén	0,3
Fénytelen barnakőszén	0,3—0,5
Fényes barnakőszén	
Bitumenes feketekőszén	0,5—2,2
Antracit	
Grafit	11,0



31.20 ábra. A szénültségi fok a vitrinitreflexió és az illótartalom függvényében, a szénhidrogén-képződési fázisok feltüntetésével

degradofuzinitek, valamivel erősebben a gomba-szklerotinitek, legerősebben a szemifuzinit és a szemimakrinit alakulnak át. A gomba-szklerotinitek a fapusztító gombák (teleuto-)spóráinak és spóratartóinak (szkleróciumainak) nagy kitintartalmú falából képződnek. A szekréciós szklerotinit pedig a gyantás és flobafénes sejtkitöltések oxidációja révén keletkezik. Az inertinitek közé sorolják a szénülés közben kialakuló, erősen reflektáló, *másodlagos mikrinit*et is (*31.1 tábla:* **4**; *31.2. tábla:* **1** és **8**; *31.3. tábla:* **1**; *31.4. tábla; 31.5. tábla:* **2** és **4**).

Összefoglalva:

— a vitrinitcsoport ráeső fényben mutatott, de a szénülési foktól függő árnyalatú, szürke színe azonos szénültség esetén általában középhelyen áll a liptinit- (exinit-) csoport és az inertinitcsoport világosabb szürke (fehérebb) színe között;

— a vitrinitcsoport reflexiója az azonos szénültségű liptinitekénél mindig nagyobb, az inertinitekénél azonban általában kisebb;

— *fluoreszcencia* általában a liptinitcsoport tagjait és a még cellulóztartalmú huminiteket jellemzi, erős szénülés ($R_0 > 1{,}3\%$) esetén azonban mindkettőjük fluoreszcenciája megszűnik (31.1623. fejezetrész);

— a különböző eredet és vegyi összetétel következtében — azonos szénültségi fokon — az illó- és kátrányhozam sorrendje: inertinit < vitrinit < liptinit;

— a vitrinit hőhatásra lágyuló, majd újra szilárduló képessége folytán a kokszolhatóság hordozója, ezért ipari szempontból is igen fontos macerálcsoport; mindazonáltal a vitriniten kívül kevés inertinitet is tartalmazó kőszén jobban kokszolható, mint a csak vitrinitből álló, és lényegesen alkalmasabb erre, mint az a kőszén, amely vitriniten kívül kevés liptinitet is tartalmaz.

31.142 Mikrolitotípusok. A macerálok a szénkőzetben különböző vastagságú és összetételű *csíkokat* alkotnak. Azt a csíkot, amelynek rétegzésre merőleges szélessége meghaladja az 50 μm-t, mikrolitotípusnak nevezzük. A macerálok nevének *-init* végződésével szemben a mikrolitotípusok neve *-it*re végződik. A mikrolitotípusokat aszerint nevezzük mono-, bi- vagy trimacerálisnak, hogy összetételükben hány macerálcsoport mennyisége haladja meg a 90%-ot. Egyelőre csak feketekőszenekre kidolgozott nevezéktanukat és összetételüket a *31.14 táblázat*, néhányuk megjelenésmódját a *31.3., 31.4., 31.5. tábla* és a *31.6. tábla:* **1—2** képe mutatja be.

Eszerint a *vitrit* vitrinitből, a *fuzit* fuzinitből álló monomacerit. A *klárit* vitrinitből és liptinitből, a *durit* inertinitből és liptinitből, a *vitrinertit* vitrinitből és inertinitből álló bimacerit. A *klarodurit* és a *duroklárit* a klárit és a durit közötti trimacerit (Stach 1968).

A mikrolitotípusok 20% alatti ásványtartalma még szennyezésnek minősül. A 20—60% ásványtartalmú, 1,5—2,0 g/cm³ térfogatsúlyú *karbominerit*eket azonban már uralkodó ásványaik szerint nevezik meg [pl. karbargillit (*31.2. tábla*, 7—**8**), karbopirit, karbankerit, karboszilicit; több ásvány együttese esetén: karbopoliminerit].

31.12. táblázat. A liptinit- (exinit-)csoport maceráljainak jellemzői

A macerál		Alaktani jellemzők	Fizikai jellemzők			
			Szín		Belső reflexió	Fluoreszcencia
			áteső	ráeső		
neve	bezáró kőzete		fényben			
Sporinit	*B*	10—200 μm-os pollen-, 10—2000 μm-os, a rétegzéssel párhuzamosan összepréselt spóra-exinék. A spórák belsejét csak finom vonal jelzi	Világossárga—narancssárga	Sötét kékesszürke	?	Kékes- v. sárgásfehér, narancs
	F		Aranysárga, narancs, vörös	Barnástól sötétszürkéig, feketétől világosszürkéig	?	Okkersárga—barna
Kutinit	*B*	Levél epidermis-rétegéből származó, egyik oldalán fogazott, keskeny csík	Világossárga, aranysárga	Fekete—sötétszürke	Narancs színű	Zöldessárga
	F		Sárga, narancsvörös	Fekete—világosszürke	?	?
Rezinit	*B*	Kerek, ovális vagy hengeres testek, vagy diffúz impregnáció	Fehéres sárga, citrom- és vöröses sárga	Fekete—kékesszürke	Sárgás—narancsvörös	Kék—kékeszöld
	F		Világos sárga, narancsvörös	Fekete—szürke	?	?
Szuberinit	*B*	A fakéreg paraszövetének tégla alakú sejtsoraiból fennmaradt sejtfalak	Sárga	Sötétszürke	?	?
	F		Sárga	Sötétszürke	?	?
Alginit	*B*	Algatestek és algatelepek	Fehér—sárgás	Fekete—sötétszürke	?	Sötétkék, zöld, sárgásbarna
	F		Világostól vöröses sárgáig	Sötétszürke	?	Ezüstöskék, zöld, sárgásbarna
Liptodetrinit	*B*	< 10 μm-os exinit- (liptinit-) törmelék	Fehér, sárga, vörösessárga	Fekete—sötétszürke, sötétbarna	Barnásvöröses	Zöldes- és citromsárga, sárga, narancs
	F			Sötét- és világosszürke	?	?
Klorofillinit	*B*	1—5 μm átmérőjű, kerek testecskék	Halványzöld	Fekete	?	Vérvörös

B = Barnakőszén. *F* = Feketekőszén.

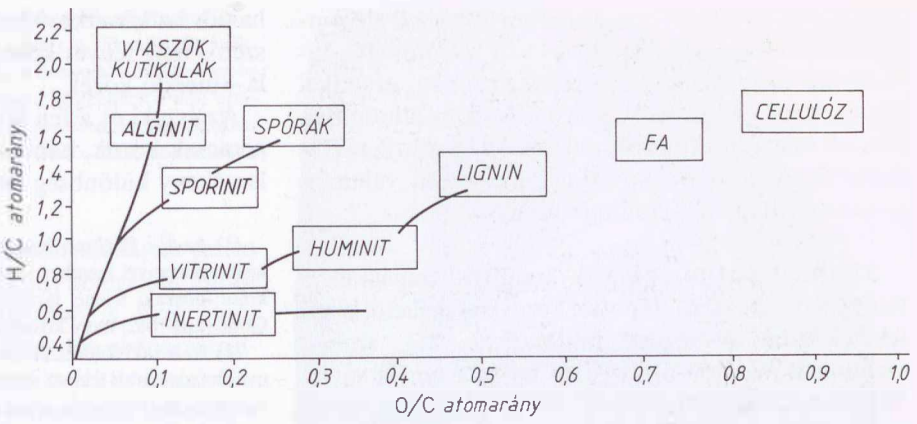
Fizikai jellemzők			Vegyi jellemzők							
			Nedvesség- és hamumentesre számított						Kátrány-hozam	Főbb vegyület-típusok
Reflexió-képesség R_0 %	Mikro-keménység kp/mm²	Sűrűség g/cm³	karbónium C^{daf}	hidrogén H^{daf}	oxigén O^{daf}	nitrogén N^{daf}	kén N^{daf}	illó V^{daf}	T_{sk}^{daf}	
			%							
0,05—0,10	?	?	61,6—79,9	7,4—6,0	17,8—6,3	0,6—0,5	12,5—7,2	?	nagy	Sporin
0,10—1,50	12,6—24,3	1,18—1,35	79,2—89,3	10,6—4,9	8,5—3,6	1,5—0,6	0,6—0,9	?	nagy	Sporin
0,17—0,30	?	< 1,10	70,6—76,4	7,6—11,8	11,8—21,7	< 1,1	< 2,1	~ 80	≳ 50	Kutin, viasz
0,10—1,50	≈ sporinit	≈ sporinit	?	?	?	?	?	?	?	Kutin, viasz
0,05—0,20	14—28 18—32 20—38	< 1,20	77,0—85,9	8,2—11,0	2,7—13,0	0,0—0,4	0,0—4,0	76—100	≳ 85	Gyanta
?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	Gyanta
?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	Szuberin, cellulóz, észterek
?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	Szuberin, cellulóz, észterek
Igen gyenge	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
< sporinit	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	Klorofill (viasz jellegű diészter)

31.13. táblázat. Az inertinit-csoport maceráljainak jellemzői

A macerál		Alaktani jellemzők	Fizikai jellemzők						
			Szín		Belső reflexió	Fluoreszcencia	Reflexióképesség R_o %	Mikrokeménység kp/mm²	Sűrűség g/cm³
			áteső fényben	ráeső fényben					
neve	bezáró kőzete								
Mikrinit	*F*	Sejtforma nélküli kb. 1 μm-nyi szemcsék	Fekete, át nem látszó	Világosszürke vagy fehér	?	?	?	?	1,4—1,55
Makrinit	*B*	Sejtforma nélküli, 10—100 μm-os, izolált vagy alapanyag-alkotó szemcsék		Világosszürke	?	?	?	?	?
	F		Fekete, átlátszatlan, barnásvörös	Világosszürke vagy fehér	?	?	?	?	?
Szemifuzinit	*B*	Átmenet a vitrinit és fuzinit között, gyakran fa- vagy szklerenchima szövettel	Fekete, átlátszatlan	Világosszürke	?	?	?	?	?
	F		Fekete, átlátszatlan, narancsvörös	Világos, szürke vagy fehér	?	?	0,6—7,0	?	1,4—1,55
Fuzinit	*B*	Jól felismerhető fa- vagy szklerenchima szövet, gyakran íves szerkezettel	Fekete, át nem látszó		?	?	?	?	?
	F			Fehér vagy sárgásfehér	?	?	8,0	?	~1,50
Szklerotinit	*B*	Fapusztító gombák 10—300 μm-os, gömb, tojás vagy fonal alakú, üreges felületű spórái	Vörösbarna, fekete	Világosszürke vagy fehér	?	Nincs	0,4—1,1	?	1,6—2,0
	F				?	Nincs	> vitrinit < 6,0	50—150	?
Inertodetrinit	*B*	20—40 μm-nyi szemcsékből álló inertinittörmelék	Barna, sötétbarna, fekete		Nincs	Nincs	> 0,5	?	?
	F		Fekete, esetleg sötét vörösbarna		Nincs	Nincs	> 0,5	?	1,40—1,55

B = Barnakőszén. *F* = Feketekőszén.

31.21 ábra. A macerálcsoportok vegyi összetételének szénülés közbeni kiegyenlítődése TEICHMÜLLER, M. *et* R. (1967) szerint



31.14. táblázat. A feketekőszenek mikrolitotípusai*

Mikrolitotípus-csoport		A mikrolitotípus neve	A mikrolitotípus >95%-át kitevő	
jellege	neve		macerálok	macerál-csoportok
Monomacerális	Vitrit	(Kollit)** (Telit) (Vitrodetrit)	Kollinit Telinit Vitrodetrinit	Vitrinit
	Exit = liptit	Sporit (Kutit) (Rezit) Algit (Liptodetrit)	Sporinit Kutinit Rezinit Alginit Liptodetrinit	Liptinit-texinit
	Inertit	Makroit Szemifuzit Fuzit (Szklerotit) Inertodetrit	Makrinit Szemifuzinit Fuzinit Szklerotinit Inertodetrinit	Inertinit
Bimacerális	Klárit	Sporoklárit Kutikuloklárit (Rezinoklárit) (Algoklárit) (Liptodetrinoklárit)	Vitrinit + sporinit Vitrinit + kutinit Vitrinit + rezinit Vitrinit + alginit Vitrinit + liptodetrinit	Vitrinit + liptinit
	Vitrinertit		Vitrinit + makrinit Vitrinit + szemifuzinit Vitrinit + fuzinit Vitrinit + szklerotinit Vitrinit + inertodetrinit	Vitrinit + inertinit
	Durit	Sporodurit (Kutikulodurit) (Rezinodurit) (Algodurit) (Liptodurit)	Inertinit + sporinit Inertinit + kutinit Inertinit + rezinit Inertinit + alginit Inertinit + liptodetrinit	Inertinit + liptinit
Trimacerális	Trimacerit	Duroklárit Vitrinertoliptit Klárodurit	Vitrinit > inertinit, liptinit Liptinit > inertinit, vitrinit Inertinit > vitrinit, liptinit	Vitrinit + inertinit + liptinit

* Az *International Commission for Coal Petrology* (ICCP) ajánlása szerint.

** A zárójeles megnevezéseket eddig nem használták.

A mikrolitotípusok megkülönböztetésének elsősorban technológiai szempontból van jelentősége. Viszonylag nagy vastagság esetén azonban genetikai egységeknek tekinthetők. Származásuk az alkotó macerálok és maceráltípusok, valamint az ásványi zárványok minőségi és mennyiségi megoszlása, valamint szerkezete alapján állapítható meg.

31.143 Litotípusok. A humuszkőszeneknek a fényes barnakőszén állapottól kezdve észlelhető, majd feketekőszén állapotban uralkodóvá váló, szabad szemmel is jól látható, fénylő és kevésbé fényes sávféleségei a szénkőzettanban a litotípus nevet kapták. Ezek a bitumenes kőszeneket jellemző sávok a lágy és a kemény, de fénytelen barnakőszénből még hiányoznak, az antracit stádiumban pedig eltűnnek (GALLOWAY—HOBDAY 1983). Négy fajtájuk van *(31.15 táblázat)*:

a) A *fényes kőszén* (Glanzkohle; vitrain) ragyogó üvegfényű, fekete színű, kagylós törésű; 3—5 cm vastagságú sávjait a vitrit és klárit (klárovitrit) mikrolitotípusai alkotják. Könnyen aprózódó, gyakori, kokszosítási szempontból értékes sávféleség.

b) Leggyakoribbnak azonban az igen finoman rétegzett és szabálytalan törésű *félig fényes kőszén* (Halbglanzkohle, clarain) tekinthető. Ennek az ugyancsak jól kokszolható sávféleségnek vitrit, klárit, durit, trimacerit és fuzit a fő alkotója.

c) A szürkés vagy barnásfekete színű, érdes felületű, ritkább, de több cm-es sávokban megjelenő, kemény, *fénytelen kőszén* (Mattkohle, durain) duritból és trimaceritből áll. Nagy inertinit és közepes liptinittartalom mellett a fás eredetű vitrinit háttérbe szorulása jellemzi; ezért jelenléte gátolja a kokszolhatóságot.

d) A selymes fényű, fekete és könnyen porló *rostos kőszén*nek (Faserkohle, fusain) rendszerint csak néhány mm vastagságú és néhány cm hosszúságú lencsei főleg fuzitból állanak. Az ún. kemény fuzit viszonylagos szilárdságát a sejtüregek ásványi kitöltései okozzák.

Sokan úgy vélik, hogy a sávféleségek telepen belüli váltakozását a lápmedence süllyedési sebességének változásai idézik elő. Eszerint a vitrain és a clarain vékony, a durain pedig vastagabb vízborítás alatt képződne. A sávféleségek sorrendje tehát a legkisebb süllyedési sebességű, legszárazabb peremektől az erősen süllyedő és állandóan vízzel borított láprészek felé haladva a következő lenne: rostos kőszén→fényes kőszén→félig fényes kőszén→fénytelen kőszén→égőpala→meddő kőzet.

Az északi és a féli félgömb humuszkőszenei között nemcsak koruk, hanem felépítésük tekintetében is jelentékeny különbség van:

(1) Az É-i félgömb hatalmas karbon, perm vagy tercier korú kőszéntelepeivel szemben — amelyekhez még Észak-Amerika nagy kréta időszaki telepei járulnak — a déli kontinensek (az egykori Gondvána-föld) nagy kőszéntelepei perm, triász vagy júra korúak.

(2) Az északi földrészek kőszenei általában több-kevesebb, vékonyabb-vastagabb telepet tartalmaznak. A Gondvána kőszéntelepei ellenben igen vastagok, sávos szerkezet nélküliek és tompa fényűek.

(3) Az É-i kontinensek kőszeneit — alárendelt liptinit- és inertinittartalom mellett — a vitrinit (ill. huminit) túlsúlya jellemzi. A gondvánai kőszenek ellenben viszonylag sok (de <20%) liptinit mellett gyakran igen sok inertinitet tartalmaznak, és nagy a hamutartalmuk is. (A vitrinit mennyisége szinte sohasem lépi túl a 80%-ot, az inertiniteké azonban 85%-ot is meghaladhat.)

E különbségeket a két kontinenscsoport eltérően változó ősföldrajzi helyzetétől, tenger- és pólustávolságától függő klímájának s a növénytakaró ehhez alkalmazkodó habitusának és elterjedésének eltérései magyarázzák. A gondvánai kőszenek ásványi anyagainak jó részét a vízáteresztő fedőhomokkövekből leszivárgó pórusvíz rakta le a telepekben.

Sávos szerkezet híján szabad szemmel teljesen homogénnek látszanak a tömör és szívós *szapropélkőszenek* is. Ezek a kevés huminanyagon kívül sok bitument és liptinitet tartalmazó kőszénfajták önálló telepei ritkák: többnyire humuszkőszéntelepek egyes padjai vagy beágyazásai gyanánt ismeretesek. Planktonszervezetek, víz alatti növények igen finom törmeléke, szél- vagy vízáramok által behordott spóra- és pollenszemcsék szerves anyagának víz alatti, csaknem teljesen anaerob bomlása révén keletkeznek. Két típusuk van: a tompa fényű, szürkésfekete *kennel-* és a barnásfekete, zsírfényű *boghead-kőszén*.

(a) A mikroszkóp alatt finoman rétegzettnek látszó *kennelkőszén* főleg sporinitből áll, de vitrinitet és kevés inertinitet is tartalmazhat. Macerál-összetétele ilyenkor a kláritéra, a duritéra vagy a trimaceritéra emlékeztet. Vitrinitszemcséi azonban mindig a sporinitszemcsékkel azonos méretűek (*31.6. tábla:* **5**). Fő előfordulásai karbon időszakiak.

31.15. táblázat. A humuszkőszenek litotípusai

Savféleség	Fényes	Félig fényes	Fénytelen	Rostos
Uralkodó macerál-csoport	Vitrinit	Vitrinit Exinit	Exinit Inertinit Vitrinit	Fuzinit
Kisebb mennyiségű macerál-csoport	Exinit Inertinit	Inertinit	—	—
Technológiai sajátság	Reaktív	Reaktív	Inert	Inert

(b) A finom rétegzést nem mutató *boghead-kőszenek*nek *Pila* és *Reinschia* típusú algáktól származó *alginit* a fő alkotórészük. Mindamellett a kennel- és a boghead-kőszenek között számos átmenet is van (*31.6 tábla:* 3). Az európai bogheadek *Pilá*it általában a neogén olajpalákat jellemző *Botryococcus*ok, a gondvánai bogheadek *Reinschiá*it pedig a recens *Volvox*-félék rokonainak tekintik.

Hiányzanak a sávféleségek a kiszáradó lápok szélén képződött kőszéntelepekben vékony rétegeket, zsinórokat, lencséket alkotó *liptobiolitok*ból is. Ezek a növény lipidekben és/vagy gyantában dús védőanyagainak oxidatív körülmények közötti szelektív átalakulásával képződnek. Az oxidáció folyamán a cellulóz, a lignin, a proteinek teljesen lebomlanak, a viaszok és gyanták viszont 200—300 °C olvadáspontú vegyületekké polimerizálódnak. Ez az átalakulás akkor elsődleges, ha már a növényi anyag felszíni átalakulásakor végbemegy; másodlagos, ha a már kialakult kőszéntelep felszínre kerülése után következik be. A karbon időszaki kőszéntelepek liptobiolitjai uralkodóan gyantákból, az eocénbeliekéi pedig főleg viaszos elegyrészekből képződtek. Színük a fehéresszürke és a barnásvörös vagy a rózsaszínű között változik.



31.22 ábra. Borostyánkőbe zárt gombaszúnyog *(Mycatocephalidae)* és vergődésnyomai. — Bitterfeld, Németország. — Miocén. — Foto: M. BARTHEL (Berlin) *in* BARTHEL—HEITZER (1982). — 9,8×

Németországi eocén barnakőszéntelepekben alkot vékony rétegeket vagy szabálytalan lencséket a világosbarna vagy sárgásfehér színű, késsel vágható, bitumenben dús *viaszkőszén* (piropisszit). Az ajkai felső-kréta barnakőszéntelepek gyantával átszőtt, barnásvörös zsinórokat, olykor 10—30 cm-es fészkeket alkotó részleteit *ajkait*nak, a szápár–jásdi oligocén korú, delta eredetű, allochton barnakőszén barnás színű, lágy fosszilis gyantáját pedig *jásdit*nak nevezik. Áthalmozott liptobiolitok a Balti-tenger környéki felsőeocén korú fenyőgyantáknak az oligocén elején telepszerűen összemosódott *borostyánkő* (szukcinit) görgetegei, amelyek gyakran az egykori növény- és rovarvilág beléragadt tagjainak csodálatos finomságú lenyomatait őrzik *(31.22 ábra)*.

31.15 A KŐSZÉNKÉPZŐDÉS FELTÉTELEI

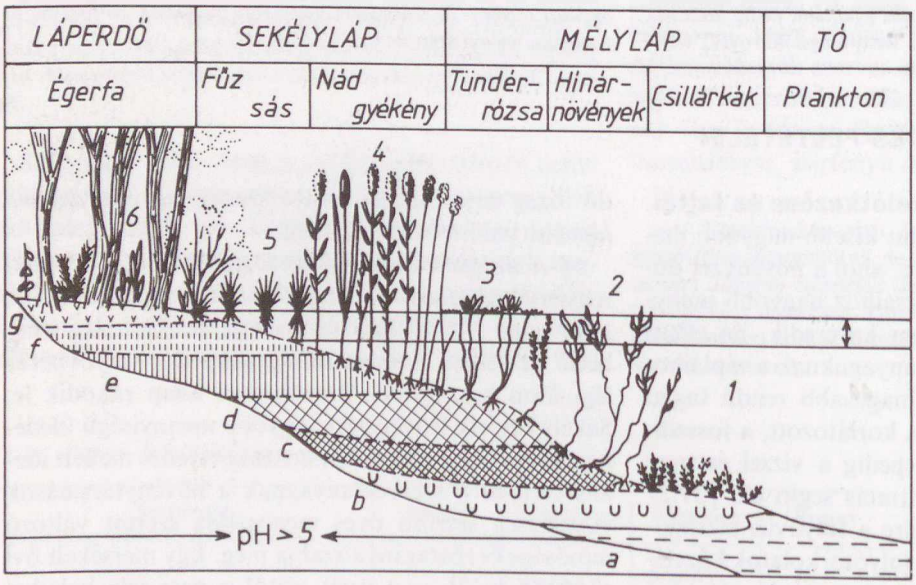
31.151 A kőszénlápok keletkezése és fajtái. Tőzeg, majd kőszén csak olyan kisebb-nagyobb medencealakulatokban jöhet létre, ahol a növényzet dúsan szaporodik, felhalmozódásaihoz nagyobb mennyiségű szervetlen üledék nem keveredik, az elhalt növényi szövetek oxidációja, anyaguknak a táplálkozási lánc alacsonyabb vagy magasabb rendű tagjai által történő újrafelhasználása korlátozott, a fosszilizációs potenciál emelkedését pedig a vízzel és/vagy üledékkel való későbbi elboríttatás segíti elő *(31.27 ábra)*. Ilyen területek többnyire a folyóvízi síkságokon, lapos hordalékkúpokon, folyótorkolatok közelében, deltasíkságokon, tó- és tengerpartok, gátakkal védett, lassan feltöltődő tengeröblök, lagúnák mentén kialakult mocsarak, lápok és láperdők. Ezek létrejöttének a domborzatformáló földtani erők közreműködése mellett éghajlati és vízföldtani feltételei vannak. Ezért csak nedves — de nem nivális — klímában és magas vízállás mellett keletkeznek. A bennük képződő tőzeg terjeszkedési iránya szerint *sík-*, ill. *dagadó lápok*at különböztetünk meg.

a) A síklápok horizontális tőzegfelületét a növényi tenyészetnek a tavak és mocsarak lapos partjai felől a nyílt vizek felé nyomulása alakítja ki. Aránylag mély belső részeiken csak lassan gyarapodó, folyóvízi és légi úton beszállított, finomszemű iszap rakódik le. Sekély részeik lényegesen nagyobb mennyiségű üledékének viszont a szervetlen hozzákeveredés mellett ideális esetben a szerves anyagnak a növénytársulások vízmélység szerinti öves megoszlása szerint változó minősége és részaránya szabja meg. Egy mérsékelt övi síklápon belül — a nyílt víztől a part felé haladva — a következő zonáció állapítható meg *(31.23* és *31.24 ábra)*:

A legbelső övben — az annak fenekét borító mészalga- (főleg *Chara*-) gyepek törmelékének hozzákeveredésével — még csak meszes iszap rakódik le. Az erre következő (békaszőlő, békatutaj és süllőhínár alkotta) hínár-, továbbá tündérrózsa-öv iszapjának



31.23 ábra. Kezdődő láposodás a Baradla-barlang jósvafői bejárata alatti tóban. — Foto: PELLÉRDY L-NÉ



31.24 ábra. Tóparti síkláp növényszövetkezeteinek és üledékeinek zonációja, FIRBAS *et al.* (1962) után, módosítva

1. Chara-félék. — *2.* Potamogeton, Elodea. — *3.* Nymphaea-félék. — *4.* Phragmites, Scirpus, Sparganium, Typha stb. — *5.* Salix, Carex. — *6.* Alnus (láperdő).

a) Agyagos gyttja (jüttja). — *b)* Meszes iszap. — *c)* Finomtörmelékes szerves iszap. — *d)* Durvatörmelékes szerves iszap. — *e)* Nádtőzeg. — *f)* Sástőzeg. — *g)* Erdei tőzeg.

A kéthegyű nyíl a vízszintingadozás mértékének kifejezője.

agyagos része még felülmúlja a szerves részleg mennyiségét. A partközeli zóna vízfelszín fölé magasodó növényekből álló öveiben viszont már túlnyomórészt fitogén eredetű nád-, sás-, ill. erdei tőzeg alakul ki. A nád és a sás öv növényi anyagának a vízfenék feletti részét a hullámverés erősen összetöri: többnyire csupán az iszapba mélyült gyökerek megőrződésére van lehetőség. Összefüggőbb növényi részek nagy tömegű fennmaradása csak a láperdő övében lehetséges.

Mivel a szerves anyagban dús üledékek lerakódási sebessége felülmúlja a nyíltvízi ülepedését, az utóbbi területe egyre inkább zsugorodik. Ez a víztükör teljes eltűnéséhez vezető folyamat a partközeli üledékeknek a parttól távolabbiak fölé települése folytán végül is az eredetileg egymás mellett képződött üledékek függőleges egymásutánját alakítja ki.

Erősen csapadékos éghajlaton a síkláp tőzegtelepeinek nagyobb darabjai elszakadhatnak a parttól, és élő növénytakaróval borított *úszólápokká* alakulhatnak. Időszakosan száraz klímában viszont a magas talajvízálláson képződött tőzeg felett — a talajvíz szintjének mélyebbre szállásakor — száraztérszíni növények is megtelepedhetnek. Ilyenkor *köztes lápról* beszélünk.

b) A dagadó, duzzadó vagy *felláp (31.25 ábra)* csapadékban dús, hűvös klímájú erdők humuszban gazdag, erősen átnedvesedett és igen savanyú talaján megtelepedett tőzegmohok (*Sphagnum*-félék) fölfelé irányuló növekedésével képződik; eközben a *Sphagnum*-telep alsó része vízben igen dús tőzeggé alakul. Ezért az ilyen *tőzegmoha-lápnak* — a síklápok horizontális felszínével szemben — néha több m-rel a környezete fölé emelkedő, domború felszíne van, s talajvizének felszíne is környezetének talajvízszintje fölött áll.

A fellápok — vizük savas kémhatása miatt — csak kevés és kis termetű növényt képesek eltartani. Nagyobb fák csak a felláp szélein maradnak meg, sőt a láp kifelé irányuló növekedése — az igen alacsony pH következtében — a környező erdőt teljesen el is pusztíthatja. Ezzel szemben a trópusi fellápok kilúgzottabb és vékonyabb tőzegén egyes fafajok is megélnek, és számuk a láp széle felé növekszik. Ennek ellenére némelyik fellápon kivételesen vastag tőzeg keletkezik.

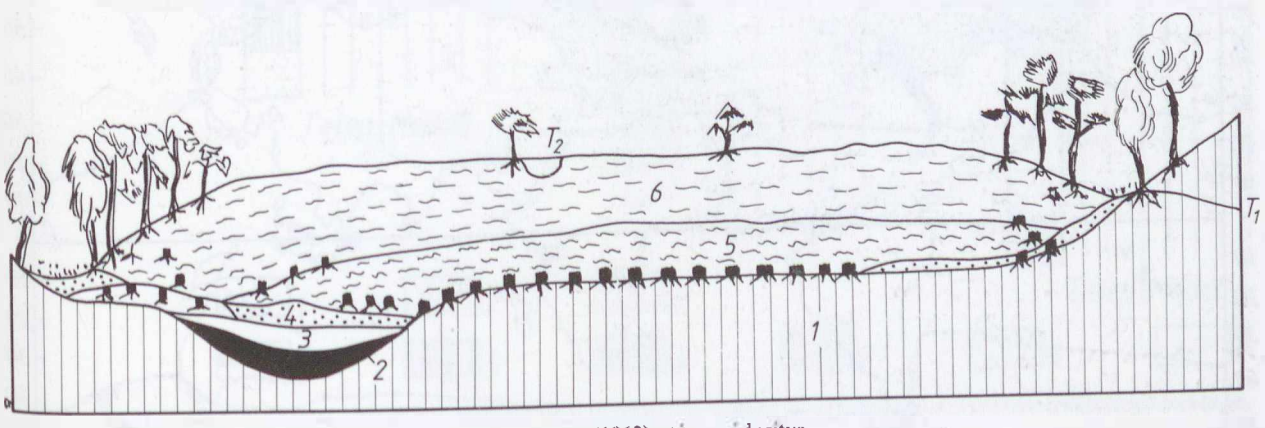
Megfelelő klímában, a *Sphagnum*-félék elszaporodásával, a síkláp is felláppá alakulhat át. A hegységi fellápok tőzege betemetődésének és kőszénné válásának esélye természetesen a síklápokénál jóval csekélyebb.

A növényzet zonációja alapján a lápok legmélyebb, tavi övén kívül általában

— mélylápot,
— sekélylápot,
— láperdőt (erdős lápot),
— kiszáradó lápot, valamint
— tőzegmoha-lápot

különböztetünk meg. Ezek egymástól eltérő növénytársulásaiból különböző fizikai, kémiai és technológiai tulajdonságú és különböző macerál-összetételű tőzeg-, ill. kőszéntípusok keletkeznek. A füvekből és más lágyszárú növényekből pl. inertinitben, fatermetűekből pedig vitrinitben dús kőszén keletkezik. Mivel a vegetáció minőségét a talajvíz magassága és kémiai összetétele befolyásolja, a macerál-összetétel is lényegében ezek függvénye.

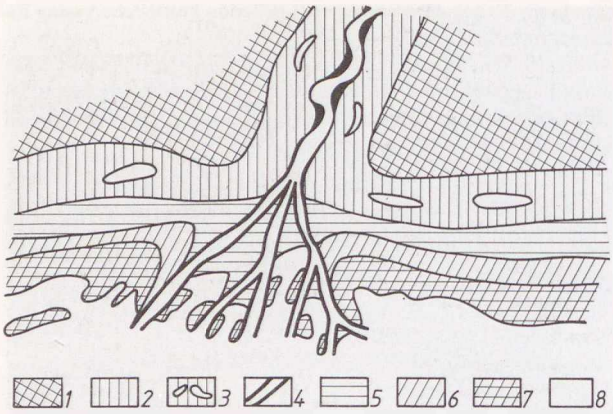
A jelenkori trópusok *mangrove övében* a fafajok zonációját a dagály okozta elárasztás gyakorisága és a szárazföld felől érkező édesvizek mennyisége határozza meg, a fátlan marsh-ok itt teljesen hiányzanak. A trópusoktól távolodva viszont a szárazföld felé édesvizű mocsarakba átmenő *parti síkságok* (marsh-ok) jutnak uralomra a mangrove buja növényszövetkezeteivel szemben. Nagy folyók torkolatvidékén az édesvizű marsh-ok a tengerpartig lenyúlhatnak. Gyakoribb azonban az édes-, majd csökkentsós- és sósvizű marsh-oknak a *31.26 ábrán* látható egymásutánja. A sós- és csökkentsós vízű marsh-okon általában vékony, de nagy kéntartalmú, pirites tőzegek képződnek. Az édesvizű marsh-ok egy részének úszólápi tőzegei — az allochton kőszenekre emlékeztető módon — gyökérmentes feküagyagon nyugszanak (FRAZIER—OSANIK 1969). Más édesvizű marsh-ok autochton gyökérszintjének vastagsága viszont



31.25 ábra. Síkláp fölött kialakult dagadóláp metszete, FIRBAS (1962) után, módosítva

1. Altalaj. — *2.* Nádtőzeg. — *3.* Sástőzeg. — *4.* Erdei tőzeg. — *5.* Idősebb *Sphagnum*-tőzeg. — *6.* Fiatalabb *Sphagnum*-tőzeg.

T_1: a környezet, T_2: a *Sphagnum*-láp talajvízszintje. — A *Sphagnum*-láp alján és szélein az elpusztult fák tönkmaradványai.



31.26 ábra. Sós-, csökkentsós- és édesvízű marsh-ok, folyóvölgyi és parti síksági lápok zonációjának vázlata COATES *et al.* (1980) nyomán, módosítva

1. Idősebb üledékek. — *2.* Ártéri és parti síksági mocsarak. — *3.* Kisebb tavak, morotvák. — *4.* Övzátonyok és parti gátak. — *5.* Édesvízű marsh. — *6.* Csökkentsósvízű marsh. — *7.* Sósvízű marsh. — *8.* Tenger.

l m-t is meghalad. Az édesvizű marsh-okat a szárazföldön vastag tőzeget termelő édesvizű mocsarak váltják fel.

Tápanyag-ellátottság szempontjából a lápok — a tavak mintájára (I. kötet, 8.31. fejezet) a következőképpen osztályozhatók:

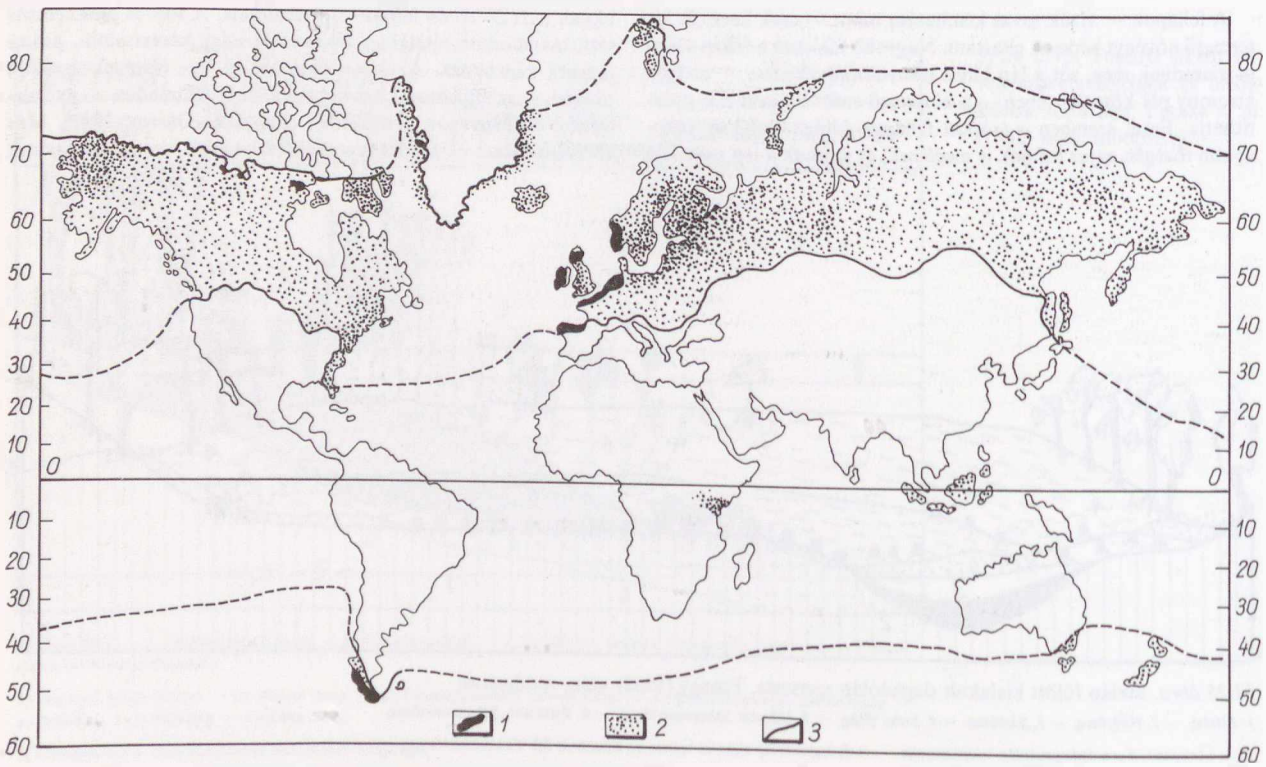
Az *eutróf lápok* bőségesen tartalmaznak nitrogént, foszfort és ásványi sókat, gazdagok planktonszervezetekben, ezért vizük csak kis mélységig átlátszó. Ilyen a *síklápok* többsége.

Az *oligotróf lápok* tápanyagtartalma (Ca, H_3PO_4, K, N) csak 1/5-e az eutróf lápokénak; planktonjuk kevés, ezért esetleges nyíltvizeik többnyire fenékig átlátszók. Ilyenek a *fellápok*.

A *mezotróf lápok* átmenetet alkotnak a fenti két láptípus között.
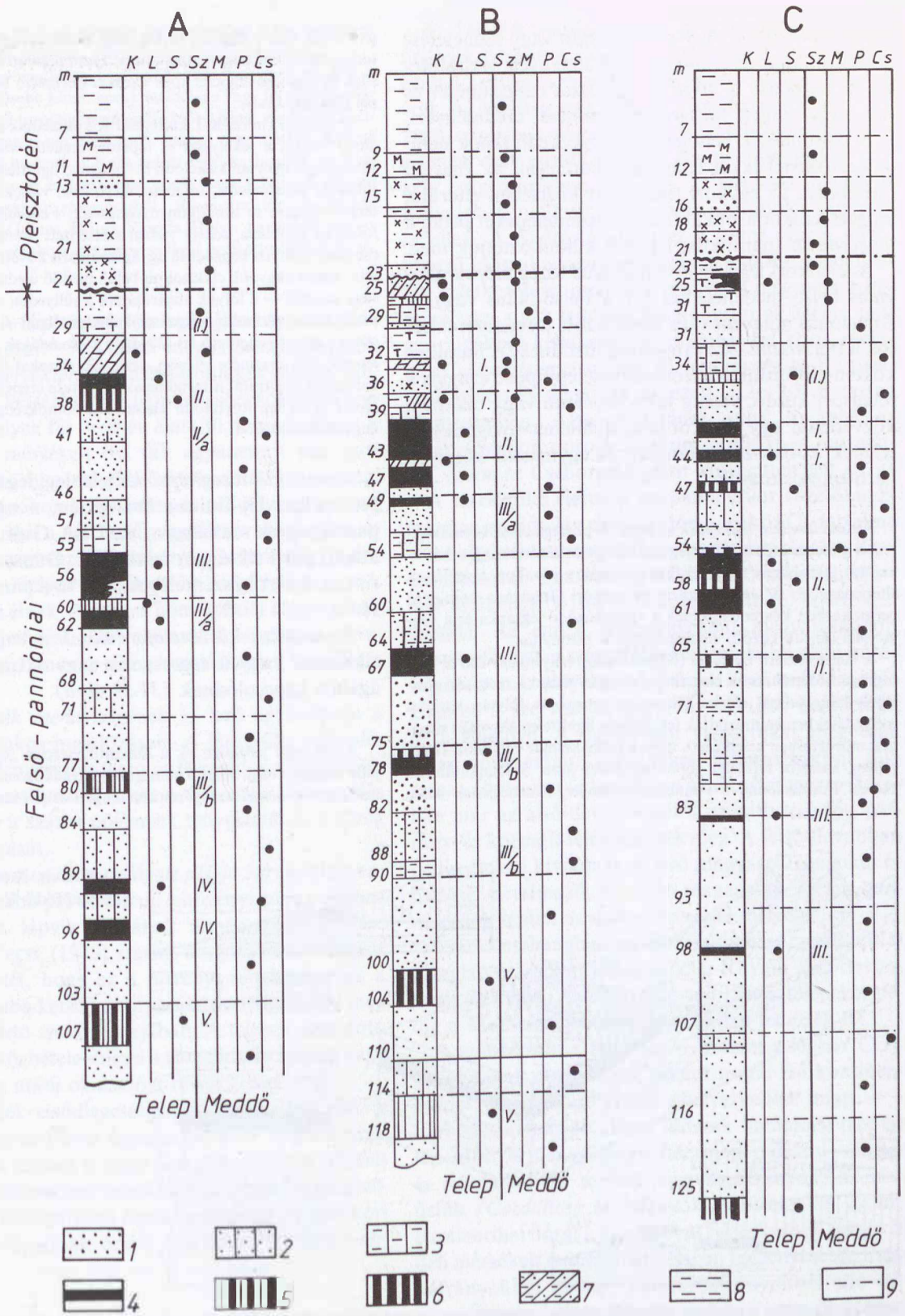
Azonos vízföldtani viszonyok között az eutróf lápok növényzete változatosabb. A legtöbb feketekőszéntelep eutróf lápokban keletkezett. A kis hamutartalmú, sok jó megtartású növényi részt és huminitet, de kevés hidrogént tartalmazó kőszenek viszont feltehetően oligotróf lápok üledékei.

31.1511 A lápképződés helye. Lápmedencék aljzatuk tömörödése vagy az erózió és az üledéklerakódás közreműködésével *atektonikusan* is létrejöhetnek. Nagy többségük mégis olyan *labilis kéregrészekhez* kötődik, amelyek süllyedési sebessége — a több- és soktelepes kőszénmedencék tanúsága szerint — cikli-



31.27 ábra. A jelenkori tőzeglápok elterjedése VADÁSZ (1952) szerint

1. Jelentékeny tőzegesedés. — *2.* Tőzeglápok. — *3.* A mérsékelt övi tőzegesedés határa.



31.28 ábra. A visontai *Thorez K–I. külfejtés* ÉK-i oldalának és középső részének földtani szelvénye (*Földtani kirándulások*, 1981)

1. Homok. — *2.* Közetlisztes finom homok. — *3.* Agyagos aleurit. — *4.* Lignit. — *5.* Szenes agyag. — *6.* Agyagos lignit. — *7.* Bentonitos agyag. — *8.* Agyag. — *9.* Diszkordancia.

M = Mészkonkréciós agyag. — *T* = Tarka agyag és homok. — *X* = Tufás képződmények.

A fejlécben: K = kiszáradó lápi, *L* = láperdei, *S* = siklápi, *Sz* = kiszáradó lagúnás, *M* = mocsári, *P* = partközeli, *Cs* = szublitorális képződmények.

kusan változik. A süllyedés lassulása vagy szünetelése ui. feltöltődést és a mocsári körülmények visszatérését, fokozódása a növényi tenyészet megszűnését és tavi vagy tengeri fáciesek megjelenését eredményezi.

A kontinensek belsejében elhelyezkedő lápok nemtengeri üledékekkel fedett kőszénrétegeit az *édesvízi* (limnikus), az egykori tengerpart közelében elterülő, tengeri lerakódásokkal fedett kőszéntelepeket pedig a *tengermenti* (paralikus) jelzővel különböztetjük meg.

A jelenkori legnagyobb limnikus tőzegtelepek alluviális belső medencékhez (pl. a Felső-Nílus vagy az Amazonas völgyéhez) és feltöltődött tórendszerekhez (pl. a botswanai Okavangóhoz) fűződnek. A limnikus kőszén-előfordulások zöme alaptelep típusú (vagyis a rétegsort kezdő, vastag telep szorosan vagy csaknem közvetlenül egy diszkordanciafelületen nyugszik); a telepek korlátozott számúak és egymással könnyen párhuzamosíthatók.

Kitűnő *limnikus lápképzők* az inter- és posztglaciális korszakoknak a gleccserek és belföldi jégtakarók visszahúzódása után hátramaradt, hepehupás térszínei. Ezt nemcsak a jelenkori tőzeglápok elterjedése *(31.27 ábra)*, hanem az egykori Gondvána kontinens permokarbon kőszéntelepeinek a visszahúzódó jégsapka és a végmoréna-sáncok közötti elhelyezkedése is bizonyítja.

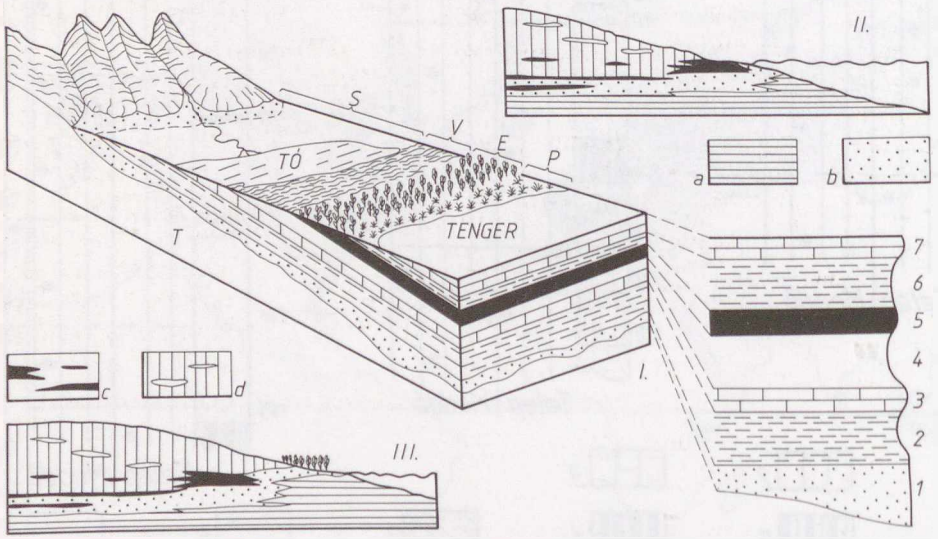
A Halle melletti *Geiseltal* (Németország) helyenként 100 m vastagságú középső-eocén barnakőszéntelepei részint a zechstein sótelepek kilúgzódása, részint tektonikai mozgások folytán létrejött mélyedésekben halmozódtak fel. Számos lignittelep alluviális síkságok morotváiban keletkezett, mások pedig kialudt vulkánok kráterében, karsztos területek többében jöttek létre. A Dunántúli, ill. Hevesi Formációnak a Pannóniai-beltenger medencéjének felső-pannóniai feltöltődéséhez kapcsolódó, bükk- és mátraalji, valamint toronyi limnikus telepei alluviálisak. Hordalékkúp vagy delta fáciesűek az oligocén–miocén korú Csatkai Formáció barnakőszéntelepei (Szápár, Jásd).

A visontai Thorez K-I. külfejtés ÉK-i oldalának szelvénye *(31.28 ábra)* szerint a sekélylápi és láperdei eredetű, változó számú és vastagságú, gyorsan kiékelődő és szétágazó lignittelepek laposparti, többször áthalmozott, folyóvízi ülepedésű, változatosan rétegzett tarka agyagon és homokon nyugszanak. Fedőjükben ugyancsak folyóvízi szállítású, sekély vízben szétterített finom homok, majd csöndes, nyíltvízi képződésű agyag és aleurit következik. A telepek által jelzett nagyobb ciklusokon belüli meddő üledék szemcsenagysága alapján — a folyók vízjárásának a süllyedés, tömörödés, csapadékhullás vezérelte változásai következtében — néhány kisebb csonka ciklus ismerhető fel (*Földtani kirándulások*, 1981). Az ezek lepusztulási térszínére települt, andezitkavicsokat és miocénből áthalmozott riolittufát is tartalmazó, majd tufa eredetű és mészkonkréciós agyagban folytatódó pleisztocén homokrétegek már egy új nagyciklus üledékei.

A paralikus tőzegképződés jelenlegi legnagyobb méretű példái Új-Guinea D-i részén, a nyugat-afrikai partok egyes szakaszain, az USA Gulf Coastján és atlanti parti síkságain találhatók. DIESSEL (1970) szerint az ismert kőszéntelepek >90%-a paralikus eredetű.

A paralikus kőszénelőfordulások a tengeri üledékciklusnak vagy a regressziós vagy a transzgressziós ágához kapcsolódnak *(31.29 ábra)*.

Regressziós jellegűek pl. a dunántúli tercier „cyrenás agyag"-jába települt (vagy inkább bemosott?) barnakőszéncsíkok. De ilyenek a közép-németországi miocén tengeri deltáit szegélyező barna-



31.29 ábra. A tengermenti kőszénképződés fő esetei:

I. Transzgresszió során a *T* tengeri rétegek eróziós felszíne fölött korábban kialakult *S* síkságon levő édesvízű tó, helyenként nyílt víztükrű láp *(V)*, és erdős láp *(E)*, valamint parti iszapsík *(P)* lényegileg kontinentális képződményeit újból tengeri rétegek fedik be.

1. Fekühomok. — *2.* Kőzetlisztes agyag. — *3.* Édesvízi mészkő. — *4.* Mocsári agyag. — *5.* Kőszénréteg. — *6.* Tengeri agyag. — *7.* Tengeri karbonát.

II. Lassú süllyedés során vastagabb kőszéntelep keletkezik.

III. A tenger visszahúzódásakor kontinentális üledékek fedik be a kialakuló telep(ek)et.

a: Tengeri agyag(pala). — *b:* Tengeri homok(kő). — *c:* Kőszén. — *d:* Kontinentális üledékek folyóvízi homok(kő)lencsékkel.

kőszéntelepek is, amelyek a tenger felé nyomultak előre, miközben a szárazföld felőli részeiket már folyami üledék takarta be.

A *tengerelőnyomuláshoz* kapcsolódó kőszéntelepek fekvője a partot alkotó idősebb kőzet, ennek málladéka vagy folyami üledék; fedője pedig lassú transzgresszió esetén előbb édes-, majd csökkentsósvízi, végül tengeri agyag, homok, márga vagy mészkő. Kitűnő példáit ismerjük ezeknek a Ruhr-vidéki felső-karbonból, az ajkai felső-kréta, a dorogi és tatabányai eocén vagy a borsodi miocén barnakőszén-tartalmú rétegsoraiból. Bizonyára ide sorolhatók azonban az Új-Guinea D-i és Florida DNy-i partjaitól néhány km-re a tenger jelenkori meszes iszapjával borított pleisztocén tőzegtelepek is.

31.1512 A lápképződés éghajlati és vízföldtani feltételei. A klímát meghatározó tényezők között a *hőmérséklet*nek csak másodlagos szerepe van. A vegetáció kétségkívül a trópusi esőerdőkben a legdúsabb, amelyek fái 7—9 év alatt 30 m magasságot is elérnek. (A mérsékelt övi fák ugyanennyi idő alatt csak 5—6 m magasságúra növekszenek.) A meleg/nedves trópusokon a ligninben és cellulózban gazdag láperdő dominál a nád és sás vegetációval szemben, és itt még az olyan táplálékszegény mocsarakban is fák tenyésznek, amelyek mérsékelt övi megfelelőiben csak tőzegmohok élnek. A magas hőmérséklet mégis gátolja a tőzegképződést, mert nemcsak a növényzet növekedését segíti, hanem a tőzeg bomlásának a sebességét is fokozza.

A *csapadék mennyiségé*nek ki kell egyenlítenie a talajvíz évszakos ingadozásait. A lápterület süllyedését pedig a tengerszint lassú és fokozatos emelkedésének kell ellensúlyoznia, mert a tartós víz alá merülés megszünteti a száras növények tenyészetét és a tőzeg felhalmozódását.

Nagyon fontos, hogy *a lápvíz pH-ja* 5,0 alatt legyen; ennél magasabb pH esetén ui. a növényi anyag teljesen lebomlik. A lápvíz pH-jának átmeneti növekedése RENTON—CECIL (1979) szerint annyira elbonthatja a tőzeg felületét, hogy az a növényi sejteknek csak a kőszénhamuba kerülő anorganikus anyagait őrzi meg néhány meddő szalag alakjában. A telepek más autigén jellegű közbetelepülései a tőzegfelszín leégése vagy kiemelkedés utáni oxidációja révén keletkeznek.

A csapadék elsődlegességének megfelelően mérsékelt vagy éppen hűvös éghajlaton, 8—9 °C évi középhőmérséklet mellett is nagy tőzegképző lápok alakulhatnak ki. Ilyenekben keletkeztek a Gondvána-kőszenek, és ezt bizonyítja az északi mérsékelt öv jelenkori tőzegmoha-lápjainak óriási elterjedése is *(31.27 ábra)*.

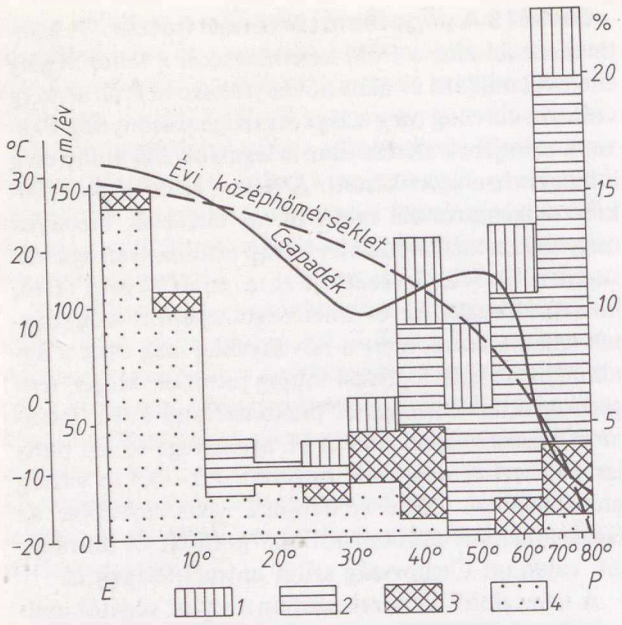
A mérsékelt övi lápok többsége Kanada, Szibéria, Skandinávia területére s az észak-alpi előtérre, a meleg égövieké Ceylon, Kelet-Afrika, Jáva, Szumátra, Borneó és az USA mangrove-mocsaraira esik. A hazai tőzegek 96%-a a Kis-Balaton, Sárrét, Hanság és a Kapos-völgy területén, 3%-a a Duna—Tisza közén (Turjános, Vörös-mocsár, Ócsa, Kecel), 1%-a az Ecsedi-láp, a Rétköz, Bodrogköz, Mezőcsát vidékén található.

31.1513 A vegetációtörténeti háttér. A kontinensek felszíne a Föld keletkezésétől a szilur végéig eltelt 4,2 milliárd év alatt növénytakaró nélküli sivatag volt. Az élővilág még a légköri oxigénmennyiség PASTEUR-szintjének elérése után is legalább 200 millió évig a tengervízre szorítkozott. A devon előtti légkör csekély oxigéntartalma miatt ui. az élet csak bizonyos mélységben talált védelmet a Nap ultraibolya sugárzása ellen. A földtörténetnek ez a szilur végéig tartó, hosszú időszaka kevés lehetőséget nyújtott szénkőzetek keletkezésére, mert a növényvilág még csak a ligninmentes algák fejlődési fokáig jutott el. Mégis, tengeri algákból keletkezett, prekambriumi korú, metamorf kőszéntelepet sejtünk pl. az Onyega-tó É-i partjáról ismert és *sungit*nak nevezett, 1,2—3,3 m vastag grafittelepben. Alga eredetűnek vélik továbbá az észak-amerikai óproterozóikum grafitját és antracitját, valamint Csehország szilur antracittelepeit is.

A szárazföldi életterek csupán a szilur végétől nyíltak meg az élővilág előtt, midőn a légkör O_2-tartalma — az algás fotoszintézis O_2-termelő hatásának a disszimilációval szembeni erősödése következtében — mai értékének 1/10-e fölé emelkedett (I. kötet, 6.2. fejezet). Az ennek eredményeként megvastagodott ózonoszféra ui. a szárazföldeket leginkább sújtó káros sugárzást már elnyelte. Az életnek a szárazföldre való kilépése a szervezetek páratlan mértékű evolúcióját tette lehetővé. A devon-eleji vízpartokat még csak cserje magasságú, kezdetleges ősharasztokból álló száras növényzet fedte. Ebben az ún. *Psilophyta*-flórában már az alsó-devon végétől primitív zsúrló-, páfrány- és korpafű-félék jelentek meg. A felső-devonban pedig ezeken kívül már az első magvaspáfrányokat és ősfákat tartalmazó, 8—10 m magasságú *Archaeopteris*-erdők léptek az addigi őscserjék helyébe.

Ezzel összhangban az első autochton, szárazföldi tőzegláp maradványait a skóciai Rhynia alsó-devonjából ismerjük. Az első műrevaló kőszéntelepeket pedig a Medve-sziget felső-devonjában fedezték fel.

A szénképződés azonban — részint a légkör CO_2-tartalmának emelkedése, részint a mai É-i kontinenseknek az egyenlítő közeli elhelyezkedése miatt — a karbonban tetőzött. Ezen időszak hatalmas, trópusi láperdőit 30 m magasságú, fatermetű páfrány-, zsúrló- és korpafű-félék mellett magvaspáfrányok, az első ősfák *(Cordaites)* és ősfenyők alkották. Ezt az ún. euramerikai flórát a középső- és felső-karbon északi és déli mérsékelt (sőt hűvös) öveiben szegényesebb, főleg páfrányokból és/vagy magvaspáfrányokból álló növénytársaság helyettesítette. Szibéria angarai flóráját pl. a *Callipteris*ek, Kelet-Ázsia cathaysi flóráját a *Gigantopteris*ek, a déli kontinensek gondvánai flóráját pedig a sok tekintetben már a zárvatermőkre emlékeztető, kistermetű, évgyűrűs magvaspáfrányok, a *Glossopteris*ek uralták.



31.30 ábra. Különböző korú kőszéntelepek paleomágneses adatok alapján valószínűsített egykori szélességi helyzete, százalékaránya, feltételezett ülepedési sebessége, a hozzátartozó évi hőmérséklet- és csapadékátlag feltüntetésével, GALLOWAY—HOBDAY (1983) nyomán

1. Harmadidőszak. — *2.* Mezozóikum. — *3.* Perm. — *4.* Karbon és prekarbon.

E: Egyenlítő. — *P:* A Föld korabeli pólusa.

Az alsó-perm meleg-, ill. mérsékelt övi kőszéntelepeinek növénytársasága a felső-karbonbeliekétől főként csak az ősi fenyőfélék *(Voltzia, Walchia)* előretörése, ill. az ősi tőzegmohák megjelenése révén különbözött.

A gondvánai felső-perm flóra alig tért el az alsó-permitől. Európából azonban e kontinensnek az egyenlítőtől való „elúszása", a sivatagi övbe kerülése és az éghajlat ezzel kapcsolatos szárazabbá válása következtében a harasztok alkotta mocsárerdők szinte teljesen eltűntek, és a *nyitvatermők* valamennyi osztályát képviselő *ősfenyők, Cordaites-, Bennettites-, Ginkgo-, Gnetum- és Cycas*-félék léptek a helyükbe.

A mezozóikum növényvilágát a kréta közepéig az egyenlítői övben felnyíló Tethys mindkét oldalának kontinensein a *nyitvatermők* túlsúlya jellemzi (*ősfenyők, Cycas- és Ginkgofélék, Cycadoideák, magvaspáfrányok;* a júrától kezdve pedig *újabb fenyőtípusok* is).

A kréta közepétől kezdve mindmáig a *zárvatermők* törzsének egy- és kétszikű osztálya uralja a Föld növénytakaróját. A tercier legfontosabb telepképzői a mocsárciprus *(Taxodium)*, a mamutfenyő *(Sequoia)*, a *Cinnamomum*, valamint a sós vizet is jól tűrő mangrove vegetáció nemzetségei *(Rhizophora, Bouguiera, Sonneratia, Avicennia)*.

A kőszénképződés intenzitása a földtörténet folyamán nem volt egyenletes. Jelentős maximumai a felső-karbon és alsó-perm, valamint a felső-kréta, kisebb csúcsai az eocén, oligocén, és a miocén idejére esnek. A világkészlet kb. 40%-a felső-karbon és alsó-perm, kb. 50%-a pedig felső-kréta és tercier korú. E maximumok egy-egy erősebb orogén fázist követtek, mikor a lepusztulás megélénkülése az üledékgyűjtő medencék peremein általános tápanyagbőséget eredményezett. Ennek a tényezőnek természetesen kedvező klimatikus feltételekkel is találkoznia kellett *(31.30 ábra)*. A kőszénképződésnek a felső-permben, a triászban, a júra elején és közepén tapasztalható visszaesése részint a klíma alkalmatlanságával, részint az óceánok térhódításával magyarázható. A késő-paleozóos kőszenek általános liptinitszegénységét valószínűleg az e korbeli növényzet eleve kis mennyiségű védőanyagainak a tőzeg kiszáradása és későbbi diagenezise során történt elbomlása okozta. A júra időszaki és annál fiatalabb kőszénképző növényzet liptinitdús jellegét viszont védőanyagaik (a kutikulák, spóratartók, gyanták stb.) bősége és nagyobb ellenállóképessége indokolja. Az ezeket tartalmazó rétegsorok helyenként jelentős mennyiségű szénhidrogént adtak le [ilyenekből származnak THOMAS (1982) szerint pl. az ausztráliai Gippsland-medence kőolajmezői].

Számos prekvarter kőszénláp óriási kiterjedésével és hosszú fennállásával szemben a negyedidőszaki mocsarak tér- és időbeli változékonyságukkal tűnnek ki. Ennek okát GALLOWAY—HOBDAY (1983) abban látja, hogy a mai szokatlanul kiemelt kontinensekről származó törmelékbeáramlás a múltbelieknél nagyobb mértékben korlátozza a mocsarak kiterjedését. A hajdani delták kisebb vízgyűjtő területekről beszállított üledékét a hullámzás nagy szélességben teregette el, és ezáltal a maiaknál lényegesen nagyobb tőzeglápok kifejlődését tette lehetővé.

31.152 A kőszén fáciese alatt a kőszén azon elsődleges tulajdonságainak összességét értjük, amelyek tőzegük képződésének körülményeire (tehát a kőszénláp elhelyezkedésére, a tőzeglápon belüli helyzetére, a növényi anyag felhalmozódásának autochton vagy allochton módjára, a lápvíz tápanyag-ellátottságára, a tőzeg hőmérsékletére, baktériumainak aktivitására, pH- és redoxviszonyaira) utalnak vissza. A kőszén fáciesének a kőszén és a kísérő kőzetek összetételéből, szöveti sajátságaiból, ősmaradványaiból, valamint egyes, a szénülés fokától független jellemzőkből (pl. a kén- és nitrogéntartalomból) következtethetünk.

A kőszén *minőségét* elsősorban a *lápképződés színhelye*, valamint *a lápi növényzet zonációja* határozza meg. Ezek alapján édesvízi (limnikus), csökkentsósvízi (brak) és sósvízi (paralikus) kőszéntelepeket, ezeken belül pedig mélylápi, sekélylápi, láperdei (erdőslápi),

kiszáradó lápi és tőzegmoha-lápi kőszénfácieseket különböztetünk meg.

A különböző láptípusok és láp övek egymástól eltérő növénytársulásaiból más- és másfajta fizikai, kémiai és technológiai tulajdonságú kőszéntípusok keletkeznek. A feltöltődő lagúnák, öblök, folyótorkolatok és marsh-ok árapályszint alatti vagy feletti, sós- vagy csökkentsósvízi kőszeneit pl. — a környezet jellegének megfelelő ősmaradványok mellett — az édesvíziekénél nagyobb kén- és nitrogéntartalom jellemzi. A kén finomkristályos pirithez és szerves anyaghoz kötődik, képződése a tengervíz szulfáttartalmával és anaerob kénbaktériumok életműködésével kapcsolatos. A lúgos pH melletti nagy bakteriális aktivitás a humuszanyagokat gyorsan lebontja, ezért az ilyen, illókban még gazdag kőszén elég erősen gélesedett.

A humifikálódás, a gélesedés, a szingenetikus piritképződés és a nitrogén feldúsulása a karsztos térszíni lápok lúgos, kb. 8,6 pH-jú vizében a tengeri telepekéhez hasonló mértékű. A Ca-ban dús lápok telepeiben azonban sok a *szerves kén* is, fennmarad a lápi fauna mészváza, a szilikátok könnyebb oldódása következtében pedig gyakori az ágak és fatörzsek kovásodása.

Hogy az egyes kőszénfáciesek között nincs éles határ, annak a szomszédos környezetek felváltva érvényesülő hatása az oka. A környezetek tér- és időbeli eltolódásának eredményeként a lápi zonáció sorrendje nemcsak horizontálisan, hanem gyakran a kőszéntelep függőleges szelvényében is kimutatható. Ezért a telep fáciesét az uralkodó miliő határozza meg.

(a) A mélylápi kőszénfáciest az anorganikus törmelék viszonylag nagy mennyiségén kívül a pirit- és szideritkiválások bősége, nagy hidrogén-, de kicsiny oxigén- és kicsiny nitrogéntartalom jellemzi. Az algák, baktériumok, gombák, ligninben és cellulózban szegény lebegő és felszínen úszó vízinövények, továbbá víziállatok teste a víz- és szélhordta spóra- és pollenszemcsékkel és más finom növényi törmelékkel együtt a mélylápok fenekén ülepszik le. Finomtörmelékes üledékkel keveredő, elbomló anyaguk sötét színű, fehérjében, zsírban, viaszban és gyantában gazdag *rothadó iszapot* (szapropélitet) alkot. Édesvizű, de tápanyagokban szegény, disztróf tavaknak ezt a növényi és állati maradványok, agyag, kőzetliszt és homok keverékéből álló, savanyú kémhatású, feketésbarna üledékét *dy*-nak nevezik. Ez azonban O_2-tartalmú vízáramok időnkénti átszellőztető hatására a vasoxidtól szürke-barnásszürke színű *gyttjává* (ejtsd: jütja; I. kötet, 8.512. fejezetrész), ennek betemetődése után pedig szapropél-kőszénné alakulhat át. (Ilyen pl. a karbon időszak uralkodóan spóra eredetű *kennel-*, ill. alga eredetű *boghead-kőszene* vagy a falevelekből keletkezett *levélkőszén*. A tengeri algákból keletkezett, észtországi szilur *kukkerszit* és a brazíliai *marahunit* — nagy bitumentartalma következtében — viszont már a gyttja-kőszén és az olajpalák közötti átmenetet képviseli.) A gyttja-kőzetekben általában csak a legellenállóbb növényi részek [a gyanta, a spóra- és alga- (diatoma-)héjak, kutikulák, a gombák utáni kitinit] őrzik meg alakjukat, az összefüggőbb növényi szövetek azonban ritkák. Iszapfaló szervezetek az üledék eredeti finomrétegzését többnyire eltüntetik; az egyneművé vált iszap azonban — tömörödése folyamán — a keményebb alkotórészeket mintegy körülfolyhatja.

(b) A sekélylápok nagyrészt lápfenéken gyökeredző fűféléinek szövetei viszonylag gyorsan szétesnek. Tőzegük közepes mennyiségű lignin és cellulóz mellett kb. 30%-nyi fehérjét, zsírt, viaszt és gyantát, továbbá változó mennyiségű szervetlen anyagot tartalmaz. Ilyenek a nádban és más fűnemű növényekben gazdag, nagy mennyiségű gombaspórát felhalmozó, de fák nélküli nyílt marsh-ok is. A keletkező kőszén java részét kitevő és iszapfalók által is átdolgozott, szerkezet nélküli, hidrogénben még mindig gazdag, de nagyrészt huminites anyagban csak gyökérszálak és gombamaradványok ismerhetők fel. Ide tartoznak pl. a tatabányai eocén kőszenek és az alsó-rajnai lágy barnakőszenek bizonyos fajtái.

(c) A láperdők általában a talajvíz szintje fölött gyökerező, fás növényzetéből sok lignitet és cellulózt, de csak kevés fehérjét, zsírt és viaszt tartalmazó *terresztrikus tőzeg* jön létre. A keletkező kőszénben a huminitek uralkodnak, a hidrogén mennyisége a szénülés kezdeti szakaszán viszonylag kicsiny, az oxigéné nagy; sok a mikroszkóppal felismerhető szöveti elem. A fenyőfélék szöveteinek megtartását azonban nagyobb gyantatartalmuk a zárvatermőkénél jobban biztosítja. Ott, ahol a tengermenti láperdők nagy szintkülönbségű árapályhatásnak vannak kitéve, a növények föld feletti része a dagály oxigénben dús vizében teljesen szétesik, és csak gyökérzetük marad meg ún. *gyökérszén* alakjában.

A ma ismert barna- és feketekőszenek túlnyomó része láperdei eredetű. A hazai harmadidőszaki barnakőszenek *Sequoia* fajai a láperdőknek kissé szárazabb, *Taxodium*ai viszont azok nedvesebb részeit jelzik.

(d) Az időszakosan kiszáradó lápok erélyesebb oxidációnak kitett növénymaradványaiból hidrogénben szegény, de oxigénben (és esetleg szénben is) viszonylag gazdag, sötét színű, nagyobb fajsúlyú és erősebben fénytörő, rossz minőségű, inertinites kőszén keletkezhet. Ennek egyik fajtája a lápi tüzek hatására elszenesedett kéreg- és farészekből s az égéskor szétszóródó pernyéből származtatott *„foszszilis faszén"* vagy *pirofuzinit*. Ezzel szemben a bomlási vagy *degradofuzinit* erdőtűz nélkül, pusztán a kiszáradó lápok erősebb oxidációs lehetőségei között képződhetett. A fuzinit uralkodóan a sejtek cellulóz anyagú falából származik, s a falszerkezetet kitűnően meg is őrzi. Az aerob körülmények között létrejött oxicellulózt tehát — legalább eleinte — mikroorganizmusokban szegény, savanyú kémhatású lápvizeknek kellett konzerválniuk. [Szádeczky-Kardoss (1959, p. 152) szerint a fuzinitnak a karsztos térszínt borító eocén kőszeneinkben való ritkaságát az egykori lápok vizének lúgos kémhatása magyarázza. Elősegítheti viszont a fuzinitképződést, ha a savanyú-lápi tőzeg később lúgosabb fedő alá kerül. Ilyenkor ui. olyan mikróbák telepednek meg a tőzegben, amelyek mintegy kipreparálják a cellulóz alapú sejtfalmaradványokat. Ilyenek elsősorban az elhagyott folyómedrek, ártéri pocsolyák és tavacskák fenekén halmozódnak fel.]

(e) A mérsékelt övi *fellápok* (tőzegmoha-lápok) alacsony és magas vízállás közötti *telmatikus tőzeg*ét vagy finom *Sphagnum*-szövedék, vagy szittyónak és sásnak tőzegmohával átszőtt, durvább töredékei alkotják (Sirkin 1978). A tőzeg igen savanyú kémhatása a növényi szöveteket és spórákat valamennyi szénkőzetnél tökéletesebben őrzi meg.

31.1521 A növényi anyag felhalmozódásának módja szerint a tőzeg és a belőle képződött kőszén *autochton* vagy *allochton* (31.1. fejezet).

Autochton beágyazódást jeleznek pl. a gyökereket megőrző meddő rétegek, a függőleges helyzetű fatörzsek és a kitűnő megtartású levélmaradványok. Az autochton telep fekvője az egykori erdőslápnak a gyökerek és fatönkök szénült és/vagy kovásodott maradványait élőhelyzetben megőrző talaja. Vulkáni tufaszórás vagy gyors elöntés okozta betemetődés esetén a fatörzsek egésze egyenes állásban maradhat fenn. A Várna melletti *Kövesült erdő* álló helyzetű fatörzseit az eocén transzgresszió meszes homokja temette be. A diagenezis folyamán a bomló faanyag körül vastag mészkéreg

csapódott ki, amelyen belül a fatörzsek helyét ma már többnyire csak a csőszerű kérgek belső ürege jelzi (SACHARIEWA-KOWATSHEWA 1974).

Allochton összemosódásra utalnak a vízszintes helyzetű, áramlástól irányított ágak, fatörzsek (uszadékfák), levelek, a gyökértalaj hiánya, a töredékes megtartás és a növénymaradványok súly szerinti osztályozódása, ami jelentékenyen befolyásolja a kőszén minőségét is.

MOORE és BELLAMY (1974) szerint a tőzeglápnak egy átfolyással rendelkező tavacskából való kialakulását az allochton anyag tóközépi összetorlódásával képződött sziget minden irányú növekedése, majd dagadó lappá fejlődése eredményezi. SMYTH (1980) szerint pl. a csak nagyon kevés ásványi anyagot, de sok inertinitet tartalmazó, 33 m vastagságú queenslandi tőzegtelep jött létre ilyen módon.

Általában minden műrevaló kőszéntelep szemiautochton vagy szemiallochton. A sok szervetlen anyaggal kevert, allochton kőszenek zöme gazdaságilag értéktelen. Hosszabb szállítást ui. a növényi testnek csak a legellenállóbb részei bírnak ki, és ezek a velük együtt szállított ásványi törmelékkel együtt a törmelékes üledékek szórt alkotórészeivé válnak.

Kis távolságú szállítódással természetesen autochton kőszenekben is számolhatunk, mert áradások nemcsak a friss növényi törmeléket, hanem a már leülepedett tőzeget — akár ismételten is — áthalmozhatják. Az ilyen *hipautochton kőszeneket* finomtörmelékes szövet, kissé nagyobb ásványi anyagmennyiség, finomrétegzettség és állati vagy növényi mészvázak betelepülése jellemzi.

31.1522 Tőzeg- és telepvastagság. A tőzegnek csak azon részei alakulnak át kőszénné, amelyeket a rá- vagy közbetelepülő meddő üledékek (pl. agyag, homok, mészkő, lumasella) még kellő időben kivonnak a bontó baktériumok és gombák hatásköréből.

Ez többnyire akkor következik be, ha a terrigén törmeléknek a terület süllyedésével, a környezet emelkedésével, időjárás- és klímaváltozásokkal, vulkáni kitöréssel kapcsolatban megnövekedett beáramlása vagy a benyomuló tengervíz és annak üledékei megszakítják a lápi növényzet életét, de ugyanakkor be is takarják annak roncsait. Lassú változások esetén a kialakuló kőszéntelepet *fokozatos* átmenetek köthetik össze fedőjével. A meddő rétegek és a kőszéntelep közötti eróziós felületek viszont a környezeti viszonyok *hirtelen* változásairól (pl. nagy viharoknak, vagy a gyors tengeri transzgressziókat kísérő hullámverésnek és áramlásnak a még be nem temetett szerves anyagra gyakorolt *mechanikai* hatásáról) tanúskodnak. Máskor a *lápon* belüli *kémiai* és *biokémiai* folyamatok uralomra jutása szolgáltatja a kőszénösszlet meddő közbetelepüléseit (pl. a szénvasköveket, kaolin- és tűzálló agyagrétegeket).

A betemetődő tőzeg legszembeötlőbb fizikai elváltozása a fedőrétegek nyomása és az átalakulást kísérő anyagvesztés folytán bekövetkező *térfogatvesztés*. Ennek mértéke olyan zárványok (pl. kovásodott fatörzs, szklerotinit, szervetlen anyagú korai vagy szindiagenetikus konkréciók) segítségével állapítható meg, amelyek a szénülés folyamán is megtartják eredeti térfogatukat. *A kőszéntelep vastagságát tőzegének a kőszénfáciestől függő eredeti vastagsága* és a szénüléssel fokozódó *tömörödése együttesen határozza meg.*

A síklápok *tőzegének* vastagsága a mérsékelt égövben évente 0,5—1,0 mm-rel, szubtrópusi éghajlaton 1,0—1,3 mm-rel, a trópusokon (pl. Borneó szigetén) 3—4 mm-rel gyarapszik (GALLOWAY—HOBDAY 1983). Meleg/nedves klímában tehát 100 év alatt kb. 30 cm vastagságú tőzegtelep alakulhat ki. A mérsékelt övi fellápok tőzegének vastagságnövekedése évi 1—2 mm.

A tőzeg vastagsága lágy barnakőszén állapotban nagy általánosságban legalább 1/2-ére, feketekőszén állapotban legalább 1/6-ára csökken. Spóra eredetű karbon kőszeneknél a csökkenést 1/20-ra becsülik. A tömörödést befolyásoló tényezők nagy száma miatt tehát ezek az arányok esetről esetre változnak.

A tőzegfelhalmozódás horizontális jellegénél fogva a kőszénelőfordulások túlnyomórészt *réteg-* vagy *telepszerűek*. Vastagságuk néhány cm-től több mint 100 m-ig, kivételesen — pl. az ausztráliai Victoria állam tercier lignitjeiben — 233 m-ig terjed. Azonban csak az a kőszéntelep *műrevaló*, amelynek fejtése az adott viszonyok (az alkalmazható bányászati módszer, a kőszénminőség, fedővastagság, az infrastruktúra stb. mellett) meghaladja a gazdaságosság minimumát. Ezt ma többnyire 0,7 m telepvastagságnál vonják meg. (A gyönge minőségű és/vagy nagyon vékony kőszéntelepek időnkénti fejtésére csak rendkívüli körülmények között kerül sor. A rudabányai alsó-pannóniai ligniteket, a salgótarjáni és borsodi 30 cm-es miocén barnakőszeneket pl. helyi szükségletekre mindkét világháború idején fejtették.)

A talajvízveszély, a lejtők instabilitása és a környezetkárosodás miatt a *külfejtések* többségének mélysége nem éri el a 100 m-t, a fedő/kőszén arány pedig max. 15/1. Ezért a kőszéntermelés kb. 60%-a a külfejtésnél sokkal költségesebb és veszteségesebb mélyművelésből származik (GALLOWAY—HOBDAY 1983). A Föld legmélyebb kőszénbányái 1000—1500 m mélységűek.

A nem műrevaló előfordulást 0,1 m-ig kőszénrétegnek, a 0,1—0,01 m közöttit kőszéncsíknak, a 0,01 m alattit kőszénzsinórnak nevezik. A vastagabb kőszéntelepeket gyakran meddő közbetelepülések tagolják; azok elvékonyodva kőszenes agyag(palá)ba, égőpalába, végül tiszta agyag(palá)ba mehetnek át, a meddő beágyazások kivastagodásával pedig szétágazódhatnak.

A meddő közbetelepülések vastagsága a szervetlen törmelék beszállításának mértékétől és a lápmedencén belüli elosztódásától függ. A Borsodi-medence ottnangi emeletbeli V. sz. telepének Bánfalvánál 11 m-t kitevő vastagságából csak 0,4—0,9 m a tiszta kőszénpad. Ugyanez a telep a Fekete-völgy környékén csak 6—8 m vastagságú, de itt is több meddő beágyazást tartalmaz (ALFÖLDI *et al.* 1975).

A *feküt* anyaga többnyire agyag, de lehet homokkő, kavics, konglomerátum, mészkő, dolomit, laterit, bauxit, metamorfit és mállott eruptívum is. Mivel a lápból leszivárgó szerves savak a feküagyagból a vasat és az alkáliákat kioldják, az — a *kaolinosodás* következtében — gyakran világossá vagy fehérfoltossá válik.

A telepek közvetlen *fedője* többnyire egyenletes felszínű, rendszerint sötét színű agyagpala. A borsodi IV. sz. telepnél a fedő helyenként 1 m-nél is vastagabb, összemosott *Congeria*-lumasella, a Donyec-medence karbon összletében egymással váltakozó mészkő és meszes agyagpala, a dunántúli eocén barnakőszeneknél pedig édesvízi mészkő. A fedőrétegek összetétele és ősmaradványai mindig a kőszénláp kontinentális, csökkentsósvízi vagy tengeri jellegét tükrözik.

A telep közvetlen fedőjét fölfelé világosabb szürke törmelékes vagy kémiai üledékek, hullott vagy áthalmozott vulkáni tufák, néhol a környezetből bemosódott laterites anyagok váltják fel. A telepet megosztó vagy kísérő meddő rétegek közül azok, amelyek valamely egyidejű eseményből származnak, *vezérréteg*ül szolgálhatnak, és utólagos tektonikai zavarok esetén is megkönnyítik a *telepazonosítást*, ill. a helyes telepsorrend felismerését. Ilyenek pl. a mecseki alsó-liász összlet meghatározott szintjeihez kötődő sziderit-szemcse halmazok, *peloszideri*t-telepek és *szferoszideri*t-gumók, a dorogi eocén kőszén *tőzegdolomit* betelepülései (31.133. fejezetrész), a nógrádi és a borsodi ottnangi kőszénösszlet fekvőjében levő „alsó riolittufa" (= Gyulakeszi Formáció), vagy a borsodi I. telepben mutatkozó riolittufacsík.

A barnakőszén-tartalmú rétegösszletekben általában *kevés*, de vastagabb, a feketekőszén-tartalmúakban viszont rendszerint *sok* telep következik egymás fölött. A Pécs-környéki alsó-liász 1100—1200 m vastagságú feketekőszén összletében az 5 cm-nél vastagabb telepek száma 175; ezek közül azonban csak 19 a „többnyire leművelhető". A telepek egymás közötti távolsága nem állandó, a kisebb meddőközű telepek egy-egy csoportját nagyobb meddőközök választhatják el egymástól. A pécs–komlói területen ily módon 4 telepcsoport ismerhető fel; ezeken belül azonban a telepek száma É felé jelentősen csökken.

A soktelepes rétegösszletek *vagy* több vékony, nem műrevaló kőszéncsíkból álló telepcsoporttal, *vagy* az egyenetlen felszínű aljzaton diszkordánsan nyugvó vastagabb *alaptelep*pel kezdődnek (31.1511. fejezetrész). Az előbbi esetre a mecseki liász, az utóbbira a borsodi V. sz. (ennek kimaradása esetén IV. sz.) telep szolgálhat például.

31.1523 A tőzeg bakteriális aktivitása elsősorban a H^+-koncentráció (pH) függvénye.

A tenger menti vagy Ca-dús környezetben lerakódott, gyengén lúgos kémhatású (pH = 7,0—7,5) tőzegek bőséges baktériumtartalma gyorsan humuszgéllé alakítja a növényi szöveteket. Az ilyen, H-ben és N-ben dús tőzegből képződött kőszéntelepek kitűnően kokszolhatók, lágyuláspontjuk alacsony. Minél savanyúbb a *tőzeg*, annál szegényebb baktériumokban, és annál több benne a jó megtartású szövetrész.

A síklápok tőzegének pH-ja 6,5—4,8, a fellápoké 4,6—3,3 között van. A tőzeg savassága a mélység felé nő; a 40 m mélységben észlelt pH = 4 értéket azonban már csak a heterotróf gombák *(Mycophyta)* viselik el.

A pH értéke a víz- és oxigén-utánpótláson kívül a felhalmozódott növények minőségétől és a tőzegben képződő savak töménységétől is függ. A fellápok tőzegét a *Sphagnum*ok fenolos anyagcsere-termékei teszik rendkívül savanyúvá. Az oxigén-utánpótlás erősödése viszont a huminsav növekedése irányában hat.

A tőzeg specifikus baktérium-tenyészete az eutróf síklápokon (tehát kis C/N arány, ill. kellő N-utánpótlás esetén, és ásványi sók jelenlétében) működik legintenzívebben. A cellulóz- és hemicellulóz-bontó baktériumok itt lényegesen több proteint termelnek, mint a fellápokon, és ez a huminanyagok jelentős dúsulását segíti elő.

A baktériumok száma a tőzegtelepen belül lefelé csökken. Társulásaik összetételét az uralkodó redoxpotenciál szabályozza. A tőzeg felső rétegeiben (kb. 0,5 m mélységig) sugárgombák *(Actinomycetales)* és gombák *(Mycophyta)* mellett aerob baktériumok is működnek atmoszferikus oxigén jelenlétében. Ezek főleg a könnyebben hidrolizálható növényi alkotókat (cellulóz, hemicellulóz, cukrok, keményítő, pentozánok, pektinek és proteinek) támadják meg, úgyhogy azokból gyakran csak a mikroorganizmusok anyagcsere-termékei maradnak hátra. Az ellenállóbb anyagok (lignin, a tanninok és mindenekelőtt a „bitumenes" növényi maradványok: a gyanták, viaszok, zsírok, olajok, szterinek, a sporopollenin, kutin és szuberin) viszont feldúsulnak. Ezek közül a tőzegesedés későbbi stádiumában is többnyire csak a lignint és a tanninokat támadják meg kémiai és mikrobiológiai folyamatok. A tőzeg mélyebb rétegeiben (kb. 10 m mélységig) működő anaerob baktériumok ui. ezekből hidrogénben dúsabb anyagokat állítanak elő. Szerves iszapok redoxpotenciálja azonban az anaerob baktériumok megjelenését már az iszapfelszín közelében is lehetővé teszi.

Különleges szerepük van a *kénbaktériumok*nak, amelyek a proteinek bomlásával helyben keletkezett, vagy a tengervízből a lápba oldott állapotban beáramló szulfátok kénhidrogénné való redukálásából elégítik ki energiaszükségletüket. A H_2S a mindenütt jelenlevő vassal piritté és markazittá alakul át. A szulfátredukáló kénbaktériumok életműködése során keletkezett és *bakteriopirit*nek nevezett szulfidgömböcskék általában a kőszéntelep legalsó és legfelső részében összpontosulnak. (Bakteriopirit természetesen nemcsak a kőszénben, hanem számos más üledékes kőzet szerves maradványai közelében vagy helyén is található; a felszíni mállás azonban többnyire limonitos csomókká alakítja át.)

31.1524 A tőzeg hőmérséklete részint a tőzeg bomlási folyamatainak, nagyrészt azonban a légköri hőmérsékletnek a függvénye. Szerepe a növényi anyag átalakulásának első, bakteriális fázisában a legjelentősebb, mert a mikrobák szaporodása bizonyos optimális hőfokon a legélénkebb, és ez a cellulóz-bontó baktériumoknál 35—40°C. A bakteriális tevékenység tehát meleg–nedves éghajlaton sokkal erősebb, mint a mérsékelt vagy hűvös égövben.

31.1525 A tőzeg redoxviszonyai. A bakteriális tevékenység és annak eredménye — az elhalt növényegyüttes, valamint a földtani és éghajlati viszonyok lényegi azonossága mellett — még a redoxpotenciál helyi alakulásának is függvénye. Azt ugyanis, hogy a tőzegesedés folyamata lejátszódik-e, a lápban rendelkezésre álló oxigén mennyisége szabja meg. Korlátlan oxigén-utánpótlás esetén — pl. áramló vízben (amely mindig hoz magával friss oxigént) vagy szabad levegőn — a szerves anyag (gáz- és folyadék állapotú bomlástermékek képződése közben) teljesen szétesik, a fásodott részek elkorhadnak. Csak a gyanták és az igen ellenálló liptinitek és inertinitek maradnak meg *liptobiolitok* alakjában.

Korlátozottabb oxigén-utánpótlás mellett, aerob baktériumok és gombák működése nyomán, hidrogénben viszonylag gazdag huminanyagok képződnek, amelyek később oxifuzinitté vagy mikrinitté alakulhatnak. Ez a folyamat az *iszaposodás.*

A növényi törmelékhalmaz erősen korlátozott oxigén-ellátottságú részében *tőzegesedés* játszódik le; ennek szilárd terméke a huminit és a vitrinit.

Kifejezetten redukáló közegben viszont *rothadás* (szaprofikáció) megy végbe. Az itt élő anaerob baktériumok oxigénszükségletüket a szerves anyagok fermentációjából fedezik, miközben hidrogéndús vegyületek képződnek. A cellulóz fermentációja során pl. H, CH_4, CH_3COOH, C_2H_5COOH és CO_2 szabadul fel; a proteinek, zsírok, viaszok elbontásakor pedig lipidek keletkeznek. Ezekből később — a bituminizáció, ill. a szénülés során — *bituminit,* ill. sok kioldható bitument tartalmazó, gyenge reflexióképességű *vitrinit* képződik. A rothadó iszap szénülésével keletkezett, ún. *szapropél-kőszenek* a kiindulási anyag (algák, fenékre süllyedt plankton-szervezetek, baktériumok) proteinben való bősége folytán általában sok nitrogént tartalmaznak.

31.16 A SZÉNÜLÉS

Azoknak a diagenetikus folyamatoknak a láncolatát nevezzük szénülésnek, amelyek révén az elhalt növényi anyagokból tőzeg, majd barna- és feketekőszén, végül antracit képződik. Ennek két fokozata van (Stach *et al.* 1975):

a) a *tőzegesedés,* vagyis a cellulóznak és a ligninnek huminsavakká történő, biokémiai átalakulása;

b) a *geokémiai fázis,* vagyis a huminsavak geotermikus hatásra bekövetkező további koncentrálódása.

Mindkét fokozat jelentős anyagveszteséggel jár, de mivel elemi szénben egyre gazdagabb vegyületeket hoznak létre, annak relatív feldúsulását eredményezik.

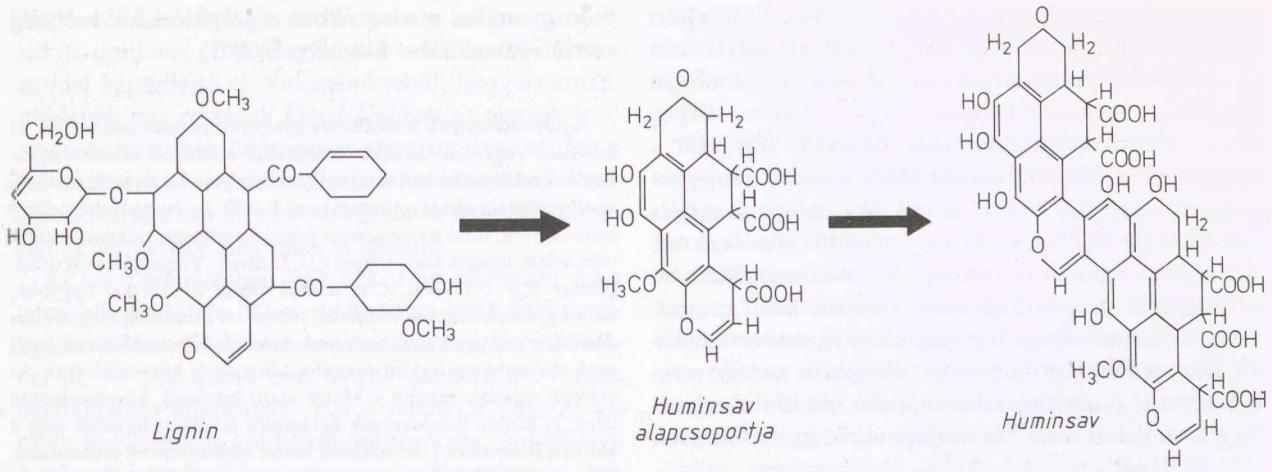
31.161 A tőzegesedés az elhalt növényi részek halmazának felső 10 m-ében tenyésző aerob és anaerob mikroorganizmusok hatására végbemenő, biokémiai folyamat. Első lépcsője még csak a sejtek belső tartalmát változtatja meg (pl. a keményítőt cukorrá, a fehérjéket peptidekké és aminosavakká alakítja).

Baktériumok és gombák hatására, folyékony és gázalakú termékek képződése közben ui. a növény könnyen hidrolizálódó anyagai (a di- és poliszacharidok, a hemicellulóz, részben a cellulóz, de a pentozán, a pektin és a proteinek is) gyorsan lebomlanak. Ez a tőzegben a lignin és a ligninben dús növényi részek átmeneti feldúsulását eredményezi. A gyanta és viasz, valamint a cseranyaggal átitatott szövetrészek is megőrződnek. Az ilyen szövetrészekben még lágy barnakőszén állapotban is kimutatható cellulóz.

A sejtek falának átalakulásakor a cellulóz és a hemicellulóz monoszacharidokká, a lignin pedig fenolokká kezd lebomlani. E folyamatokat a tőzeg hőmérsékletének emelkedése kíséri; ez pedig a monoszacharidok, fenolok és aminosavak *lignin- és huminsavakká kondenzálódását* segíti elő.

A lignin huminsavvá alakulásának *(31.31 ábra)* aerob környezet az alapfeltétele. A huminsav képződése gyengén savas közegben mikrobiológiai hatásra, semleges és gyengén alkálikus közegben viszont kizárólag vegyi oxidáció útján megy végbe. A lignin lebomlását főként fapusztító gombák idézik elő. Korábbi nézetekkel szemben ma már igazoltnak vehető, hogy — gombák és baktériumok közreműködésével és bizonyos közbülső vegyületeken át — proteinekből is képződik huminsav.

A sötét színű, kolloidális huminsavak olyan nagymolekulák, amelyek aromás (széngyűrűkből álló) magját nem-aromás (nyílt) szénláncok veszik körül. Képződésük közben „feleslegessé vált" szerves és szervetlen alkotóik jelentős része (az oxalátok, az alkáli földfémek, a CO_2, NH_3, CH_4 és a víz) távozik. A száraz anyagra vonatkoztatott C-tartalom azonban — a növények 45—50% C-tartalmával szemben — a tőzeg legfelső ½ méterében 55—60%-ra



31.31 ábra. A lignin föltételezett szerkezetének változása huminsavvá alakulás közben (FUCHS 1951 után)

nő. A huminsavaknak a rendelkezésre álló Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{3+} és Al^{3+} ionokkal alkotott, nehezen oldható sói (a humátok) és a helyben képződött agyagásványok (RENTON 1979) a tőzeg (és a későbbi barnakőszén) hamuanyagát gyarapítják.

A huminanyagok képződése (a humifikáció) 6—8 közötti pH-n a legintenzívebb. (A növényi részek felaprózásában a földi giliszták is jelentős szerepük van.) Eltérő kémiai szerkezetük miatt azonban a növényi részek lebomlása szelektíven halad előre. A tanninnal, gyantával vagy viasszal védett szervek (a spóra- és pollenszemcsék, levélkutikulák, szuberines paraszövetek), a láptüzekből és erdőégésekből származó faszénmaradványok viszonylag épek maradnak *(31.2. tábla:* **2**). Miközben az oxigénben gazdagabb cellulóz és hemicellulóz gyorsan lebomlik, a szénben gazdagabb lignin még ezek eltűnése után is fennmarad.

A cellulózban dús, de ligninben szegény növényi részek legnagyobbrészt sejtfaltöredékekből álló törmelékké, majd részben kolloidális huminanyagokat tartalmazó oldatokká alakulnak. Ezek átjárják a tőzeg anyagát, majd — kiszáradva — gél alakban szilárdulnak meg.

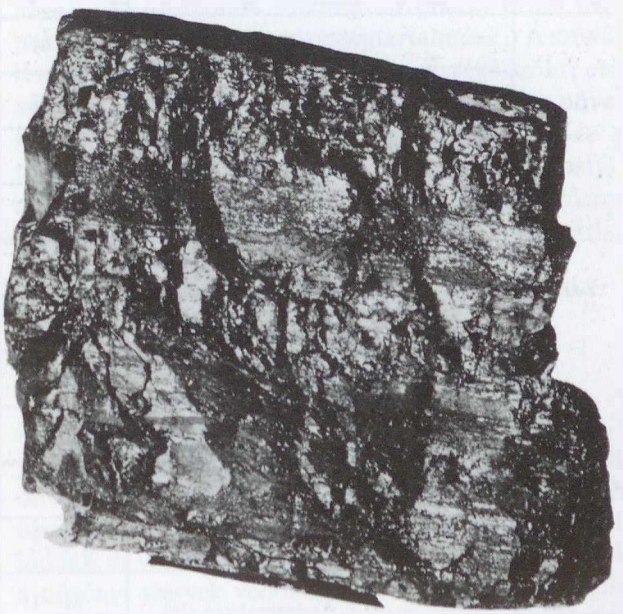
A tőzeg, ill. a barnakőszén állapot között tehát két fő huminit- (vitrinit-) képző folyamat, a *humifikáció* és a *gelifikáció* követi egymást.

A *humifikáció* — a tőzegesedés legfontosabb folyamata — előbb különböző molekulasúlyú és oldhatóságú huminsavak képződését eredményezi. Később a huminsav elveszíti —OH és —COOH gyökeit, és nagyobb molekulájú huminanyagokká kondenzálódik. Mivel a humifikációt a hőmérséklet emelkedése és bizonyos mennyiségű oxigén segíti elő, az a tőzeg felületén vagy közvetlenül az alatt és meleg éghajlaton a legintenzívebb.

A *gelifikáció* során — a humifikáció eredményeként keletkezett huminanyagokból képződő kolloid oldatok lassú peptizációja és száradása következtében — amorf humusz-gél alakul ki. pH- és redoxipotenciál-változások, valamint oldott kationok hatására a *biokémiai gelifikáció* már tőzeg és lágy barnakőszén állapotban megindul. A *geokémiai gelifikáció* viszont kemény barnakőszén állapotban, a hőmérséklet emelkedésének hatására megy végbe, és ennek eredményeként alakul ki huminitekből a fényes barnakőszén vitrinitje és kollinitje.

Újabb növényi anyagok rárakódása miatt a tőzegtelep mélyebb része összenyomódik, vize kipréselődik. A vastag tőzegtelepek víztartalmának csökkenése TEICHMÜLLER (1968) szerint 10 m-enként 1%-ot is elérhet.

Az aerob szervezeteket már a tőzegfelszín közelében anaerobok kezdik felváltani, de ezek mennyisége is csökken a mélységgel. Bár bizonyára ennél nagyobb mélységben is akadnak mikrobák, a 10 m tőzegmélység alatti kémiai reakciók túlnyomó része már nembiológiai.



31.32 ábra. Sávos szerkezetű, termokontakt, fényes, kemény barnakőszén. — Ménkes (Nógrád m.). Miocén (ottnangi emelet). — Foto: FEKETE ANTAL. — 1/2×

31.162 A geokémiai fázis. A tőzeg 10 m alatti részében mikroorganizmusok nélkül is folytatódó kondenzáció, polimerizáció és redukció a különböző hatásokra igen érzékenyen reagáló szerves anyag olyan mélyreható átalakulását idézi elő, amit már a *metamorfózis* fogalomkörébe lehetne utalni. Hogy ezt mégsem tesszük, annak az az oka, hogy a magas szénültségű telepeket kísérő meddő üledékeknek ugyanezen hatásokra történt, de jóval mérsékeltebb elváltozásai még a diagenezis keretein belül maradnak. A szerves anyagok jelenléte teszi azonban lehetővé, hogy a mélységi diagenezis túlságosan széles övezetét jelentős pontosítással a szűkebb értelmű diagenezis, továbbá a kata- és metagenezis övére bontsuk *(31.59 ábra)*.

31.1621 A geokémiai átalakulás hatóteényezői közül legfontosabb a geotermikus energiának a betemetődéssel járó növekedése, amit a tektonizmushoz vagy a magmás intrúziókhoz kapcsolódó magas hőáramlás még tovább fokozhat. A geotermikus grádiens értéke a hegységszerkezeti helyzet függvénye. Ezért a szénülési fok és a mélység közötti kapcsolat a gyorsan süllyedő kontinensszegélyi medencékben a legszembetűnőbb. Az alacsony hőáramú kratoni (kontinentális) medencékben a szénülési fok mélység szerinti növekedése kisebb mértékű.

A hőmérsékletnek a szénülésre gyakorolt hatását bizonyítják az intrúziós vagy szubvulkáni tömegekkel érintkező kőszéntelepek. Például a *Mátra* bádeni rétegvulkáni összlete alól termelő ménkesi és szorospataki aknák ottnangi korú I. és II. sz. barnakőszéntelepei szénültebbek, mint a szomszédos nógrádi területek vulkanitokkal le nem fedett, azonos korú telepei *(31.32 ábra)*. Vitrinitjük reflexióképessége 0,2—0,3%-kal, C-tartalmuk pedig 2—3%-kal nagyobb, mint ugyanezen telepek érintetlen részeié. A szénültség megemelkedését nem annyira a fedő andezitek és tufáik hőhatása okozta, mert azok elsősorban a légkör irányába adhatták le hőtartalékukat. Az erősebb szénülés inkább a Mátra alatti intrúziók következménye lehet. A kőszén minőségének ugrásszerű javulását figyelték meg a kányási Béke-akna I. sz. telepébe hatolt andezittelérek szomszédságában *(31.16 táblázat)*. A *Mecsek*ben a komlói Béta-, Kossuth- és Petőfi-aknák alsó-liász feketekőszenét a beléjük hatolt „trachidolerit"- és „fonolit"-teleptelérek pedig kokszosították (l. a 31.173. fejezetrészt is).

A tőzeg és a barnakőszén lassú pirolízisével nyert gázosodási görbék extrapolációja szerint a feketekőszén szénülési hőfoka 100—150 °C. E hőmérsékletnek — a geotermikus grádienstől függően — 1500—4000 m betemetődési mélység felel meg. Az antracit keletkezése ennél is nagyobb hőmérsékletet és olyan

31.16. táblázat. Termális metamorfózis hatása a Nógrád-medence miocén barnakőszenére

Kőszénmező	A kőszénminták: jellege és vételi helye		jele	Összes nedvesség	Nedvesség- és hamumentes állapotra számított: Illó V^{daf}	Karbónium C^{daf}	Hidrogén H^{daf}	Égéshő Q_s^{daf}
				tartalom (%)				Mj/kg
Kányás	Termális hatást nem szenvedett teleprészek		K—1	24,4	40,2	70,4	4,8	28,17
			K—2	—	—	72,3	5,9	28,30
			K—3	—	45,8	69,5	4,9	27,57
			K—4	—	42,8	68,3	4,9	27,50
			K—5	—	—	70,6	5,0	28,12
	Termometamorf teleprészek	A telepet átütő andezittelértől 8 m-re vett, padonkénti résminták, fedőtől a fekvőig	KA—1	—	12,4	85,2	2,8	31,70
			KA—2	—	12,6	91,4	4,3	33,60
			KA—3	—	13,0	94,4	4,0	35,40
			KA—4	—	22,3	76,2	4,3	30,60
			KA—5	—	27,3	68,1	5,2	27,40
Ménkes		Andezittakaró alól vett minták	M—1	9,8	35,8	73,8	5,1	30,82
			M—2	—	36,4	78,9	5,1	32,24

betemetődési mélységet kíván, amely átlagos geotermikus grádiens (100 m-enként 3—4 °C) mellett nem mindig képzelhető el. Valószínű tehát, hogy az antracittelepek egy részének képződésében az alattuk levő magmás intrúziók hőárama is szerepet játszott. Ezt a dél-afrikai Karoo-kőszénmező magmatitjainak kontakt udvarába eső bitumenes kőszenek nagyobb tömegeinek antracittá alakulása is igazolja.

Az *idő* a szénülésben csak akkor jut szerephez, ha a telep hőmérséklete bizonyos kritikus érték fölé emelkedik. A Moszkvai-medence alsó-karbon korú kőszenei pl. — 330 millió éves koruk ellenére is — csak barnakőszén állapotúak. Ezt a medence nagyon kicsiny geotermikus grádiense magyarázza, minélfogva a telepek hőmérséklete még nagy mélységben is csak 50—60 °C (KARWEIL 1956). Az USA-beli Louisiana felső-miocén telepei nagy illótartalmú bitumenes kőszenek. Ezzel szemben némely hasonló mélységben levő karbon kőszén illótartalma a louisianaiaknak még a felét sem éri el (TEICHMÜLLER és TEICHMÜLLER 1968b).

A *rétegterhelési nyomás* a fénytelen barnakőszén állapot eléréséig — az anyag tömörítése révén — elősegíti a víz kipréselődését. Magasabb szénülési fokon azonban — a képződő gázok visszatartása által — fokozza a szénülés vegyi folyamatait. Emiatt a tektonikai takarók alatti telepek szénülésfoka gyakran meglepően alacsony (HUBBERT—RUBEY 1959). A gyűrt területek kőszéntelepeinek nagyobb szénültségét többen a már eleve szénültebb állapotú telepek utólagos redőződésével magyarázták. Ha azonban a szénültség helyi növekedése bizonyíthatóan kéregmozgás okozta deformációhoz kötődik, az nem a nyomás, hanem a mozgás keltette *súrlódási hő* koncentrálódásának a következménye (MIDDLETON 1981). A nyomásviszonyok változása csak a szénüléskor felszabaduló könnyen illók parciális nyomásának befolyásolása révén okoz szénülési szabálytalanságokat.

Elősegíti viszont a nyomás az antracitnak grafittá való — a kísérletek szerint 600—800 °C-ot követelő — átalakulását. TAYLOR (1971) szerint ui. tektonikai nyíróerők hatása alatt ez az átalakulás már 300 °C-on is bekövetkezhet.

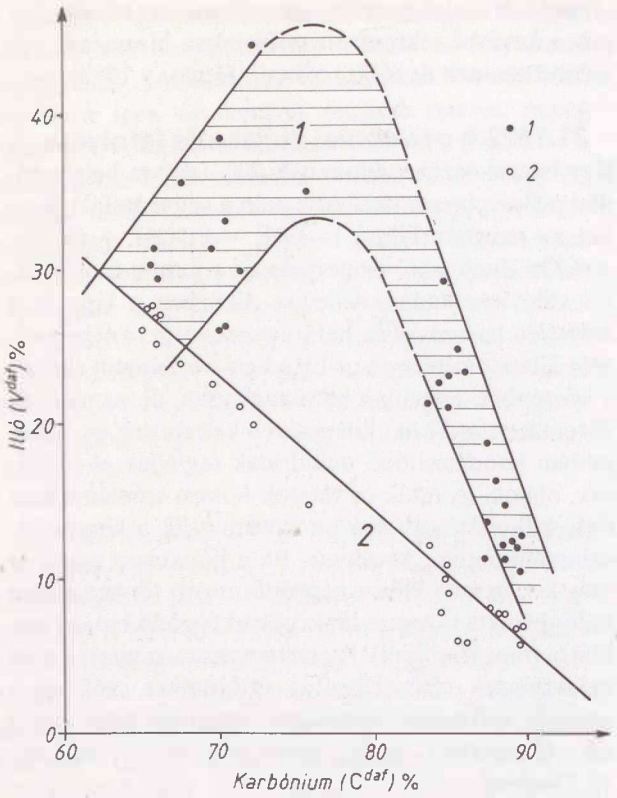
Ha tehát a kőszén nagy geotermális energiájú környezetbe kerül, szénülésfoka a maximális deformáció és hőáram irányában nő. Az ausztráliai Queensland felső-perm kőszenei pl. egy a felső-triász orogenezis főtengelyétől Ny-ra eső előmélységben keletkeztek. Mivel e medence K-i és középső részét ez az orogenezis erősen deformálta, az itteni kőszenek szemiantracittá alakultak át. Ugyanezen telepek anyaga azonban Ny — tehát az egykori kontinens — felé bitumenes és szubbitumenes állapotú (WILSON 1976). Hasonló helyzet alakult ki az USA K-i részén is: az orogén területek „forró folt"-jaira települt, antracitosodott kőszéntelepek a kevésbé tektonizált területeken bitumenes kőszénbe mennek át (GALLOWAY—HOBDAY 1983).

31.1622 A geokémiai átalakulás lefolyása. A lágy barnakőszén stádiumnak 200—400 m betemetődési mélységben való elérése után a vegyi átalakulásokat az oxigéntartalmú (—OH, —COOH, —OCH_3, =CO) „funkciós" csoportoknak a humin-molekuláról való leszakadása jellemzi. Eközben a lágy és a fénytelen barnakőszén határán a cellulóz, a feketekőszén állapot elérésével pedig a lignin is teljesen eltűnik a kőszénből. Helyüket huminanyagok, ill. az ezekből az említett gyökök kilépésével keletkezett és egyre jobban kondenzálódó anhidridek foglalják el. A zsírok, olajok, gyanták és viaszok hosszú szénláncainak CH_4 kibocsátással járó bomlására csak a fényes kőszén stádiumban kerül sor. Ez a hőhatásra egyelőre még kis mennyiségben képződő metán természetesen különbözik a tőzegesedés közben képződő biogén metántól (mocsárgáztól). Az anyagveszteség miatt a barnakőszénnek elsősorban az O-tartalma csökken a szénülés folyamán, H-tartalma azonban nem változik, C-tartalma pedig növekszik *(31.5 táblázat; 31.21 ábra)*.

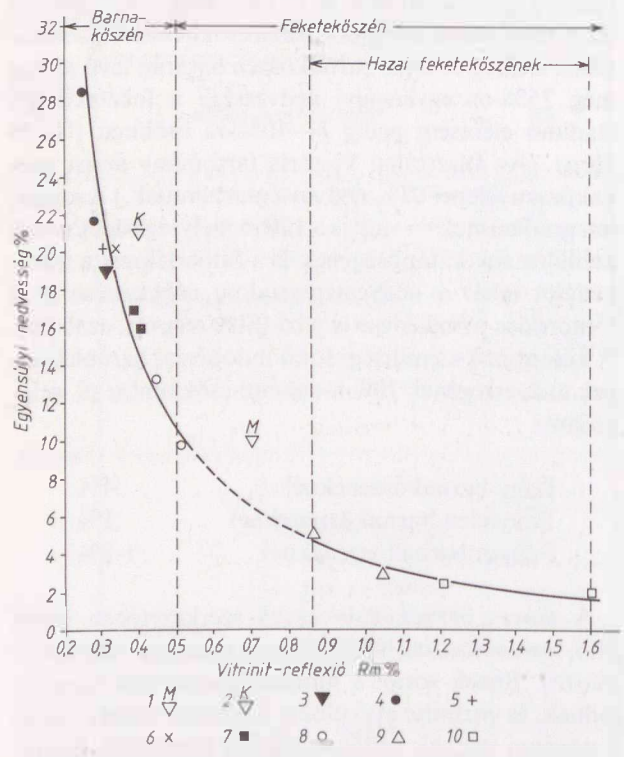
Az illó alkotórészek (H_2O, SO_2, H_2S, NH_3, CH_4) összmennyisége *barnakőszén stádiumban* alig változik. Az éghető és nem-éghető illók részaránya azonban az éghetők javára tolódik el *(31.33 ábra)*. A funkciós csoportok leadása és a porozitás csökkenése következtében a tőzeg és a fás barnakőszén határán levő anyag még 75%-os egyensúlyi nedvessége a feketekőszén stádium eléréséig pedig 8—10%-ra csökken *(31.34 ábra)*. (Az ausztráliai Victoria tartomány óriási barnakőszén telepei 67% nedvességtartalmúak.) A szénülési grádiensnek — vagyis a 100 m mélységközökre eső szénülési fok különbségének és a fűtőértéknek a növekedését tehát a nedvességtartalom csökkenése és a tömörödés növekedése is jelzi (SCHÜRMANN-szabály). A különböző szénültségi fokú indonéziai barnakőszenek nedvességének 100 m-enkénti csökkenése pl. átlagosan:

Lágy barnakőszeneknél 4%
Fénytelen barnakőszeneknél 1%
Fényes barnakőszeneknél 1-2%

A *fényes barnakőszén* sávos szerkezetében testet öltő, legszembetűnőbb változást a *huminsav gélesedése* okozza. Ennek során a huminanyagok homogenizálódnak, és vitrinitté alakulnak. A vitrinit fényes csíkjai a növényi szervek védőanyagaiból képződött liptinitek, valamint a fuzinitesedett növényi részekből származó inertinitek ásványi anyagokkal is keveredett, fénytelen rétegeivel váltakoznak *(31.13/a ábra; 31.13*



31.33 ábra. Az éghető *(1)*, ill. nem-éghető *(2)* illótartalom változása a karbóniumtartalommal kifejezett szénülésfok függvényében



31.34 ábra. A kőszén egyensúlyi nedvességének változása a vitrinit-reflexióval kifejezett szénülésfok függvényében

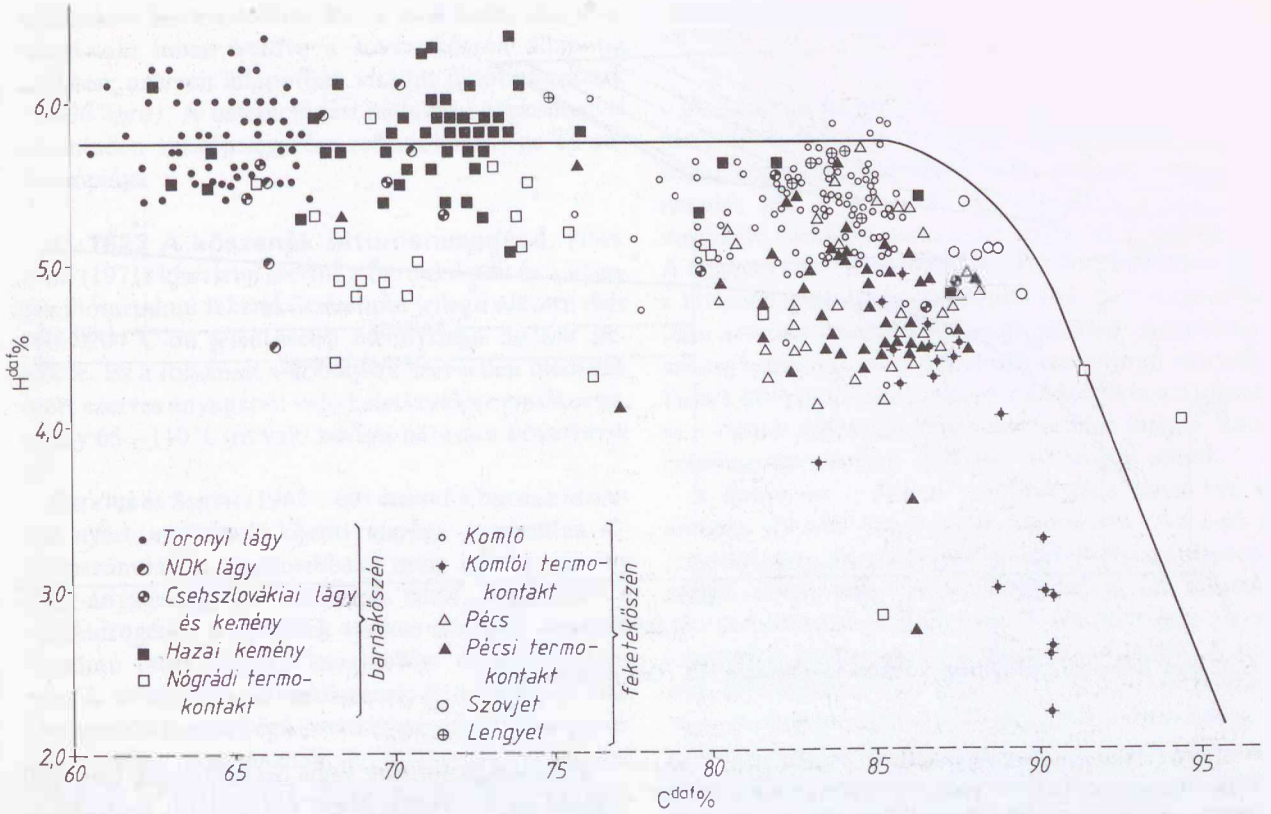
1. Ménkes. — *2.* Kányás. — *3.* Várpalota. — *4.* Visonta. — *5.* Borsod. — *6.* Dudar. — *7.* Oroszlány. — *8.* Tatabánya, Dorog. — *9.* Komló. — *10.* Pécs.

táblázat). Lényeges, hogy a fénytelen barnakőszén huminit-maceráljait a fényes barnakőszén stádiumban már vitrinit-macerálok kezdik helyettesíteni. A fényes barnakőszén — amelyet a fénytelen barnakőszéntől a 0,4%-os, a feketekőszéntől a 0,6%-os Rm_0 értékkel határolnak el (ALPERN 1981) — tökéletes átmenetet alkot a barna- és a feketekőszén között. Huminsavakra utaló kálilúgos reakciója ui. — amely csak a lángkőszeneknél tűnik el — még egyértelműen a barnakőszenek közé sorolja. Huminit-maceráljainak gélesedése viszont már a feketekőszeneket az antracit stádiumig jellemző vitrinitesedés kezdetét jelenti.

Feketekőszén állapotban a szénülés fokozódásával — az alifás és aliciklikus csoportok leadása folytán — a gázlángkőszén állapot beálltától az antracit stádium eléréséig a könnyen illók mennyisége 40%-ról 10%-ra csökken (HILT-szabály; *31.35 ábra*). Ezen belül a 35% illótartalmú gázkőszéntől kezdve egyre meredekebben emelkedik a leadott termális metán mennyisége, és maximumát (kb. 100 cm^3/g) antracit állapotban éri el *(31.6 ábra)*. Ennek az az oka, hogy a korábbi oxigénvesztő folyamatok annyira kimerítik a kőszén oxigéntartalmát, hogy az érett feketekőszenekből felszabaduló H egyre inkább a C-hez kapcsolódik. A metánnal együtt kevés bután, propán és etán is képződhet. Ez a folyamat a zsírkőszénnek megfelelő $Rm_0 = 1{,}3$—1,4%-tól kezdve erősödik fel. JÜNTGEN és KARWEIL (1966) szerint ebben a stádiumban 1 kg kőszénből 200 l CH_4 képződik. E folyamat tehát alkalmas tárolókőzet esetén nagyobb gáztelepek létrejöttét eredményezi. Ilyenek pl. az Északi-tenger D-i partvidéke alsó-perm korú eolikus homokkövének metántelepei (FÜCHTBAUER 1988).

A *feketekőszén/antracit határon túl*, a metán és a víz korábbi távozása miatt, a H-tartalom erősen csökken. Ennek eredményeként tovább nő a reflexióképesség és az anizotrópia. Metaantracit állapotban röntgen- és elektrondiffrakcióval grafitképződést mutattak ki. A kémiai szerkezet feketekőszén/antracit szakaszban történő átalakulásának lényegét a *31.36 ábra* szemlélteti: a reakcióképes gyököket tartalmazó csoportok eltűnésével az aromás szerkezetek jutnak uralomra, a széngyűrűk rendeződnek, és egyre nagyobb molekulákká kapcsolódnak. A molekulasíkoknak a rétegterhelés hatására a rétegzés síkjába való fordulása pedig a vitrinit nyomási anizotrópiáját eredményezi.

A szerves anyagnak a növényi anyagtól az antracitig vezető kémiai változását a legegyszerűbben a VAN KREVELEN-féle H/C—O/C diagramon lehet szemléltetni *(31.37 ábra)*. Ez világosan mutatja, hogy a huminit–vitrinit elsősorban oxigéndús csoportokat veszít, a lipidekben dús alkotórészekből pedig hidrogénben gazdag csoportok szakadnak le. A szénülés során a macerálok kémizmusa a zsírkőszén stádiumban egyenlítődik ki. A szénülési sor végén az összes növé-

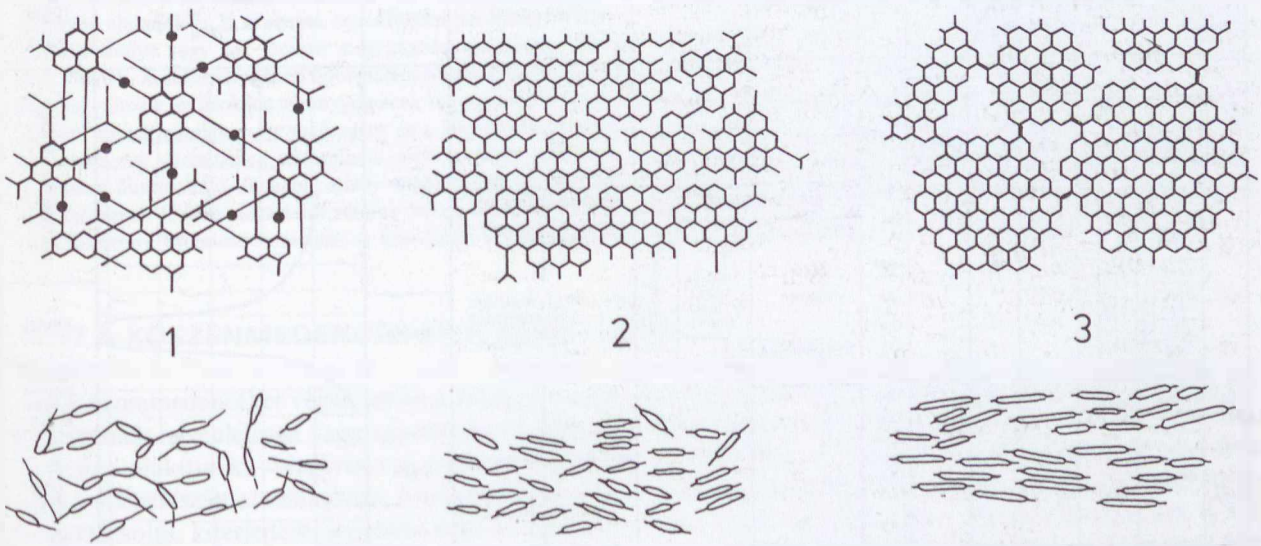


31.35 ábra. Hazai és külföldi kőszénminták H^{daf} mennyiségének változása a C^{daf}-tartalommal kifejezett szénülésfok függvényében. A termokontakt kőszenek H^{daf}-tartalma csökken, C^{daf}-tartalma emelkedik az ugyanazon kőszénmedence rendes kőszeneiéhez képest

nyi anyag — az inertinitekkel együtt — gyakorlatilag csak szénből áll.

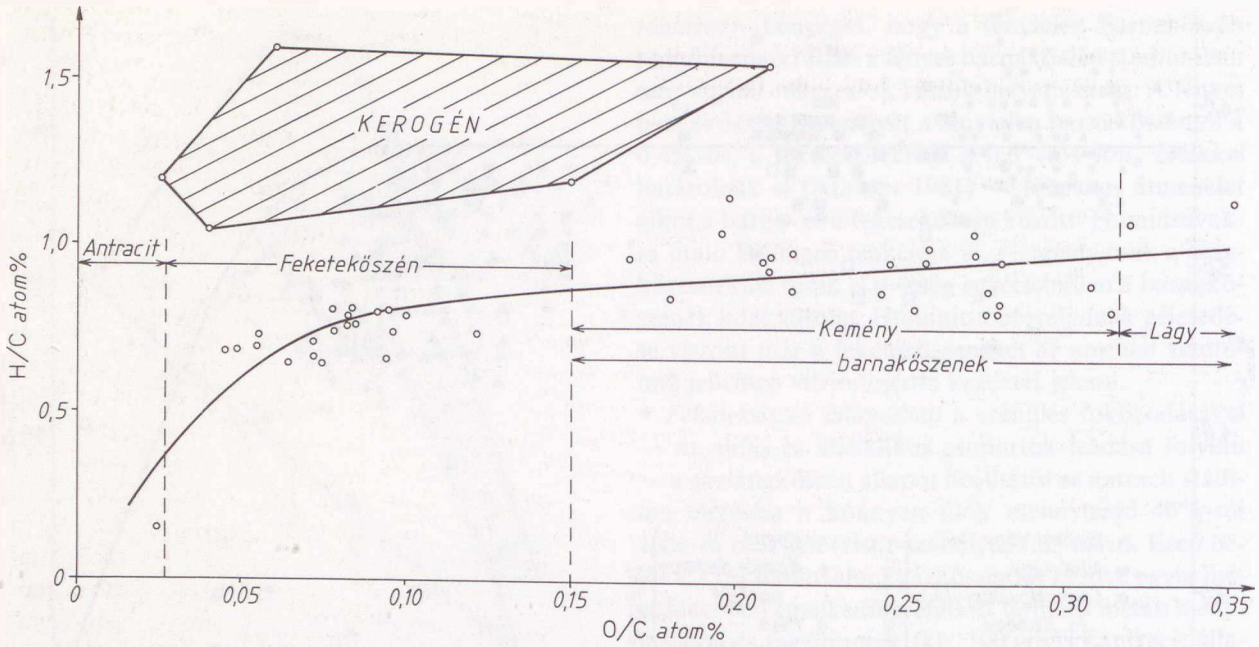
A huminanyag aromatizálódásában megnyilvánuló vegyi átalakulást tehát a vitrinit reflexióképességének növekedése és az illótartalom csökkenése jelzi. Az illó- és a C-tartalom %-os mennyiségének, valamint a reflexióképességnek az összevetése alapján feketekőszén állapotban a szénülésnek négy nevezetes határvonala ismerhető fel *(31.20* és *31.38 ábra)*.

1. 80% C-, valamint 43% illótartalom és 0,6% Rm_0 érték a kerogénből történő kőolajképződés kezdetével esik egybe.



31.36 ábra. A molekuláris szerkezetváltozás *(fent)*, valamint a molekulasíkok rendeződésének elve *(lent)* a feketekőszén antracittá alakulása folyamán

1. Kevésbé. — 2. erősebben szénült feketekőszén. — 3. Antracit.



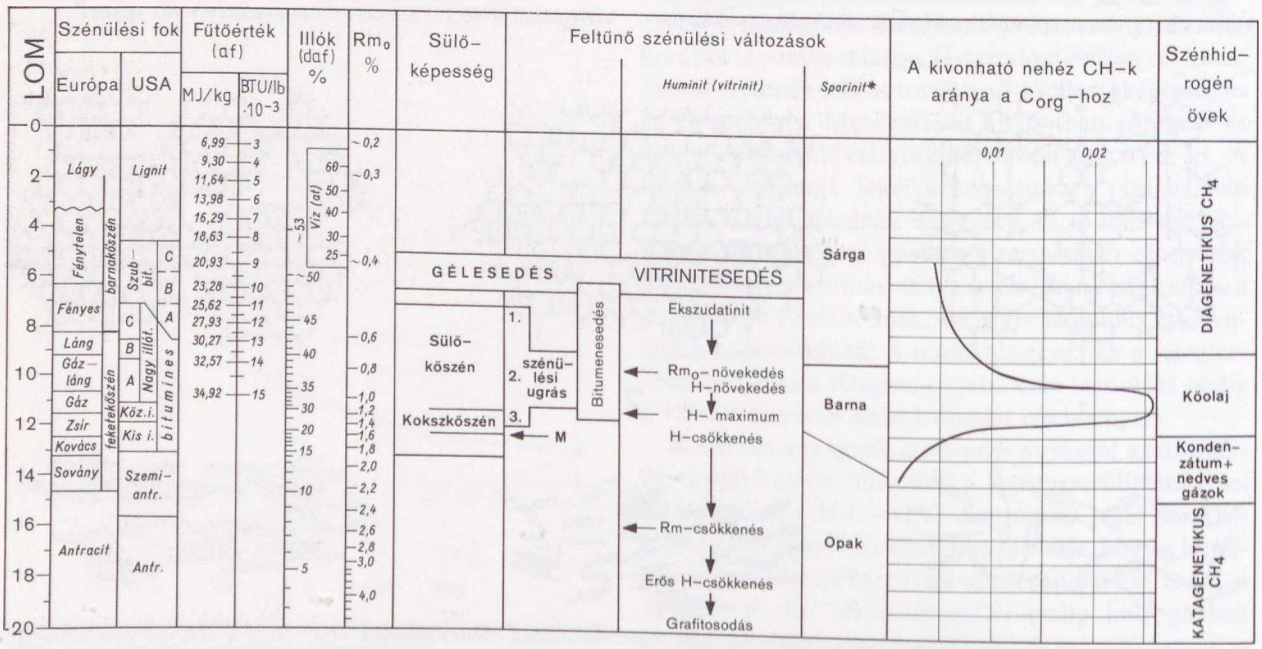
31.37 ábra. Különböző szénültségű kőszenek és a kerogén H/C : O/C diagramja

2. 87% C-, valamint 29% illótartalom és 1,3% Rm_0 érték (a CO_2- és H_2O-leadás következtében) jelentős oxigéncsökkenést jelez; egybeesik a mélységi metánképződés kezdetével és a kőolajképződés nullvonalával.

3—4. 91% C-, valamint 8% illótartalom és 2,5% Rm_0, továbbá 93,5% C-, valamint 4% illótartalom és 3,7% Rm_0 érték mellett metán-leadás helyett hidrogéntávozás, ill. igen erős aromatizálódás és kondenzálódás következik be. Az előbbi esetben a szemiantracit alakul át antracittá, az utóbbiban pedig az antracitból képződik metaantracit.

A macerálcsoportok vegyi összetételének kiegyenlítődése optikai viselkedésük hasonulását eredményezi (31.141. fejezetrész). A vitrinitreflexió és a szénültségi fok függvényvonala *(31.20 ábra)* mintegy tükörképe a kőszénfajták nedvességvonalának *(31.34 ábra)*.

A szénülési fok emelkedésével általában csökken a kőszénből kioldható anyag mennyisége, nő ellenben a kőzet *térfogatsúlya (31.5 táblázat)*. Keménysége a



31.38 ábra. A bitumentartalom, a sülőképesség, a vitrinit- és liptinit-reflexió változásai jelezte szénülési fokozatoknak a szénhidrogénképződési szakaszokkal való párhuzamosítása TEICHMÜLLER (1982) nyomán, módosítva

tömörödés következtében kb. a gázkőszén állapotig növekszik; innen kezdve a sováynykőszén állapotig csökken; antracit állapotban viszont újból növekszik *(31.20 ábra)*. A betemetődési mélység növekedésével nő minden kőszénelegyrész reflexióképessége és anizotrópiája.

31.1623 A kőszenek bitumenesedése. HEEK *et al.* (1971) kísérletei szerint a barnakőszén és a közepes illótartalmú feketekőszén lipid jellegű alkotói már 160—200 °C-on jelentősebb mennyiségű metánt adnak le. Ez a folyamat a kőolajnak szervetlen üledékek szórt szerves anyagából való keletkezésére emlékeztet, amely 65—110 °C-ra való hevítés hatására következik be.

BROOKS és SMITH (1967—69) szerint a barnakőszénből nyert *n*-alkánok között éppúgy a páratlan C-atomszámúak a gyakoribbak, mint az élő növény viasz-anyagaiban is. Valószínű tehát, hogy ezek a szénhidrogének a liptinitek viaszos részéből, azok O-tartalmú csoportjainak leszakadása révén keletkeznek. A szénültebb feketekőszenek és a kőolajok már kb. egyenlő mennyiségű páros és páratlan C-atomszámú *n*-alkánt tartalmaznak. A >75% C-t tartalmazó kőszenek CPI értéke (31.23233. fejezetrész) pedig éppúgy kisebb 1,5-nél, mint a kőolajé. A kőszenek szénhidrogén-összetétele tehát a szénültség emelkedésével a kőolajéhoz válik hasonlóvá. Kőolajszerű anyagoknak kőszénben való képződését nemcsak fluoreszcencia vizsgálatokkal igazolták, hanem feketekőszénből származó kőolajtelepeket is kimutattak (HORSFIELD—YORDY—CRELLING 1988; THOMAS 1982).

A fluoreszcencia bizonyos anyagoknak az a tulajdonsága, hogy a rájuk eső fény jelentős részét többnyire nagyobb hullámhosszúságú fénnyé alakítják át. A kőszenek egyes maceráljai (főleg a liptinitek) ultraibolya vagy kék fénnyel megvilágítva sárga vagy vörös színt öltenek. A szénhidrogének fluoreszcenciaszíne összetételüktől függően változik, és azok kis mennyiségeinek kimutatását is lehetővé teszi. Ennek alapján a *barnakőszenek* és a *közepes illótartalmú feketekőszenek* vitrinitjének pórusaiban talált, gyengén reflektáló, de erősen fluoreszkáló anyagot, amely egyes kisebb szénültségű feketekőszenek felületi csiszolatát vékony hártya alakjában vonja be, kőolajszerű bitumennek tartják. A kőszénbeli kőolajképződés csúcsát jelentő fluoreszcencia-maximumot a két említett kőszénféleség közötti helyzetű, *nagy illótartalmú feketekőszenekben* észlelték.

A szénülési folyamatnak azt a részét, amelynek során a liptinitből és a vitrinitből kőolajszerű bitumenes anyag képződik, *bituminizáció*nak nevezik. A bitumenesedés kb. a 0,5—1,3 R_0%-os vitrinitreflexiónak megfelelő szénülési szakaszban zajlik le *(31.38 ábra)*. A közepes (29—28%) illótartalmú feketekőszenekben a bitumen mennyisége azért csökken, mert képződése után azonnal kisebb molekulájú szénhidrogénekké és erősen reflektáló, polikondenzált maradékká esik szét. Ennek következtében ezekben a kőszenekben a liptinit és a vitrinit reflektáló képessége hirtelen megnő, fluoreszcenciája azonban csökken, sőt meg is szűnik.

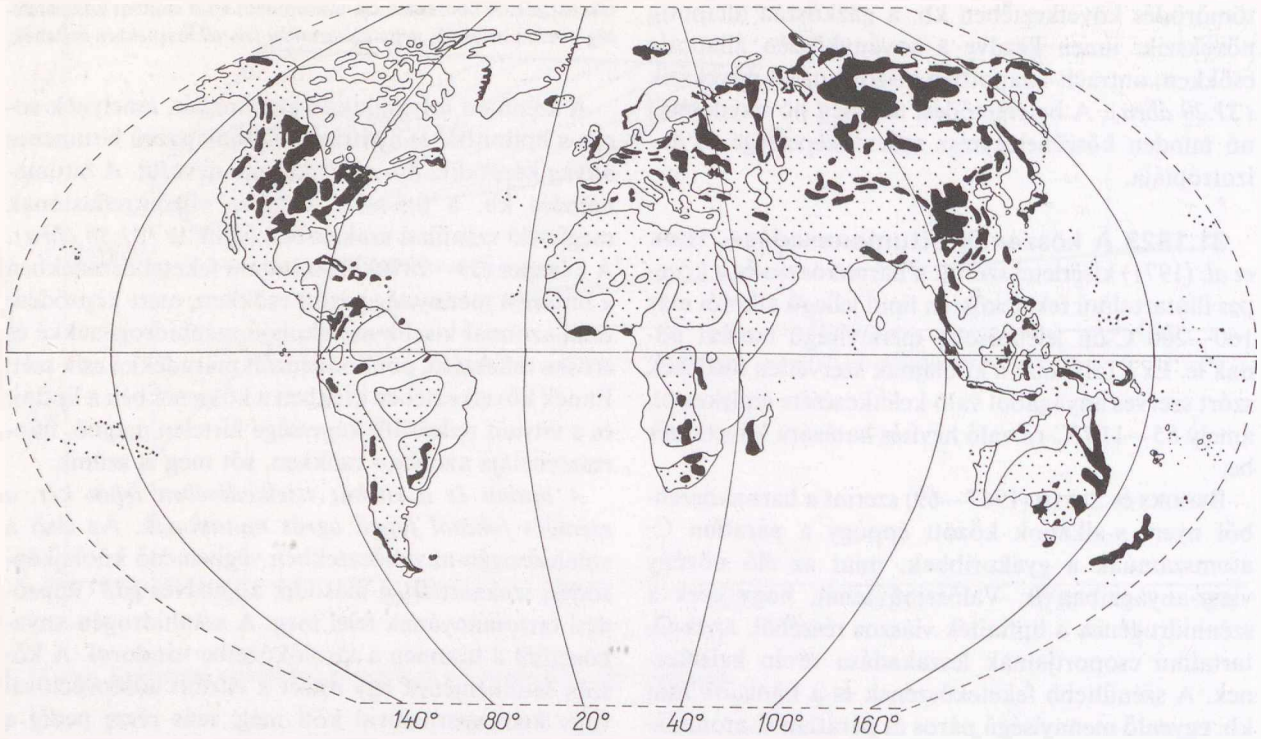
A liptinit és a vitrinit viselkedésében tehát két, a szénülés fokától függő ugrás mutatkozik. Az első a szénhidrogén-anyakőzetekben végbemenő kőolajképződési szakasznak, a második a „nedves gáz" képződési tartományának felel meg. A szénhidrogén-anyakőzetből a bitumen a tárolókőzetbe vándorol. A kőszén bitumenjének egy részét a vitrinit adszorpcióval vagy kemoszorpcióval köti meg; más része pedig a kőszén üregeiben gyűlik össze *„ekszudatinit"* („izzadmány") alakjában *(31.38 ábra)*. Nagyobb része azonban HORSFIELD—YORDY—CRELLING (1988) szerint kőolajtelepekbe migrálhat.

A *31.37 ábra* a H/C és O/C atomszázalékok alapján a szénülési folyamat egészét és ezen túlmenően a kőolaj képződéséhez vezető bitumenesedésnek a viszonyát szemlélteti.

A bituminizáció során képződő bitumen mennyisége a kiindulási anyagtól és a lerakódási környezettől függ, s ezért előfordulásonként változik. Gyakran tengeri karbonátokkal kapcsolatos kőszenekben termelődik sok bitumen. Ezek rendszerint piritben és organikus kénben dúsak, sok dezmokollinitet és liptinitet tartalmaznak. Viszonylag nagy H- és kátrány-, de kisebb nedvességtartalom és reflexióképesség mellett aránylag erős fluoreszcencia a jellemzőjük. A bitumenben dús feketekőszenek képlékenyek, kis szénültség mellett is jó sülőképességűek, de ezt a tulajdonságukat már gyenge oxidáció hatására is elveszítik.

31.17 A KŐSZÉNMEDENCÉK ÉS A BELSŐ ERŐK

A kőszénmedencéket végső soron a földkéreg nagy egységeinek egyenletesen vagy egyenlőtlenül süllyedő mozgása alakítja ki. Nagyrészt e mozgás jellegétől függ a telepek száma, vastagsága, folytonos vagy megszakadó volta, kiterjedése, szénülési foka és minősége is. Egyidejű tágulási vagy kompressziós deformációk kibillentik, rögökre darabolják, elvonszolják vagy meggyűrik a telepeket, meghatározzák azok jelenlegi mélységét és bányászhatóságát. Az orogén vagy epirogén kiemelkedés következtében a telepek egy része erodálódhat. A mélyebbre süllyedők szénültségi foka viszont emelkedhet, és ehhez a mozgás keltette súrlódási hő is hozzájárulhat. Magmatömegeknek a kőszéntartalmú összletekbe nyomulása hőhatásánál fogva javíthatja a kőszén minőségét, a teleppel való közvetlen érintkezésük azonban mindig minőségrontó.



31.39 ábra. A Föld legfontosabb kőszénelőfordulásai GALLOWAY—HOBDAY (1983) szerint
1. Ismert lelőhelyek (fekete). — *2.* Lehetséges előfordulások (pontok). — *3.* Kőszénmentes területek (fehér).

31.171 A kőszénmedencék tektonikai osztályozása. WILSON (1976) szerint a Föld kőszéntermelésének több mint 90%-a a késő-paleozóos, ill. a krétavégi és harmadidőszaki tektonizmushoz kapcsolódik, és csupán kis tömege származik a Moszkvai-medencéhez hasonló kontinensbelseji medencékből. GALLOWAY—HOBDAY (1983) nyomán, de némi kiegészítéssel, a Föld legfontosabb kőszénelőfordulásai *(31.39 ábra)* a következő medencetípusokba sorolhatók.

(1) A konszolidált kontinensmagok (kratonok) kőszéntartalmú összletei általában vékonyak, eléggé egyformák és kevés telepet tartalmaznak. Egyes jelentős vastagságú telepeik 10 000 km² vagy még nagyobb kiterjedésűek. Más — ősi mélyedésekhez kötött — telepeik azonban aljzatuk magaslatainak ütközve hirtelen végződnek. Ilyenek pl. Ausztrália 15 m-nél vastagabb, de kicsiny medencékhez, és a malii Karoo-medence regressziós delta sorozatokhoz kötött telepei (WILSON 1976). Ezek szénültségi foka a kicsiny geotermikus grádiens és a sekély betemetődés következtében legfeljebb közepes; csak radioaktív kristályos aljzat fölött, vagy magmás intrúziók közelében magasabb. A kőszén fénytelensége, nagy inertinit- és hamutartalma kiszáradó-lápi eredetre utal.

(2) Az epirogén kőszénmedencék közül a riftes árkok és a csapásmenti eltolódásokhoz fűződő medencék tölteléke nagy mélység esetén is kevésbé deformálódott, mint az orogén medencéké. Azonban — az ismételten rögökre szakadó területeket kivéve — a tektonikailag legaktívabb kontinentális medencék is általában csak mérsékelt süllyedést szenvedtek. Ezért kőszéntartalmú rétegsoraik vékonyabbak, a telepek száma korlátozott, vastagságuk és kiterjedésük nagyon változó. A telepek szétválása ritkább; anyaguk pedig a kis mértékű betemetődés miatt sok fénytelen sávot tartalmaz. A gyors süllyedés következtében számos epirogén medencét kőszén nélküli, kavicsos üledékek töltenek meg. Kivételt jelentenek ez alól a kantábriai kőszénmedencék Észak-Spanyolországban, amelyek tőzege nyugodt körülmények között rakódott le. Ausztrália Victoria államának egy újkori aulakogénben (32.7. fejezet) képződött lignittelepei az ismert legvastagabbak közé tartoznak.

A legnagyobb (több 10 000 km²) kiterjedésű kőszénössletek a *kontinentális táblákon* képződtek, amelyek hatalmas területeit úgy árasztotta el édesvíz vagy sekélytenger, hogy lassú süllyedésükkel a növények felhalmozódása képes volt lépést tartani.

(3) A passzív kontinensszegélyek kőszénmedencéiben a fokozatosan mélyülő self felé előnyomuló törmelékes üledéksorok általában messze követhető kőszéntelepeket tartalmaznak (KAISER *et al.* 1978). (Ilyenek pl. az USA Északi Gulf Coastjának rétegsorai.) Ezeket gyakran lisztrikus növekvő vetők tagolják, kőszéntartalmú rétegsoraik azonban általában mégis

kisebb terjedelműek, mint medencéjük belsejének szénhidrogéntartalmú fáciesei (GALLOWAY *et al.* 1982).

Hazai területen talán a germán jellegű triász rétegsorok fedőjében elhelyezkedő, majd hemipelágikus és pelágikus jellegű júra–alsó-kréta rétegsorral fedett *mecseki* alsó-liász feketekőszén összlet sorolható ide. Ennek 1200 és 120 m között változó vastagságú kőszénösszletén belül D-ről É felé haladva 175-ről 23-ra, majd 10-re csökkenő számú, 5 cm-nél vastagabb telepei ui. a „Mezoeurópa" labilis D-i partja közelében fekvő, ritmikusan, de egyenlőtlenül süllyedő síklápok üledékeinek tűnnek. Ezek a kezdetben kifejezetten édesvizű lápok a felsőbb telepek közé iktatódó csökkentsósvízi rétegek bizonysága szerint fokozatosan paralikusakká váltak, és végül is a transzgredáló Tethys tengeri üledékeivel (fedőhomokkő, fedőmárga, foltos márga) boríttattak el (FORGÓ *et al.* 1966).

(4) A szubdukcióval kapcsolatos kőszén-előfordulások az orogének előmélységeihez és ív mögötti medencéihez kötődnek. Ezek üledékei helyenként erős gyűrődést, áttolódást, ferdesíkú kollízió esetén jelentős csapásmenti eltolódásokat szenvedtek. A tartós süllyedés és nagy geotermikus grádiens következtében a telepek anyaga többnyire fényes barnakőszén állapotú, de az antracit stádiumot is elérheti. A beágyazásokkal tagolt és szétoszlásra hajlamos telepek vastagsága és száma a maximális süllyedés helyein a legnagyobb. A süllyedés mértékéről *Új-Guinea* számos kőszéntelepet tartalmazó DNy-i előmélysége kainozóos töltelékének 13 km-es vastagsága nyújthat fogalmat (STACH *et al.* 1975). Hasonló értéket közölt JONES és MCDONNELL (1981) Ausztrália perm korú *Sydney*-medencéjének süllyedéséről is. A nagy mélységben szénült telepek egy része csak az utólagos tektonikai mozgások és a fedő részleges lepusztulása folytán vált bányászatilag elérhetővé.

Számos nagy értékű kőszéntelepet tartalmaznak Európában a hercíniai orogenezis főfázisaiban kiemelkedett hegységrendszer É-i előterének molassz fáciesű medencéi is. A *Ruhr*-vidéknek a namurien C-től a westfalien C-ig terjedő, >3 km vastagságú összlete pl. mintegy 100 feketekőszén telepet tartalmaz, bár ezekből a terület É-i részén csak 49, D-i részén pedig 57 telep érdemes fejtésre.

(5) A gyűrt hegységek közötti (intramontán) *medencék* kőszéntelepei, amelyek a kompressziós fázisok szüneteiben alakulnak ki, általában kisebb számúak, de vastagabbak, és (eleinte) gyakran limnikusak. A limnikus telepeket azonban följebb paralikusak váltják fel. Ilyenek pl. a nógrádi és a borsodi miocén telepek. Ilyenek továbbá a hercíniai orogénnek a szudétai fázis során vetők mentén beszakadt süllyedékeit kitöltő, diszkordáns településű, folyóvízi–tavi fáciesű belső molassznak a feketekőszén telepei. A *Saar-Nahe* közi süllyedéknek az üledékmegszakadások ellenére 4,5 km-t kitevő felső-karbonján belül a mélyebb Saarbrücki Tagozat (=westfalien C—D) 700 m vastagságú Schulzbachi Rétegei pl. csak 25 műrevaló telepet tartalmaznak. Az efelett települő és már tarka színű (kontinentális) üledékeket is tartalmazó Luisenthali Rétegek egyik kőszéntelepe pedig 18 m vastagságot ér el. A stefanient képviselő Ottweili Csoportban viszont a telepek száma az időszakosan száraz klíma állandósulása következtében — amit az üledékek vöröstarka színeződése jelez — újra lecsökken. Ugyanez a tendencia tapasztalható a Belső-Szudéták (korábban alsó-sziléziainak nevezett) felső-karbon molassz-medencéjében is (RUCHHOLZ, *in* TRÖGER 1984). E felső-karbonbeli limnikus telepek szerény másai hazánkban az alpi ciklus végéhez kapcsolódó felső-pannóniai lignittelepek.

31.172 A kőszéntelepek ciklicitása. A kőszénmedencék süllyedésének szakaszossága a kőszén és a meddő üledék rétegeinek többé-kevésbé szabályos, fölfelé finomodó vagy fölfelé durvuló szakaszokban (ciklotémekben) való ismétlődését eredményezi. CASSHYAP (1975) szerint a Ruhr-vidéki felső-karbon ciklusaiban a különböző fáciesű rétegek leggyakrabban a következő sorrendben követik egymást:

Tető: tengeri agyagkő
kőszén } láp
gyökértalaj }
agyagkő } folyóvíz
homokkő }
Talp: aleur(ol)it

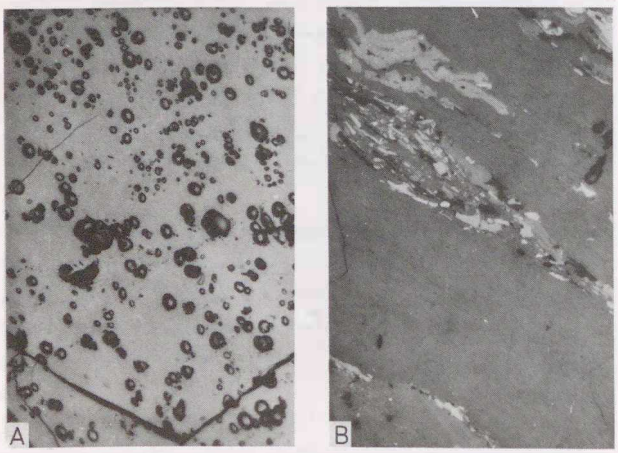
Az ugyancsak felső-karbon korú illinoisi (USA) előfordulások ciklusainak rétegsora ettől csak annyiban tér el, hogy kezdőtagjuk homokkő, zárótagjuk pedig tengeri meszes agyagkő. Az ingredáló tengeri üledékeknek a kőszénre való közvetlen rátelepülését WOLF (1988) szerint az magyarázza, hogy a lassúbb szedimentációjuk következtében mélyebben fekvő kőszénlápi üledékek lerakódása több időt vesz igénybe, mint a szomszédos, hasonló vastagságú folyóvízi üledékeké.

Vastagabb tengeri közbetelepülései alapján a Ruhr-vidéki produktív felső-karbon egyébként hat nagyobb rétegcsoportra tagolható. Homokkő-, vastagabb kőszén- és vékonyabb tengeri rétegei segítségével az utóbbiak mindegyike 2—3 további egységre, továbbá számos, 7—8 m átlagvastagságú mikrociklusra bontható. Az utóbbiak közül a namurien C-be tartozóak leülepedésének időtartamát ROSENFELD (1973) 42 000—55 000 évre becsüli.

A kőszéntartalmú összletek ciklicitását okozhatják: *(1)* glaciális klímaváltozások, *(2)* a tengerszint tektonikus vagy eusztatikus ingadozásai, *(3)* a tömörödés



31.40 ábra. Oszlopos szerkezetű természetes koksz. — Mecsek hegység. Alsó-kréta. — Foto: FEKETE ANTAL. — 0,44



31.41 ábra. **A:** Természetes koksz mikroszkópi képe, vitrinitbe zárt gázbuborékok utáni hólyagocskákkal. — Mecsek hegység, alsókréta. — Ráeső fényben, olajimmerzióval. — Foto: HORVÁTH ZOLTÁN. — 283 ×

B: Trimacerit: vitrinitbe zárt inertinit és exinit. — Mecsek hegység. Alsó-liász feketekőszén. — Ráeső fényben, olajimmerzióval. — Foto: HORVÁTH ZOLTÁN. — 283 ×

miatti süllyedés okozta oldalirányú meder- és torkolatáthelyeződések.

A jégsapkák terjeszkedésével és leolvadásával vagy az óceáni hátságok emelkedésével kapcsolatos eusztatikus vízszintváltozások a világ különböző részeinek kőszénösszletei között is a cikluskorreláció lehetőségét nyitják meg. Ezzel szemben a folyóvízi szállítás vagy az evaporáció ingadozásának hatása csak egy-egy tó vagy egy zártabb tengerág keretein belül érvényesül.

31.173 A szénkőzetek utólagos elváltozásai. A már kialakult kőszén sajátságait bizonyos, a szénüléstől független hatások teljesen megváltoztathatják. E másodlagos elváltozásoknak belső erőkre visszavezethető két fő csoportja: *(1)* a kiemelkedés folytán a légkörrel kapcsolatba került telep(ek) atmoszferíliák okozta oxidációja; *(2)* a mélységi magmával vagy lávatesttel való közvetlen érintkezésen létrejött termális metamorfózis. — Az előbbi hatás oxidált kőszenek, az utóbbi pedig természetes kokszok és félkokszok keletkezését eredményezi.

(1) Oxidált kőszenek elsősorban akkor keletkeznek, ha az atmoszferíliákkal érintkező szénkőzet oxidációja során a hőmérséklet 150 °C alatt marad. Ilyenkor a szénkőzet vitrinitjének reflexióképessége a bekövetkező kémiai átalakulás ellenére sem változik, és a szénkőzet eredeti szénülésfokát fogja jelezni. Az oxidációt a vitrinitben támadt hajszálrepedések s az O-tartalom emelkedése mellett csak a C-tartalom, az égéshő és a kokszolhatóság csökkenése jelzi. Nagyobb hőmérséklettel járó, mélybeli oxidáció már a reflexióképességet is megnöveli. 200 °C felett a vitrinit-szemcsék szélein erősebben reflektáló *„oxidációs szegélyek"* jelennek meg. Igen erős oxidáció a vitrinit sötétedését, reflexióképességének csökkenését eredményezi, ami huminsav keletkezésével lehet kapcsolatos.

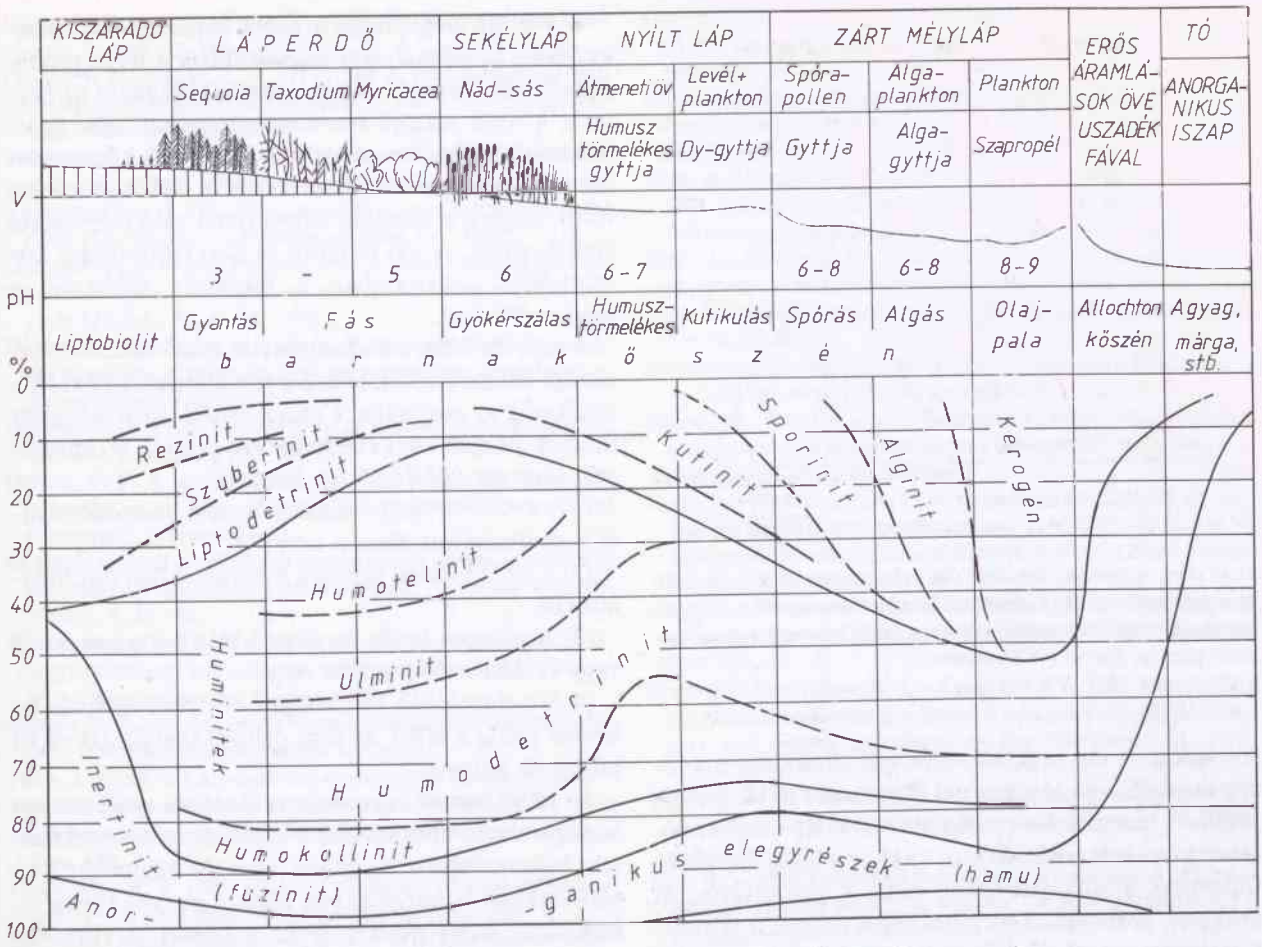
(2) Természetes koksz vagy *félkoksz* akkor keletkezik, ha a kőszéntelep nála fiatalabb magmás intrúzióval kerül kapcsolatba (pl. a Nógrádi-medence kányási teleprészein vagy a mecseki liász feketekőszén-telepek számos helyén).

A termokontakt hatásra átalakult kőszenekben a vitrinit reflexiója és a C-tartalom megnő, az illótartalom kisebbedik, a H-tartalom pedig erősebben csökken, mint rendes szénülés esetén. A természetes koksz gyakran oszlopos szerkezetű *(31.40 ábra)*. A mikroszkóp alatt látható, és a mesterséges kokszokat is jellemző, likacsos szerkezet a hőhatás mértékére enged következtetni. A likacsok ui. a vitrinit ismert hőmérsékleten történt meglágyulásakor felszabaduló gázbuborékok helyeit jelzik. Az átalakulás mértéke annál nagyobb, minél nagyobb hőmérsékletű és tömegű magmatestnek minél közvetlenebb hatásáról van szó *(31.41 ábra:* **A***)*. A mecseki természetes (fél)koksz egyébként mikroszkóp alatt erősen reflektáló, sárgás vagy sárgásfehér színű, optikailag anizotróp.

31.18 A KŐSZÉNTELEP ŐSKÖRNYEZETI HELYZETÉNEK REKONSTRUKCIÓJA

Bármennyire különbözzenek is a jelenkori tőzeglápok méretei a múltbeli kőszéntelepek méreteitől, az utóbbiak őskörnyezetének rekonstrukciója mégis a recens és a fosszilis előfordulások háromdimenziós modelljeinek üledéktani és szénkőzettani felállításán és értékelésén alapul. Az ősföldrajzi keret megállapítása a kőszénösszlet meddő és haszonanyagának együttes szemügyre vételét igényli. Ezután kerülhet sor a lápövbeli helyzetnek szénkőzettani módszerekkel való tisztázására.

Az idáig összegyűlt hatalmas tapasztalati anyag tanúsága szerint kőszén számos őskörnyezetben létre-



31.42 ábra. Harmadidőszaki barnakőszenek maceráljainak és macerálcsoportjainak lápövek szerinti megoszlása

Vázlat SZÁDECZKY-KARDOSS (1952) nyomán, módosítva

V: Talajvíz és szabad víztükör

jöhet, a gazdasági értékű előfordulások többsége mégis a folyó uralta deltasíkságokhoz és az alluviális síkságokhoz kötődik. Más kiaknázásra érdemes telepek periglaciális környezetben vagy zárt(abb) lagúnák partjai mentén, előnyomuló árapálysíkságokon és sekély beltavak elmocsarasodása révén keletkeztek. E környezetek telepképződési lehetőségeinek további részleteiről GALLOWAY—HOBDAY (1983) nyújt kitűnő áttekintést.

A kémiai összetétel tanulmányozásával összekötött szénkőzettani vizsgálat a litotípusok és a macerálcsoportok megoszlásából von le a vegetáció típusát, láp övi elhelyezkedését megvilágító következtetéseket az alábbi összefüggések segítségével:

(a) A vitrit láperdei eredetre utal.

(b) A liptinitben szegény klárit láperdei törmelékhez, a liptinitben dús klárit pedig sás–nádas láphoz vagy vízalatti növényzethez kötődik.

(c) A spórában szegény, de nagy degradofuzinit-, szemifuzinit- és szklerotinittartalmú durit a tőzeg vízszint feletti, oxidatív felszínén való keletkezést sejtet.

Ezért:

(1) a vitrinitben dús trimaceritek föltehetően láperdei eredetűek (ilyen a mecseki alsó-liász feketekőszén legnagyobb része: *31.41 ábra*: **B**); a liptinitben dúsak pedig valószínűleg víz alatt képződtek;

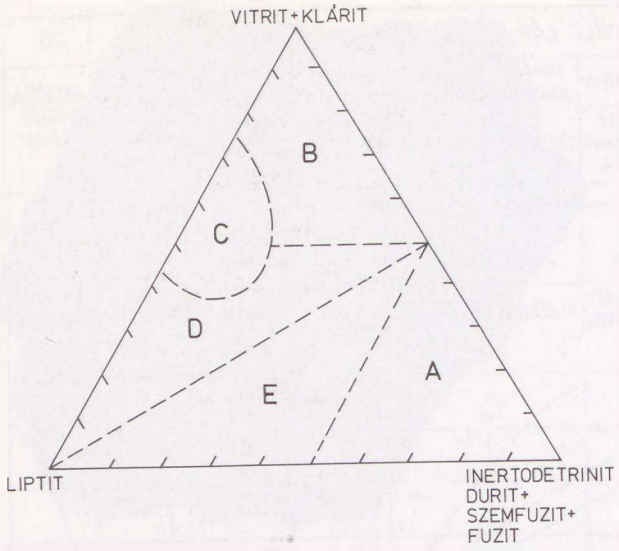
(2) az inertinitben dús trimacerit viszonylag száraz körülményeket valószínűsít;

(3) a finoman rétegzett, agyag- és pirittartalmú, bitumenben, továbbá jó megtartású sporinitben és kutinitben gazdag trimacerit víz alatti képződésre utal;

(4) a durván rétegzett, sok és durva fuzinitet, szemifuzinitet, szklerotinitet és kevés spórát tartalmazó trimacerit a tőzegfelszín gyakori kiszáradásának jelzője.

A maceráloknak és macerálcsoportoknak a hagyományos lápövek szerinti megoszlását tünteti fel a *31.42 ábra*. E kétségkívül igen szemléletes vázlat számértékei konkrét esetekben természetesen jelentékenyen eltolódhatnak.

A kőszéntelepek szelvényében a vitrinittartalom és a fényesség függőleges irányban gyakran fölfelé csökken, az inertinit és a fuzinit mennyisége pedig nő. E változásokat a fentiek értelmében a talajvíz szintjének



31.43 ábra. A tavi (**A**), folyóvízi (**B**), csökkentsósvízi (**C**), felső (**D**) és alsó deltasíksági (**E**) fáciesek elkülönítése az ausztráliai Cooper-medencében mélyített mélyfúrásokban talált kőszenek mikrolitotípusai alapján, SMYTH (1979) szerint

süllyedése, a láp vegetáció-öveinek eltolódása s a tőzeg degradációja idézheti elő (SHIBAOKA 1972; SMYTH 1980). A tőzegfelszín emelkedése ui. a láp vízelvezetésének javulását eredményezi, s akkor a fákat cserjék és fűneműek kezdik felváltani; ezért a vitrinittartalom csökken. A folyamat megfordulása viszont a vitrinittartalom emelkedését s az inertinitek háttérbe szorulását eredményezi.

A vitrinit mennyisége a gyors betemetődés következtében az előmélységi medencékben a legnagyobb. A medencesüllyedés sebességének csökkenése az egymást követő telepek inertinittartalmát növeli. Ezért inertinitben általában a stabil kontinensek kőszéntelepei a leggazdagabbak (SMYTH 1970, 1980). A pirites tetejű telepek a tőzegláp tengervízzel való elöntéséről tanúskodnak. A gát mögötti és alsó deltasíksági kőszéntelepek sorozatában a piritesség többször is megismétlődhet.

A tavi, fluviális, csökkentsósvízi, felső- és alsó deltasíksági fáciesek elkülönítésére tett kísérletek közül kiemelkedik az ausztráliai *Cooper-medencében* telepített fúrások alapján szerkesztett SMYTH-féle (1979) háromszögdiagram *(31.43 ábra)*. Eszerint:

(1) az < 50% vitrit + klárit-, de nagy inertodetrinit- és szemifuzinittartalom a tavi (**A**),

(2) a vitrit + klárit túlsúlya a hordalékban dús fluviális (**B**),

(3) a közepes liptit- és vitrit + klárittartalom a sós vagy csökkentsós parti öv (**C**),

(4-5) a duroklárit + klarodurit + vitrinit együttes jelenléte pedig a felső- és alsó deltasíksági öv (**D** és **E**) kőszeneit jellemzi.

Az efféle tanulmányoknak az üledékek szórt szerves anyagára való kiterjesztése a szénhidrogén-anyakőzetek felkutatásához nyújtana jelentős segítséget. Az alginitekben és liptinitekben gazdag szerves anyag ui. megfelelő mélységben nyilván a kőolaj, a vitrinites anyag pedig elsősorban a földgáz keletkezéséhez járulhat hozzá.

IRODALOM

ALFÖLDI L.—BALOGH K.—RADÓCZ GY.—RÓNAI A. 1975: *M-34-XXXIII. Miskolc. — Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához.* — Budapest: MÁFI, 277 p.

ALPERN, B. 1970: Classification pétrographique des constituants organiques fossiles des roches sédimentaires. — *Rev. Inst. Franç. Pétrole et Ann. Combust. liquid.*, **25**, 1233—1266.

ALPERN, B. 1981: Pour une classification synthétique universelle de combustibles solides. — *Bull. Centr. Rech. Explor. — Prod. Elf-Aquitanie*, **5**, 2, 271—290.

Atlas für angewandte Steinkohlenpetrographie 1951. — Deutsche Kohlenbergbau-Leitung in Verbindung mit dem Amt für Bodenforschung. — Essen: Verlag Glückauf GmbH, 329 p.

BARTHEL, M.—HEITZER, M. 1982: Bernstein-Insekten aus dem Miozän des Bitterfelder Raumes. — *Angewandt. Geol.*, **28**, 7, 314—336.

BARTKÓ L.—HEGEDŰS GY.—KÓKAY J. 1966: A kőszén. — *In:* JANTSKY B. (ed.): *Ásványtelepeink földtana.* Budapest: Műszaki Kiadó, 49—87.

BELLMANN, H. J.—SEIFERT, A. 1978: Über Humusgel-Gänge in oligozänen Sedimenten (Grenzbereich Mittel-Oberoligozän) der Leipziger Bucht. — *Neue Bergbautechnik*, **8**, 8, 426—428.

BOSTICK, N. H. 1971: Thermal alteration of clastic oroganic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks. — *Geoscience and Man*, **3**, 83—93.

BOSTICK, N. H. 1973: Time as a factor in thermal metamorphism of phytoclasts (coaly particles). — *VII. Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonif.*, **2**, 183—192.

BROOKS, J. 1981: Organic maturation studies and fossil fuel exploration. — London, etc.: Academic Press. — *Organic maturation of sedimentary organic matter and petroleum exploration — a review*, 1—38.

BROOKS, J. D.—SMITH, J. W. 1967—69: The diagenesis of plant lipids during the formation of coal, petroleum, and natural gas. I—II. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, 2389—2397, ill. **33**, 1183—1194.

CASSHYAP, S. M. 1970: Sedimentary cycles and environment of deposition of the Barakar coal measures of Lower Gondwana, India. — *J. Sed. Petrol.*, **40**, 1302—1317.

CASSHYAP, S. M. 1975: Cyclic characteristics of coal-bearing sediments in the Bochumer Formation (Westphal A 2) Ruhrgebiet, Germany. — *Sedimentology*, **22**, 237—255.

CHADWICK, M.—HIGHTON, N.—POLUR, J. 1985: Developing coal in developing countries. — *Ambio*, **14**, 4—5, 249—252.

CHANDRA, D. 1962: Reflectance and microstructure of weathered coals. — *Fuel*, **41**, 185—193.

COATES, E. J.—GROAT, C. G.—HART, G. F. 1980: Subsurface Wilcox lignite in west-central Louisiana. — *Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans.*, **30**, 309—332.

COHEN, A. D.—SPACKMAN, W. 1977: Phytogenic organic sediments and sedimentary environments in the Everglades mangrove complex. Part II. The origin, description and classification of the peats of S. Florida. — *Palaeontographica (B)*, **162**, 71—114.

CSALAGOVITS, I.—VIGNÉ FEJES M. 1969: A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete: Geokémia. — A meddő kőzetek nyomelemei. — *MÁFI Évk.*, **51**, 2, 517—589.

DAVIS, A.—SPACKMAN, W.—GIVEN, P. H. 1976: The influence of the properties of coals on their conversion into clean fuels. — *Energy Source*, **3**, 55—81.

DEGENS, E. T. 1965: *Geochemistry of Sediments.* — Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall, 342 p.

DIESSEL, C. F. K. 1970: Paralic coal seam formation. — *In: The assesment of our fuel and energy requirements.* — Inst. of Fuel Conference, Brisbane, 1—22.

DOBRONRAVOV, B. F. 1975: Ob ocenke sztadii metamorfizma uglej po otrazsatel'noj szposzobnoszti vitrinita. — *Himija Tverdogo Topliva*, **4**, 43—48.

DOBRONRAVOV, B. F.—ROMANOVSZKAJA, M. B. 1975: Otrazsateľnaja szposzobnoszť kak vazsnaja opticseszkaja harakterisztika uglej. — *Himija Tverdogo Topliva*, **4**, 11—17.

EREMIN, N. V. 1975: Izmenenie tekszturü antracitov pri metamorfizme. — *Himija Tverdogo Topliva*, **4**, 43—48.

FERM, J. C. 1974: Carboniferous environment models in eastern United States and their significance. — *In:* BRIGGS, G. (ed.): *Carboniferous of the SE United States.* — *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, **148**, 79—96.

FINKELMAN, R. B. 1980: *Modes of occurrence of trace elements in coal.* — Ph. D. Thesis, Univers. Maryland, 301—320.

FIRBAS, F. (1962) *in* BRINKMANN, R. (ed.) 1974: *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie.* — Stuttgart: Enke, p. 210.

FORGÓ L.—MOLDVAY L.—STEFANOVITS P.—WEIN GY. 1966: *L-34-XIII. Pécs. — Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához.* — Budapest: MÁFI, 196 p.

Földtani kirándulások a magyarországi molassz területeken 1981. — Budapest: MÁFI. (A szocialista orsz. tud. akad. IX. P. K. 3. 3. munkacsop. magyarorsz. ülései 1981. okt.) — 189 p.

FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1975: *A területi geokémiai kutatás elméleti és gyakorlati módszerei.* — Budapest: MÁFI alk. kiadv. (2. kiadás), 240 p.

FRAZIER, D. E.—OSANIK, A. 1969: Recent peat deposits — Louisiana coastal plain. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **114**, 63—85.

FUCHS, W. 1951: Fortschritte in der Kenntnis der Kohle. — *Brennstoff-Chem.*, **32**, 12—19.

FÜCHTBAUER, H. (ed.) 1988: *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Stuttgart: Schweizerbart, 1141 p.

GAINES, A. F.—ÖZYLDIZ, G.—WOLF, M. 1981: Infrared spectra of humodetrinite from the Fortuna Gardsdorf mine. — *Fuel*, **60**, 615—618.

GALLOWAY, W. E.—HOBDAY, D. K. 1983: *Terrigenous Clastic Depositional Systems. Application to Petroleum, Coal and Uranium Exploration.* — New York: Springer, 423 p.

GALLOWAY, W. E.—HENRY, C. D.—SMITH, G. E. 1982: Depositional framework, hydrostratigraphy and uranium mineralization of the Oakville Sandstone (Miocene), Texas Coastal Plain. — *Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, Austin, Rept. Invest.* No. **113.**

GALLOWAY, W. E.—HOBDAY, D. K.—MAGARA, K. 1982a: Frio Formation of Texas Gulf Coastal Plain: depositional systems, structural framework, and hydrocarbon distribution. — *AAPG Bull.* **6**, 649—688.

GRASSELLY GY. 1971: A szerves geokémia néhány kérdése. — *In: Az üledékes petrológia újabb eredményei.* — M. Földt. Társ., Budapest, 219—247.

HASSELDINE, R. S.—ANDERTON, R. 1980: A braid plain facies model for the Westphalian-B Coal Measures of NE England. — *Nature*, **284**, 51—53.

HEEK, K. H. VAN—JÜNTGEN, H.—LUFT, K. J.—TEICHMÜLLER, M. 1971: Aussagen zur Gasbildung in frühen Inkohlungsstadien auf Grund von Pyrolysenversuchen. — *Erdöl u. Kohle*, **24**, 566—472.

HILD, J.—REHNELT, K. 1974: Entwicklung der Vegetation und physikalisch-chemischen Eigenschaften bei Gewässern in mittleren Schwalm-Tal (Rheinland). — *Oberhess. Wiss. Zeitschr.*, **41**, 25—36, Giessen.

HITCHCOCK, C.—NICHOLS, B. W. 1971: *Plant Lipid Biochemistry.* — London—New York: Academic Press.

HOMAN, W. 1980: The spactral fluorescence of sporinites in polished sections and its significance for rank determinations. — *Report at 25th meeting, Beograd.* (Kézirat.)

HOOD, A.—CASTAÑO, J. R. 1974: Organic metamorphism: its relationship to petroleum generation and application to studies of authigenic minerals. — *United Nations, ESCAP, COOP Technical Bulletin*, **8**, 87—118.

HOOD, A.—GUTJAHR, C. C. M.—HEACOCK, R. L. 1975: Organic metamorphism and generation of petroleum. — *AAPG Bull.*, **59**, 986—996.

HORSFIELD, B.—YORDY, K. L.—CRELLING, J. C. 1988: Determining the petroleum-generating potential of coal using organic geochemistry and organic petrology. — *Org. Geochem.*, **13**, 1—3, 121—130.

HUBBERT, M. K.—RUBEY, W. W. 1959: Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **70**, 115—166.

HUC, A. Y. 1980: Origin and formation of organic matter in Recent sediments and its relation to kerogen. — *In:* DURAND, B. (ed.): *Kerogen.* — Edit. Technip., Paris, 445—474.

Internationales Lexikon für Kohlenpetrologie. 1957, 1963, 1971 és Ergänzung z. 2. Aufl. 1971—73. — Centr. Nat. Rech. Sci., Paris

JONES, J. G.—MCDONNELL, K. L. 1981: Papua New Guinea analogue for the Late Permian environment of northeastern New South Wales, Australia. — *Palaeogeogr., Palaeoclim, Palaeoecol.*, **34**, 191—205.

JÜNTGEN, H.—KARWEIL, J. 1966: Gasbildung und Gasspeicherung in Steinkohlenflözen. — *Erdöl u. Kohle*, **19**, 251—258.

KAISER, W. R.—JOHNSON, J. E.—BACH, W. N. 1978: Sand body geometry and the occurrence of lignite in the Eocene of Texas. — *Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, Austin, Geol. Circ.*, **78-4.**

KARWEIL, J. 1956: Die Metamorphose der Kohlen von Standpunkt der physikalischen Chemie. — *Zeitschrift Deutsch. Geol. Ges.*, **107**, 132—139.

KESSLER, M. F. 1973: Interpretation of the chemical composition of bituminous coal macerals. — *Fuel*, **52**, 191—197.

KISHÁZI P. 1980: *A mecseki feketekőszén-előfordulás teleptani—technológiai vizsgálata.* — Közp. Bány. Fejl. Int. Kutatási jel.

KISS J. 1980: *Ásvány-kőzettani alapismeretek.* — Budapest: Tankönyvkiadó. (TTK egységes jegyzet. Kézirat), 384 p.

KONSZTANTINOVA, B. 1980: Morfologija u razpredelenie na ekzinitovata szüsztavka vüv vügliscsata ot Dobrudzsanszkija baszejn. — *Petrol. Coal Geol.*, **12**, 45—54.

KOSSOVSKAJA, A. G.—SHUTOV, V. D. 1970: Main aspects of the epigenesis problem. — *Sedimentology*, **15**, 11—40.

KÖTTER, K. 1960: Die mikroskopische Reflexionsmessung mit dem Photomultiplier und ihre Anwendung auf die Kohlenuntersuchung. — *Brennstoff-Chemie*, **41**, 9, 263—279.

KRAVCOV, A. I.—EFREMOV, K. A.—ZIMAKOV, B. M.—LIDIN, G. D.—TOKAREV, E. G. 1980: *Gazonoszноszt' ugol'nüh basszejnov i mesztorozsdenij SzSzSzR.* **3.** Moszkva: Nedra, 217 p.

MIDDLETON, M. F. 1981: Coalification associated with the folded zone of Bowen Basin. — *Geol. Soc. Aust., 5th Geol. Conv., Abstract*, p. 63.

MOORE, P. D.—BELLAMY, D. J. 1974: *Peatlands*. — London: Elek Science.

MÜLLER, G. 1970: Torf—Braunkohle—Steinkohle. — *In:* FÜCHTBAUER, J.—MÜLLER, G.: *Sedimente und Sedimentgesteine*. — Stuttgart: Schweizerbart, 569—606.

NÉMEDI-VARGA Z. 1967: A mecseki feketekőszén szénülése és a hegységszerkezeti mozgások kapcsolata. — *MÁFI Évi Jel.*, **1965,** 57—67.

NIAC, G. 1977: Corelația printre proprietatile caracteristice ale carbunilor. — Ipoteza activității. — *Mine. Petrol. Gaze*, **28,** 6. 267—274.

OTTE, M.-U. 1970: Ein Sapropelkohlenvorkommen im Flöz Hagen der Zeche Fürst Leopold. — *Bergbauwiss.*, **17,** 449—452.

OTTENJANN, K.—WOLF, M.—WOLF-FISCHER, E. 1981: Beziehungen zwischen der Fluoreszenz von Vitriniten und den technologischen Eigenschaften von Kohlen. — *Vortag Internat. Kohlenwiss. Tagung, Düsseldorf, 7—9. 9. 1981.*

PETRASCHEK, W. 1947: *Sitz. ber. Österr. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. w. Kl. Abt. I.* **156** (1947), 375—444.

POTONIÉ, R.—JACOB, H.—REHNELT, K. 1972: Zustand des Blattgrünes in Böden, Sapropeliten, Torfen, Kohlen und sonstigen Kaustobiolithen, Chlorophyllinit. — *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.* **21,** 151—174.

PRADO, J. G. 1977: Optical properties of oxidized vitrinite and exinite. — *Journ. Microscopy*, **109,** 1, 85—92.

RAMSBOTTOM, W. H. C. 1979: Rates of transgression and regression in the Carboniferous of NW-Europe. — *J. Geol. Soc. London*, **136,** 147—153.

RENTON, J. J. 1979: The mineral content of coal. — *In:* DONALDSON, A. C.—PRESLEY, M. W.—RENTON, J. J. (eds): *Carboniferous Coal Guidebook*. **1,** 189—205. — W. Va. Geol. and Econ. Surv.

RENTON, J. J.—CECIL, C. B. 1979: The origin of mineral matter in coal. — *In:* DONALDSON, A. C.—PRESLEY, M. W.—RENTON, J. J. (eds): *Carboniferous Coal Guidebook*. **1,** 206—223. — W. Va. Geol. and Econ. Surv.

ROBERT, P. 1973: Analyse microscophique des charbons et bitumes dispersés dans les roches et mesure de leur pouvoir réflecteur. Application à l'étude de la paléogéothermie des bassins sédimentaires et de la genèse des hydrocarbures. —*6e Congr. Géoch. Org.* — *Paris*, 549—569.

ROBERT, P. 1976: Approche de la géothermie des séries sédimentaires par l'étude de la diagenèse organique: relations avec tectonique profonde de l'ecorce. — *Soc. Nation. Pétrol d'Aquitaine, Bull. Centre Rech.*, **10,** 1, 271—285.

ROBINSON, W. E. 1969: Isolation procedures for kerogens and associated soluble organic materials. — *In:* EGLINTON, G.—MURPHY, M. T. J. (eds): *Organic Geochemistry*. — Berlin—Heidelberg—New York: Springer, 181—195.

ROSELT, G. 1969: Zum Problem der Vergelung der Kohlen. — *Freiberg. Forsch. Hefte*, C **242,** 13—28.

ROSENFELD, V. 1973: Das höhere Oberkarbon von Westfalen und das Bramscher Massiv. Ein Literaturbericht. — *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1972,** Stuttgart, 307—315.

RUCHHOLZ, K. 1984: Silur, Devon, Karbon. — *In:* TRÖGER, K.-A. (ed.): *Abriß der Historischen Geologie*. — Berlin: Akademie Verlag, 167—269.

SACHARIEWA-KOWATSCHEWA, K. 1974: Über die Entstehung das "Steinarwen Waldes" (Pobitite Kameni) der Umgebung von Varna, Bulgarien. — *Mitteil. d. Österreich. Geogr. Ges.*, **116,** I—II., 166—174.

SCOTT, A. C. 1979: The ecology of Coal Measures floras from N. Britain. — *Proc. Geol. Ass.*, **90,** 97—116.

SCHWAB, M. R. 1978: Anwendungen der Petrologie in der Braunkohlenexploration. — *Vortrag, Internat. Kommiss. Kohlenpetrol., Essen, 1978.*

SEIFERT, A.—RASCHER, J.—ROSELT, G. 1978: Beitrag zur makropetrographischen Ansprache von Weichbraunkohlen. — *Z. Angew. Geol.*, **24,** 250—255.

SHIBAOKA, M. 1972: Silica/alumina ratios of the ashes from some Australian coals. — *Fuel*, **51,** 278—283.

SIRKIN, L. 1978: Peat-bog deposits. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 541—543.

SMYTH, M. 1970: Type seam sequences for some Permian Australian coals. — *Proc. Aust. Inst. Min. Metall.*, **233,** 7—16.

SMYTH, M. 1979: Hydrocarbon generation in the Fly Lake Brolga area of the Cooper Basin. — *Austr. Petrol. Explor. Assoc. J.*, 1—7.

SMYTH, M. 1980: Thick coal members: products of an inflationary environment? — *Austr. Coal. Geol.*, **2,** 53—76.

SONTAG, E.—SÜSS, M. 1973: Die Anwendung der quantitativen mikropetrographischen Analyse (QMA) zur Kennzeichnung von Braunkohlen hinsichtlich ihrer effektiveren Verwertung. — *Z. Geol. Wiss.*, **1,** 1565—1589.

STACH, E. 1968: Basic principles of coal petrology: macerals, microlithotypes and some effects of coalification. — *In:* MURCHISON, D. G.—WESTOLL, T. S. (eds): *Coal and Coal-Bearing Strata*. — Edinburgh: Oliver & Boyd, 3—17.

STACH, E.—MACKOWSKY, M.-TH.—TEICHMÜLLER, M.—TAYLOR, G. H.—CHANDRA, D.—TEICHMÜLLER, R. 1975: STACH'S *Textbook of Coal Petrology*. — Berlin—Stuttgart: Bornträger, 428 p.

STAUB, J. R.—COHEN, A. D. 1979: The Snuggedy Swamp of S. Carolina: a back-barrier estuarine coal-forming environment. — *J. Sed. Petrol.*, **49,** 133—144.

SÜSS, M.—SONTAG, E. 1976: Zur makroskopischen Analyse von Weichbraunkohlen. Teil I. Erfahrungen und Probleme der praktischen Anwendung. — *Z. Angew. Geol.*, **22,** 222—226.

SZALAY, S. 1952: Hazai kőszenek radiológiai vizsgálata. — *MTA Műszaki Oszt. Közlem.*, **5,** 3, 167—185.

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

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959: *Kőzettan III*. — ELTE Term. tud. Kar. Kézirat. — Budapest: Felsőoktatási Jegyzetellátó V., 169 p.

SZÁDECZKY-KARDOSS E.—SOÓS L. 1964: *Barnakőszenek szénkőzettani gyorselemzése és a lápöves rendszer*. — 69 p.

TAYLOR, G. H. 1971: Carbonaceous matter: a guide to the genesis and history of ores. — *Soc. Min. Geol. Japan, Spec. Issue*, **3,** Tokyo, 283—288.

TEICHMÜLLER, M. 1968: Zur Petrographie und Diagenese eines fast 200 m mächtigen Torfprofiles (mit Übergängen zur Weichbraunkohle?) im Quartär von Philippi (Mazedonien). — *Geol. Mitteilungen*, **8,** 65—110. Aachen.

TEICHMÜLLER, M. 1971: Anwendung kohlenpetrographischer Metoden bei Erdöl- und Kohlenprospektion. — *Erdöl u. Kohle*, **24,** 2, 69—76.

TEICHMÜLLER, M. 1974a: Entstehung und Veränderung bituminöser Substanzen in Kohlen in Beziehung zur Entstehung und Umwandlung des Erdöls. — *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, **24,** 65—112.

TEICHMÜLLER, M. 1974b: Über neue Macerale der Liptinitgruppe und die Entstehung von Micrinit. — *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, **24,** 37—64.

TEICHMÜLLER, M. 1982: *Fluoreszenzmikroskopische Anderungen von Liptiniten und Vitriniten mit zunehmenden Inkohlungsgrad und ihre Beziehungen zu Bitumenbildung und Verkohlungsverhalten*. — Kornfeld, 119 p.

TEICHMÜLLER, M.—TEICHMÜLLER, R. 1966: Geological causes of coalification. — *Washington DC Coal Sci., Advances in Chemistry Series,* **55,** 133—153.

TEICHMÜLLER, M.—TEICHMÜLLER, R. 1967: Diagenesis of coal (coalification). — *In:* LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments.* — Amsterdam: Elsevier, 391—415.

TEICHMÜLLER, M.—TEICHMÜLLER, R. 1968: Cänozoic and Mesozoic Coal Deposits of Germany. — *In:* MURCHISON, D.—WESTOLL, T. S. (eds): *Coal and Coal-Bearing Strata.* — New York: Elsevier, 347—377.

TEICHMÜLLER, M.—TEICHMÜLLER, R. 1968b: Geological aspects of coal metamorphism. — *In:* MURCHISON, D. G.—WESTOLL, T. S. (eds): *Coal and Coal-Bearing Strata.* — London: Oliver & Boyd, 233—267.

TEICHMÜLLER, M.—TEICHMÜLLER, R. 1969: Die Rhein—Ruhr-Revier-Inkohlung. — *Fortschr. Rheinl. Westf.,* **24,** 37—64.

TEICHMÜLLER, R. 1973: Die paläogeographisch—fazielle und tektonische Entwicklung eines Kohlenbeckens am Beispiel des Ruhrkarbons. — *Z. Deutsch. Geol.,* **124,** 149—165.

THOMAS, B. M. 1982: Land-plant source rocks for oil and their significance in Australian basins. — *Austr. Petrol. Expl. Assoc. J.,* **22,** 164—178.

TISSOT, B. P.—WELTE, D. H. 1978: *Petroleum Formation and Occurrence.* — Berlin, etc.: Springer, 538 p.

TRÖGER, K.-A. (ed.) 1984: *Abriß der Historischen Geologie.* — Berlin: Akademie-Verlag, 718 p.

VADÁSZ E. 1940: *Kőszénföldtani tanulmányok.* — Budapest: MÁFI alkalmi kiadv.

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

VENDL, M. 1935: *Kőzet-, érc- és szénmeghatározó módszerek.* — M. kir. József Nádor Műszaki és Gazd. Tud. Egyetem Bánya-, Kohó- és Erdőmérn. Kara. — Röttig—Romwalter Nyomda, 363 p.

VENDEL, M. 1959: *A kőzetmeghatározás módszertana.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 754 p.

VINOGRADOV, A. P. 1962: A kémiai elemek átlagos előfordulása a földkéreg fő magmás kőzettípusaiban. (Oroszul.) — *Geohimija,* **7,** 555—572.

VITÁLIS I. 1939: *Magyarország szénelőfordulásai.* — Sopron: Romwalter, 407 p.

VOLKOVIĆ, V. 1983: *Trace Elements in Coal. I—II.* — Boca Retay, Florida: CRC Press, 210+281 p.

VAN KREVELEN, W. 1963: Geochemistry of Coal. — *In:* BREGER, L. A. (ed.): *Organic Geochemistry.* — Oxford–London: Pergamon, 183—245.

WANLESS, H. R.—BARIOFFIO, J. B.—GAMBLE, J. C.—HORNE, J. C. —ORLOPP, D. C.—ROCHACAMPOS, A.—SOUTER, J. E.—TRESCOTT, P. C.—VAIL, R. S.—WRIGHT, C. R. 1970: Late Paleozoic Deltas in the Central and Eastern United States. — *In:* MORGAN, J. P. (ed.): *Deltaic Sedimentation, Modern and Ancient.* — SEPM Spec. Publ., **15,** 215—245.

WILSON, R. G. 1976: Estimating the potential of a coal basin. — *In: Coal Exploration.* — San Francisco: Miller & Freeman, 374—400.

WOLF, M. 1972: Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. — *N. Jb. Geol. Pal. Abh.,* **141,** 2, 222—257.

WOLF, M. 1988: Torf und Kohle. — *In:* FÜCHTBAUER, H. (ed.): *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Stuttgart: Schweizerbart, 683—730.

31.2 SZÉNHIDROGÉNEK

SOMFAI ATTILA, VÖLGYI LÁSZLÓ, JÁMBOR ÁRON, BÉRCZI ISTVÁN ÉS BALOGH KÁLMÁN

31.21 A TERMÉSZETES SZÉNHIDROGÉNEK FONTOSABB FIZIKAI ÉS VEGYI TULAJDONSÁGAI

A természetes szénhidrogének sok alkotójú rendszerek, amelyek fázisállapotát összetételük, nyomásuk és hőmérsékletük határozza meg. Alkotóik légköri nyomáson és 20 °C-on mutatott halmazállapota alapján

— kőolajat,
— földgázt és
— szilárd szénhidrogéneket

különböztetünk meg. Az utóbbiak — a gáz és folyadék állapotúakkal szemben — a bezáró kőzettől független mozgásra (vándorlásra) nem képesek; ezért azzal együtt nevezendők meg: *olajpala, kátrányhomok.* Mindezek éghető szénhidrogének keverékén kívül több-kevesebb éghetetlen anyagot is tartalmaznak, sőt számos földgázban, az olajpalában és a kátrányhomokban az utóbbiak vannak többségben.

31.211 A földgáz a földkéregből származó, gáz állapotú anyagok, s ezeken belül különösen a közönséges nyomáson és hőmérsékleten légnemű könnyű szénhidrogének gyűjtőneve.

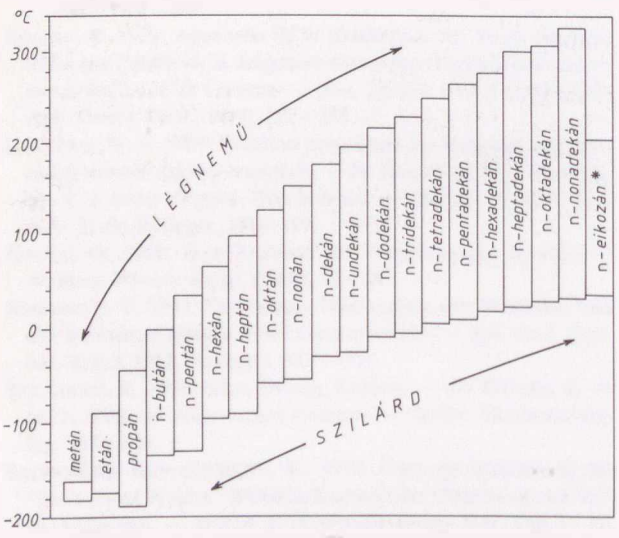
31.2111 Éghető földgázok. Ezeket a nyílt szénláncú (alifás) szénhidrogének paraffin-sorának első négy tagja *(31.44 ábra)*, valamint a hidrogén képviseli.

Legnagyobb (70—98%-nyi) mennyiségű az éghető földgázban a metán (CH_4), 1—10%-nyi az etán (C_2H_6). Ha földgáz 12 g/m³ propánt (C_3H_8) és/vagy *n*-butánt (C_4H_{10}), ill. kevés és 0,739 g/cm³-nél kisebb sűrűségű folyékony szénhidrogént is tartalmaz, *nedves* (zsíros) *gáz*ról, ezek híján *száraz gáz*ról beszélünk. A felszín alatt ui. a metán mindig, az etán pedig többnyire gáz állapotú; a mélységben általában cseppfolyós propán és *n*-bután viszont csak felszínre kerülése után válik gázneművé. A nedves földgáz gáz/folyadék hányadosának értéke 1063—17 800 m³/m³ között ingadozhat.

A földgázt 0,2% H_2S-tartalomig *„édes gáz"*-nak, 0,2% H_2S-tartalom fölött *„savanyú gáz"*-nak nevezik. A földgáz kéntartalma sokszor etil-, propil-, butilmerkaptán alakban jelenik meg.

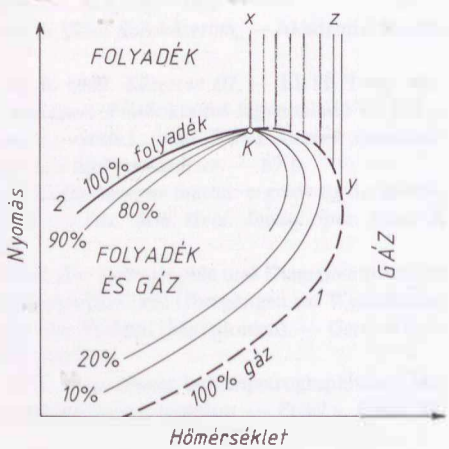
A *merkaptánok* RSH általános képlettel kifejezhető vegyületek, ahol R valamilyen szerves csoportot jelent (pl. etil-merkaptán: C_2H_5SH).

A kőolajtelepek *kísérő gáz*a CH_4-en kívül nagyobb C-számú alkotókat (etánt, propánt, *n*-butánt, izobutánt, pentánt, izopentánt, hexánt, heptánt és kevés oktánt) és aromás vegyületeket, pl. toluolt (metilbenzolt: C_6H_5—CH_3) és benzolt (C_6H_6) is tartalmazhat. A kísérő gáz összetétele a hőmérséklet és a nyomás váltakozásakor — amit az üledékes összlet emelkedése, süllyedése vagy a gáz le-, ill. feláramlása idézhet elő — a fázisgörbe szerint *(31.45 ábra)* alakul.



31.44 ábra. Paraffin-homológok (*n*-alkánok) dermedés- és forráspontjának a C-atomok számától való függése

* A forráspont 15 higanymm nyomáson



31.45 ábra. Egy kétkomponensű rendszer ideális fázisgörbéje PIRSON (1958) nyomán

1. Harmatpont-görbe. — *2.* Buborékpont-görbe. — *K.* Buborékpont (a diagrumnak az a pontja, amelynél az anyag folyadék- és gáz-állapotú része egymással egyensúlyban van).

A *Kx* egyenestől balra a folyadékállapot, a *Kx* egyenestől jobbra és a harmatpont-görbe alatt a gázállapot mezeje van; a fázisgörbén belüli p/t viszonyok között a folyadék és a gáz együtt fordul elő. A *Kx* és *yz* vonalak közötti vonulkázott terület a gázállapot mezejébe tartozik ugyan, de az ide eső szénhidrogén-tárolók kezdeti földgázát a nyomásnak pl. a termelés okozta csökkenésekor „gázcsapadék" (kondenzátum) válthatja föl.

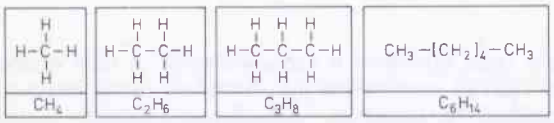
I. ALIFÁS (NYÍLT LÁNCÚ) SZÉNHIDROGÉNEK

1. Alkánok

[Kettős kötés nélküli, telített vegyületek]

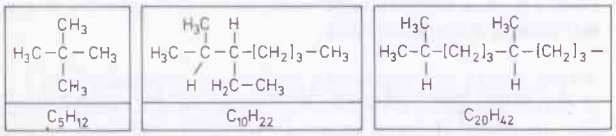
a/ Egyenes szénláncú, normál (n-) alkánok

Parafin-sor: C_nH_{2n+2}



b/ Elágazó szénláncú izoalkánok

C_nH_{2n+2}

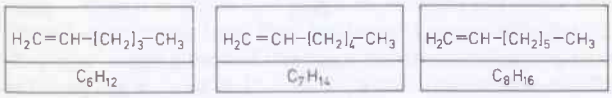


2. Alkének

[Egy kettős kötést tartalmazó, telítetlen vegyületek]

a/ Egyenes szénláncú, normál (n-) alkének

Olefin-sor: C_nH_{2n}



31.46 ábra. Az alifás (nyílt láncú) szénhidrogének szerkezetének áttekintése:

1. sor: metán; etán; propán; *n*-hexán.

2. sor: izopentán; 2-metil-3-etilheptán; a *2, 6, 10, 14*-tetrametil-hexadekán (= „izoprenoid" fitán) egy részlete.

3. sor: *n*-hexén; *n*-heptén; *n*-oktén.

A gáz alakú szénhidrogének kismértékben a mélységi vizekben is oldódnak. 1 m^3 víz pl. az olajtelepek hőmérsékletén 2,5—3,5 m^3 gázt képes oldani, de már 1 súly%-nyi oldott só is mintegy 5%-kal csökkenti a gázoldó-képességet. A tárolórendszerek vize kb. 17-szer kevesebb gázt old, mint azok olaja.

Ha a földgáz metánon kívül még jelentős mennyiségű inert gázt (CO_2-t vagy N_2-t), H_2-t vagy H_2S-t tartalmaz, akkor *vegyes* (kevert) *gáz* a neve.

31.2112 Éghetetlen földgázok. Közülük a CO_2 a leggyakoribb. A „száraz szénsav" max. 10%-nyi metánt, ill. etánt, a „nedves szénsav" >12 g/m^3-nyi propánt, ill. *n*-butánt is tartalmaz.

Csak néhány térf.%-nyi kísérő gáz a hélium (He) és az argon (Ar); a N_2 mennyisége viszont 30—40, sőt 90%-ot is elérhet (31.22242. fejezetrész).

31.212 A kőolaj (fekete olaj) sötétbarna, barnás- vagy zöldesfekete, a víznél könnyebb (0,65—1,00, átlagosan 0,9 g/cm^3 sűrűségű), de nagy belső súrlódású (viszkózus) folyadék. Bonyolult elegy, amelynek több mint felét *telített szénhidrogének*, nem egészen 1/3-át az *aromás szénhidrogének* különböző (gyakran kén-, nitrogén- és oxigéntartalmú) fajtái, fennmaradó részét pedig N-, S-, O-tartalmú, *nagy molekulasúlyú, policiklikus vegyületei* teszik ki.

Ezen alkotók egy része az élő szervezetekből változatlanul átöröklődött, vagy a betemetődés után csak csekély változást szenvedett, ill. egy bonyolultabb vegyület elbomlása után annak jellemző részeként fennmaradt *geokémiai fosszília*. Ilyenek pl. a koleszterán, az aromás szteroidok, a klorofill oldalláncából, ill. magjából *(31.4 ábra)* eredő izoprenoidok, ill. porfirinek. Az alkotók zöme ugyan nagyobb mértékű átalakulás eredménye; élő anyagokból való származásuk a friss üledékek szerves anyagának az egyre idősebbekével való összehasonlítása útján mégis kielégítően valószínűsíthető.

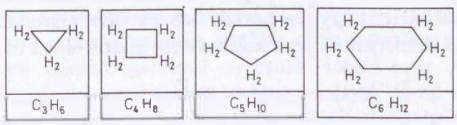
A szénhidrogéneknek a *31.46* és *31.47 ábrán* szemléltetett csoportjai közül a kőolajban a *nyílt szénláncú*, de *telítetlen alkének* (olefinek) s a *policiklikus cikloalkének* általában csak kis mennyiségben fordulnak elő.

II. GYŰRŰS SZÉNHIDROGÉNEK

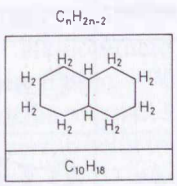
1. CIKLOALKÁNOK (NAFTÉNEK)

[Kettős kötés nélküli telített vegyületek]

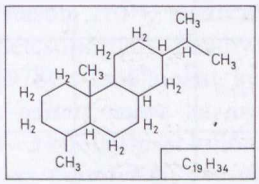
a. Monocikloalkánok: C_nH_{2n}



b. Dicikloalkánok: C_nH_{2n-2}



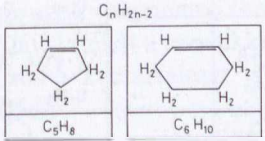
c. Tricikloalkánok: C_nH_{2n-4}



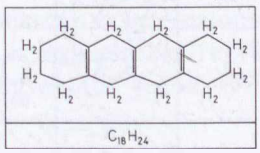
2. CIKLOALKÉNEK

[Egy kettős kötést tartalmazó gyűrűkkel]

a. Monocikloalkének: C_nH_{2n-2}



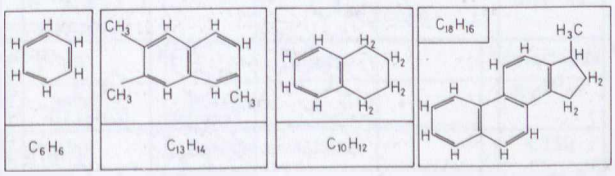
b. Tetracikloalkének: C_nH_{2n-12}



3. AROMÁSAK

[Három kettős kötést tartalmazó benzolgyűrűkkel]

a. Egyszerű aromás CH-ek: *b. Cikloalkános aromás CH-ek:*



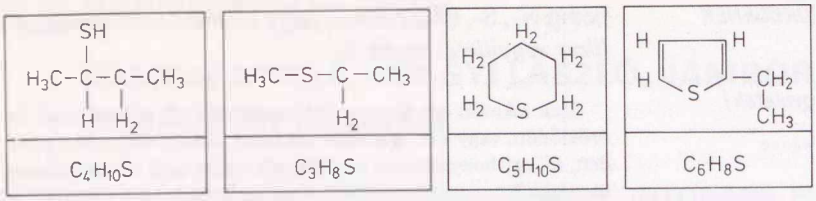
31.47 ábra. A gyűrűs szénhidrogének szerkezetének áttekintése, néhány példával:

1. sor: *c*-propán; *c*-bután; *c*-pentán; *c*-hexán.

2. sor: dekahidronaftalin (dekalin); fichtelit.

3. sor: ciklopentén; ciklohexén; *n*-tetraciklohexén.

4. sor: benzol; trimetil-naftalin; tetrahidronaftalin (tetralin); metil-ciklopentano-fenantrén.



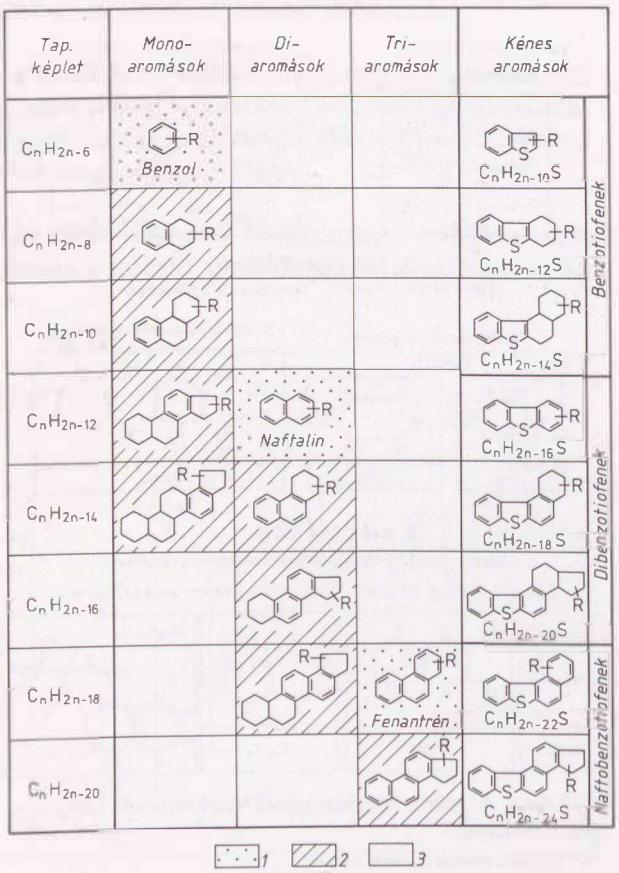
31.48 ábra. A kőolajok néhány egyszerű kénvegyülete:
2-butántiol; 2-tiobután; tiociklohexán; etiltiofen.

Az *olefinek* egy kettős kötést tartalmazó, alifás szénhidrogének; tapasztalati képletük $[C_nH_{2n}$ vagy $(CH_2)_n]$ a nafténekével egyezik. Kis C-számú képviselőik (az etilén: $H_2C=CH_2$, a propilén: $CH_3CH=CH_2$ s a butilén: $CH_3CH_2CH=CH_2$) közönséges p/t viszonyok között gáznemüek, a közepes C-számúak folyékonyak, a többiek pedig szilárd állapotúak. Nagy reakcióképességük következtében a természetben ritkák.

Az összetételt uraló telített szénhidrogének az egyes láncú *n*-alkánok *(paraffinok)* s a velük azonos tapasztalati képlettel (C_nH_{2n+2}) rendelkező, de elágazó láncú *izoalkánok*, valamint a kettős kötés nélküli, egyszerű és összetett gyűrűket alkotó cikloalkánok *(naftének)* között oszlanak meg. Az ezekhez keveredő *aromás szénhidrogének* vagy 3 kettős kötést tartalmazó benzolgyűrűkből, vagy benzolgyűrű(k)höz kapcsolódó nafténgyűrűkből tevődnek össze *(31.47 ábra)*. E vegyületeket a benzolgyűrűk száma szerint nevezik mono-, di- vagy triaromásnak *(31.49 ábra)*. Tovább bonyolítja azonban a kőolaj összetételét, hogy e csoportok alapvegyületeit igen változatos oldalláncú izomerjeik és azok származékai kísérik, sőt a csoportok egyes tagjai egymáshoz is kapcsolódhatnak. A több szénygyűrűs (policiklikus) vegyületekhez nyílt szénláncok csatlakozhatnak, s a vegyületek H-jét különböző — a paraffin-sor tagjaiból egy H-atom elvonásával képezett — alkil-gyökök (metil: $—CH_3$; etil: $CH_3CH_2—$; propil: $CH_3CH_2CH_2—$ stb.) helyettesíthetik.

Az *n*-alkánok homológ sorából az 5 és 40 közötti, az izoalkánok közül a 6—8, a naftének közül pedig az 5—10 C-számúak és azok származékai a leggyakoribbak.

A kőolaj kisebb hányadát *kén-, oxigén-, nitrogén-* és *fémtartalmú* (heteroatomos) szénhidrogén-származékok alkotják. Csaknem mindig tartalmaz azonban a kőolaj oldott állapotú földgázokat (metánt, etánt, propánt, butánt, sőt kénhidrogént) is.



31.49 ábra. A kőolajok egyszerű aromás *(1)*, nafténes aromás *(2)* és kénes aromás *(3)* vegyületei vázának áttekintése, a csatlakozó H-atomok és alkilgyökök elhagyásával, TISSOT—WELTE (1978) nyomán

A kőolajban a C és H után a *kén* a leggyakoribb — átlagosan 0,65 súly%-ban jelenlevő, de olykor 5—6 súly%-ot is elérő — elem. Ez a paraffin típusú kőolajokban nyílt láncú mono- vagy diszulfidokhoz (merkaptánokhoz), a nafténekben pedig mono- vagy policiklikus tiofenekhez kötődik *(31.48* és *31.49 ábra)*. A kén részint az élő anyag fehérjéiből, részint az üledék eredeti szulfáttartalmából származik. A karbonátos kőzetekből nyert kőolaj általában több kenet tartalmaz, mint a szilikátos üledékekből származó. A szilikátos kőzetek Fe-tartalma ui. a kenet pirit alakjában a kőzetben tartja, a karbonátok bitumentartalma pedig szerves vegyületekhez kapcsolódik.

A kőolaj 2—3 súly%-ot elérő *oxigén*tartalmának uralkodó része különböző zsír-, izoprenoid- és nafténsavak, olykor aromás kötésű fenol és származékai alakjában jelenik meg. Mindössze 0,094 súly%-nyi átlagos *nitrogén*tartalma pedig főként a benzol- és piridingyűrű összekapcsolódásával létrejött, korábban csak élő szervezetekből ismert kinolinhoz *(31.50 ábra)* és metilkinolinhoz, valamint a 13 és 16 C-számú ciklikus aminokhoz és a klorofillal rokon, több piridingyűrűből álló, amellett Fe-, Mg- és V-atomokat is tartalmazó porfirinekhez fűződik. E vegyületek jelenléte a kőolaj (és általában a szénhidrogének) szerves eredetének megítélése szempontjából döntő fontosságú.

A *n*-pentánban vagy *n*-heptánban való oldódás, ill. kicsapódás útján elkülöníthető, 500—1200 molekulasúlyú *gyanták* és 1000—10 000 molekulasúlyú aszfaltének az aromás vagy nafténes–aromás szénhidrogénsorok természetes végső tagjai. Olyan igen bonyolult felépítésű vegyületek, amelyek policiklikus és heteroatomos (O, N, S) magjaihoz különféle oldalláncok is csatlakoznak.

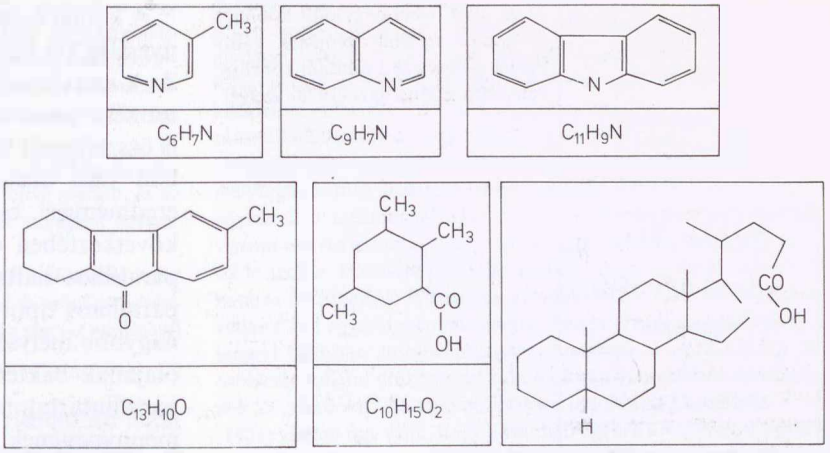
A kőolaj hamujából, füstgázaiból vagy a legnehezebb frakciójának kiizzítása után hátramaradt petróleumkokszból kimutatott számos nyomelem (Si, Fe, Ti, Ca, Mg, Mn, V, Ni, Na, K, P, Li, Al, Cu, Pb, Au, Ag, Sn, Mo, Cr, Co, As, Ba, Sr, Zn, Cl stb.) zöme nem ásványi, hanem szervesen kötött alkotórész; egy részük kétségkívül az olajképződés alapjául szolgáló lények testéből származik.

Nagyobb mélységekből olykor víztiszta vagy világosbarna, kicsiny (0,739—0,779 g/cm³) sűrűségű, csekély viszkozitású, <7—9 C-számú, folyékony szénhidrogéneket nyernek, amelyek a tárolókőzet magas hőmérséklet- és nyomásviszonyai között még gáz állapotúak. Az ilyen keveréket *gázcsapadék*nak, *párlat*nak, *kondenzátum*nak, *könnyű olaj*nak nevezik.

31.50 ábra. A kőolajok néhány egyszerűbb N- és O-tartalmú vegyülete:

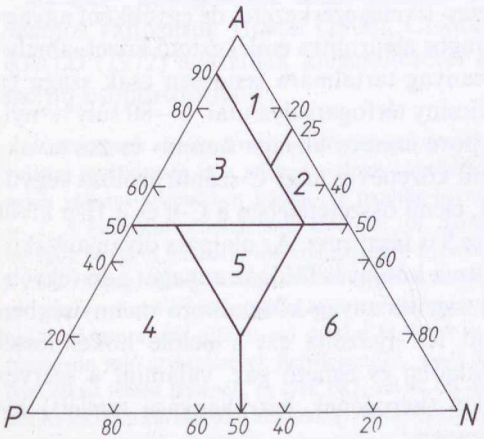
1. sor: Metilpiridin; kinolin; karbazol.

2. sor: Metilfluorenon; trimetil-ciklohexánsav; az 5-β-kolánsav (szteroidsav) váza.



A kőolaj szakaszos desztillációval elkülönített fő alkotói (benzin, gazolin, Diesel-olaj, kenőolaj, aszfalt) között gázkromatográfia és tömegspektrometria segítségével idáig kimutatott önálló vegyületek száma 295.

A természetes kőolaj ultraibolya fényben — összetételétől függően — világoskéktől a vörösig változó fényt áraszt (fluoreszkál). — Szagát könnyen illó alkotórészei határozzák meg. Nehéz frakcióinak kéntartalmú vegyületei bűzössé, O-tartalmú alkotói szúrós szagúvá, az aromás szénhidrogének kellemes illatúvá teszik. A metán és az etán szagtalan; de a propán és főként az *n*-bután enyhén fokhagyma szagúvá teszik. A legtöbb kőolaj azonban — az 5—9 szénszámú szénhidrogénektől — benzin szagot nyer. A 10—12 szénatomszámú vegyületekben gazdag kőolajok pedig petróleum szagúak.



31.51 ábra. A TISSOT—WELTE-féle kőolajtípusok mezői háromszögdiagramban:

A: Aromás szénhidrogének és NSO-vegyületek. — *P:* Paraffinok (*n*- és izoalkánok). — *N:* Naftének (cikloalkánok).

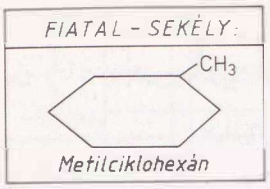
1. és *2.* Degradált nehéz kőolajok. — (*1.* Aromás–aszfaltos kőolajok. — *2.* Aromás–nafténes kőolajok.) — *3.* Átmeneti aromás kőolajok. — *4.* Paraffinos kőolajok. — *5.* Paraffinos–nafténes kőolajok. — *6.* Nafténes kőolajok.

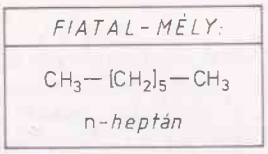
1 atm (101,325 kPa) nyomáson, 210 °C feletti lepárlással elkülöníthető vegyületcsoportjaik mennyisége alapján TISSOT—WELTE (1978) a kőolajokat két fő csoportba osztja. Mind a *telített,* mind az *aromás főcsoport*on belül további 3—3 kőolajtípust különböztet meg *(31.51 ábra)*. Ez az osztályozás *paraffinok* alatt az *n*- és izoalkánok, naftének alatt a mono- és policikloalkánok együttesét érti; *aromások* néven pedig az összes aromás gyűrűs szénhidrogént foglalja össze, azok valamennyi (kondenzált és heteroatomos) fajtájával (tehát a rezinekkel és aszfalténekkel) együtt. Szerzői a kéntartalmat is figyelembe veszik *(31.17 táblázat)*.

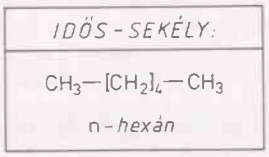
31.17. táblázat. A kőolajok TISSOT—WELTE (1978)-féle osztályozása

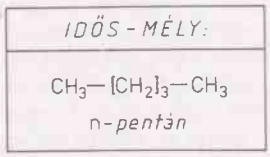
Az alkotók kőolajon belüli részaránya 210 °C feletti hőmérsékleten			A kőolaj típusa	A kőolaj kéntartalma
$T > 50\% > ARA$	$N < P > 40\%$		Paraffinos	$< 1\%$
	$N \leq 40\% \geq P$		Paraffinos–nafténes	
	$40\% < N > P$		Nafténes	
$T \leq 50\% \leq ARA$	$P > 10\%$		Átmeneti aromás	$> 1\%$
	$P \geq 10\%$	$N \leq 25\%$	Aromás–aszfaltos	
		$N \geq 25\%$	Aromás–nafténes	$< 1\%$

T: Telített szénhidrogének. — *ARA:* Aromás szénhidrogének, rezinek és aszfaltének együtt. — *P:* Paraffinok. — *N:* Naftének.









31.52 ábra. Nem-degradált kőolajok domináns szénhidrogénjének változása a mélység és a földtani kor függvényében BIEDERMAN (1978) szerint

A *paraffinos kőolajok* kis mennyiségű aromás tagjainak többsége mono- és diaromás; rezin- és aszfalténtartalmuk < 10%; ezért fajsúlyuk is kicsiny: <0,85.

A *paraffinos–nafténes kőolajok* 25—40%-nyi aromás szénhidrogént, ezen belül 5—15%-nyi rezint és aszfaltént tartalmaznak. Sűrűségük és viszkozitásuk közepes.

A paraffinos és paraffinos–nafténes kőolajokat többnyire nemtengeri, tengerparti és deltaüledékekben keletkezettnek vélik.

A *nafténes típus*ba részint éretlen (fiatal), részint az előző két csoport kőolajának bakteriális degradációja révén (tehát kis mélységben) képződött, <20% paraffintartalmú kőolajok viszonylag ritka előfordulásai tartoznak.

Az *átmeneti aromás kőolajok* 40—70%-nyi aromás szénhidrogénen belül — aminek legnagyobb része tiofenszármazék — néha 10—30%-nál is több aszfaltént tartalmaznak; ezért fajsúlyuk általában >0,85.

Az *aromás—nafténes* és *aromás aszfaltos kőolajok* csekély paraffintartalma, nagy fajsúlya, 25—60% közötti aszfalténtartalma azoknak más kőolajtípusok bakteriális degradációjából való származását tanúsítja. A mintegy 25%-nyi vagy még több rezint, de <1% kenet tartalmazó aromás–nafténes, nehéz kőolajok valószínűleg paraffinos vagy paraffinos–nafténes kőolajokból erednek. Az igen viszkózus, sőt szilárd, 1—9%-nyi kenet, 30—60%-nyi aszfaltént tartalmazó *aromás–aszfaltos kőolajok* pedig feltehetően az átmeneti–aromás típusból keletkeztek. A kátrányhomokok kőolajának túlnyomó része e két utóbbi típusba tartozik.

A kőolaj összetételében mutatkozó különbségek lényegileg két különböző folyamatra vezethetők vissza: *1.* A szerves anyagnak a betemetődéssel arányos (de természetesen a geotermikus viszonyok alakulásával is összefüggő) termális érése, amely a kőolaj alkánokban való dúsulását, nehéz alkotóinak csökkenését eredményezi, és a metánképződés felé halad. Ennek következtében a fiatal és kis mélységű nafténes, ill. paraffinos–nafténes kőolajokat nagyobb mélységben paraffinos típusúak váltják fel *(31.52 ábra)*. — *2.* A nagyobb mélységből felszínközelbe került telepek kőolajának bakteriális bomlása és oxidációja, amely a paraffintartalom csökkenésére, ill. az aszfaltének mennyiségének növekedésére vezet (TISSOT—WELTE 1978).

31.213 Az olajpala, a kátrányhomok és a természetes aszfalt szerves anyagai. Az *olajpala* olyan szürke, fekete, zöld, barna vagy vöröses színű, lemezes–leveles szerkezetű, de egyébként agyagra vagy agyagos aleurolitra emlékeztető kőzet, amelynek szervesanyag-tartalmára rendesen csak szaga és feltűnően kicsiny térfogatsúlya utal. 5—80 súly%-nyi, szilárd állapotú szerves anyaga humin- és zsírsavakból, valamint közepes és nagy C-számú aromás vegyületekből áll; elemi összetételében a C-n és a H-n kívül az O, az N és S is részt vesz. Az olajpala olyan anyakőzet, amelyben a kőolaj és földgáz anyagát adó (egyébként szórt) szerves anyag kőzetalkotó mennyiségben halmozódott fel. Igazolja ezt a belőle hőkezeléssel nyerhető palaolaj és éghető gáz, valamint a szerves oldószerekkel (kerogének hátrahagyása mellett) kioldható bitumen.

A fekete vagy sötét szürkésfekete színű *kátrányhomok* 10—20%-nyi szerves anyagát 20—40 C-számú, sok heteroelemet tartalmazó vegyületek uralják, amelyek a felszín közelébe került tárolókőzetek fluidumának oxidációja révén keletkeztek és szilárd vagy gél állapotúak (31.272. fejezetrész).

A *természetes aszfalt* aszfaltènjei stabilis kolloid állapotú, 100—300 °C-on olvadó, magasabb hőfokon kokszosodó, benzolban és kloroformban oldható, 1,0 körüli sűrűségű, C és H mellett kevés N-t és O-t, sőt anorganikus alkotókat is tartalmazó, gyakran nagy *kén*tartalmú vegyületek.

31.22 A SZÉNHIDROGÉNEK KÉPZŐDÉSE

Bármily magától értetődőnek tűnik is, hogy a szénhidrogén-keletkezést a mocsárgáz szemünk előtt történő keletkezésének mintájára, elhalt élőlények bomlásából származtassuk, ennek lefolyását illetően a kutatásnak három fő nehézséggel kell megküzdenie:

1. Szórt eloszlású szénhidrogént csaknem minden üledékes kőzet tartalmaz, és a nagy kőolaj- és földgáztelepek túlnyomó többsége is olyan tengeri üledékekhez kötődik, amelyek nem lépték át a katagenezis alsó határát. Az is tény azonban, hogy a betemetődésük helyén maradt kőszéntelepekkel szemben a mélybeli p/t viszonyokra, oldási, adszorpciós, katalitikus, mikrobiológiai és egyéb hatásokra sok-

kal érzékenyebb szénhidrogének elvándorolnak „anyakőzet"-ükből, és olyan kőzetekben (olykor pl. kristályospalák vagy magmatitok repedésrendszerében) halmozódnak fel, amelyek eredeti szervesanyag-tartalmából ez a másodlagos felhalmozódás nem vezethető le. A tárolók szénhidrogénjének anyakőzetét tehát — többnyire közvetett úton — csak valószínűsíteni lehet.

2. Ősmaradványoknak a szénhidrogénekben való ritkasága folytán az eredeti szerves anyag természete sokáig rejtve maradt, és az sem volt egyértelmű, miért képződik a szerves anyagból egyszer kőszén, máskor pedig kőolaj vagy földgáz.

3. Ezzel szemben már 1856-tól kezdve sikerült különböző szénhidrogéneket szervetlen vegyületekből előállítani, és ez számos szénhidrogén-kémikust még ma is a kőolaj és földgáz szerves eredetével való szembeszállásra késztet.

A szénhidrogének származtatása tekintetében tehát a kutatók két, egyenlőtlen erejű táborra oszlanak. A geológusok túlnyomó többsége a biogén eredet híve; egyes szakemberek azonban vitatják a szénhidrogének szerves eredetét.

31.221 Szervetlen keletkezési elméletek. Számos változatuk HOFER (1906), CLARKE (1924) és KERTAI (1972) adatainak kiegészítésével az alábbiak szerint csoportosítható:

1. A magmás elmélet hívei azon az alapon kerestek kapcsolatot a vulkáni tevékenység és a szénhidrogének képződése között, hogy egyes vulkáni kőzetekben kőolaj- és paraffin-nyomokat találtak. — *2. A kozmikus származtatás szószólói* (pl. SZOKOLOV 1889) a bolygók és egyes meteorkövek szénhidrogén-nyomaiból kiindulva, a Föld világegyetemből származó örökségének tartják a szénhidrogéneket. — *3. A karbid–acetilén elméletet* BERTHELOT alapozta meg, aki 1856-ban elsőül állított elő metánt H_2S-nek és CS_2-nek izzó rézcsövön való átvezetésével. Feltételezte ui., hogy a földkéreg mélyén alkáli fémek léteznek, és ezek CO_2-vel az ott uralkodó magas hőmérsékleten karbidokká alakulnak. Az utóbbiak vízzel acetilénné (C_2H_2) vegyülnek, ez 900 °C-on benzollá (C_6H_6) polimerizálódik; a benzol pedig H-vesztéssel más szénhidrogének képződésének forrása lesz. *Mengyelejev* (1877) és mások a vasmeteoritokban is gyakori vaskarbidnak vízzel (és savakkal) való érintkezéséből, vagy acetilén és hidrogén (nikkel-katalizátor jelenlétében való) egymásra hatásából származtatta a természetes szénhidrogéneket. — *4.* A kijevi PORFIREV-iskola viszont az olivin szerpentinesedésével igyekszik kapcsolatba hozni a kőolaj keletkezését. CSEKALJUKnak (1971) ui. $CaCO_3$, $MgSO_4$, C, H_2O, SiO_2 és FeO felhasználásával 1227—1427 °C-on és 40—60 kbar nyomáson olyan szénhidrogén-keveréket sikerült előállítania, amely a paraffinsornak a metántól az *n*-heptánig terjedő tagjaiból állt. Erre támaszkodva PORFIREV (1971, 1974) fölteszi, hogy a felsőköpenynek vasoxidot, vizet és széndioxidot is tartalmazó, ultrabázikus kőzeteiben, a kis hullámsebességű GUTENBERG öv hőmérsékleti viszonyai között, a természetes kőolajéval azonos összetételű és a környező köpenyanyaggal termodinamikai egyensúlyban levő keverékek képződnek. Ezeknek a hőmérséklettől függően alakuló frakciói vízzel és más fluidumokkal együtt, gázos oldatok alakjában a kisebb hőfokú és nyomású, felszínközeli övek felé vándorolnak, majd polimerizálódva és cseppfolyósodva, önálló fázisokként különülnek el oldószerüktől. E folyamat érvényét PORFIREV az újproterozóikum kezdetéig vezeti vissza. — *5.* A leningrádi KUDRJAVCEV (1951) szerint a magmás és metamorf kőzetekben, piroklasztikumokban, a különféle magmás ércképződményekben és a vulkáni gázokban észlelt szénhidrogén-előfordulások valamennyijének autochtonnak (tehát szervetlen eredetűnek) kell lennie, mert a szénhidrogén-telepek és feltételezett anyakőzeteik szerves anyagainak eltérései következtében azok közvetlen összefüggését nem tekinti bizonyítottnak. A szénhidrogének mélységi eredete mellett szól ellenben lelőhelyeik zömének nagy törésvonalak mentén való elhelyezkedése. — *6.* KOZACSOK (1977) kísérletére támaszkodva (aki CO_2-ből és vízgőzből, vasoxid katalizátor alkalmazásával, nagy nyomáson etánt és propánt állított elő), DOLENKO (1977) a globális tektonikai mozgás következtében nagy mélységbe kerülő litoszféra-lemezek víz- és széndioxid-tartalmából eredezteti a szénhidrogéneket. — *7. A szemiorganikus elméletek* viszont szerves anyag és szervetlen tényezők kölcsönhatásából vezetik le azokat. Fölteszik pl., hogy a felszín alatti vizekből radioaktív hatásra felszabaduló hidrogén a kőzetekben levő szerves vagy szervetlen C-vel egyesül szénhidrogénné. PRATT (1934) a kőolajoknak a tengeri üledékek szerves anyagával szembeni, 1—8% közötti *H*-többletét vulkáni működéssel kapcsolatban felszabaduló hidrogénnek az „őskőolaj"-ba való belépésével indokolja. KROPOTKIN *et al.* (1971) viszont úgy vélik, hogy a szénhidrogének alkotórészei ugyanúgy származhatnak a földköpenyből, mint az üledékek szerves anyagából, vagy az utóbbi és a köpeny eredetű hidrogén egymásra hatásából.

A szervetlen elméleteknek az a gyöngéjük, hogy (az egyébként kifogástalan) laboratóriumi kísérletek feltételei és kiinduló anyagai nagyon eltérnek a szénhidrogén-előfordulások p/t viszonyaitól és anyagaitól; ezért kénytelenek a szénhidrogén-képződést olyan mélységekbe helyezni, amelyek viszonyait ellenőrizni nem tudjuk. Figyelmen kívül hagyják továbbá a szénhidrogéneknek az élő szervezetekre jellemző szerves vegyületeit, az üledékes kőzetekből a magmás és metamorf kőzetekbe való vándorlás lehetőségét, és azt is, hogy az utóbbiak szénhidrogénkincse csekély töredéke csupán az üledékes kőzetekének. Szervetlen tényezőkkel (hőmérséklet, nyomás, magmás benyomulás, felszálló hévizek, radioaktívitás, katalizátorok stb.) természetesen szerves származtatás esetén is számolnunk kell. *E tényezők kizárólagossága azonban a Föld történetének csak az élő szervezetek kialakulása előtti szakaszában képzelhető el.* De a prebiológiai időszaknak az üledékekbe átkerült szénvegyületei 3 milliárd év alatt oly mértékű biológiai, diagenetikus és termikus átalakuláson mehettek keresztül, hogy fennmaradásuk esélye a minimumra csökkent. Ezért — bár az élő anyag kifejlődéséhez szükséges első karbóniumforrást VINOGRADOV (1953) is a kristályos kőzetek finom eloszlású, abiogén grafitjában keresi — az üledékek szerves anyagát mégis általában az egykori élőlények testéből származtatja.

31.222 A szénhidrogének biogén keletkezése

31.2221 A biogén elmélet bizonyítékai. A szénhidrogén-telepek túlnyomó többsége olyan sekélytengeri, tavi és deltaüledékekben jelenik meg, amelyeknek még a telepekkel szomszédos, „meddő" részletei is 0,5—3,5%-nyi szerves anyagot (egyebek közt >0,05%-nyi szénhidrogént is) tartalmaznak.

Már a 19. sz. végén észrevették, hogy a skóciai és észak-amerikai olajpalák sok, részben már elbontott *alga-, gomba-, spóra, pollen-* és *baktérium*-maradványt zárnak magukba. Később mások kőolajokból mutattak ki — azok megszűrésével vagy centrifugálásával — *foraminiferákat, radioláriákat, diatomákat, rovartestekből származó hártyákat, spóra-, alga- és gombamaradványokat.* Bár azt a tényt, hogy bizonyos baktériumok hatására különböző növényi vagy állati eredetű szerves vegyületekből szénhidrogének keletkezhetnek, már több mint 100 éve ismerték, mégis meglepő volt, hogy BASTIN (1926) és utána sokan mások több km mélységből származó kőolajokban és peremi vizekben *élő baktériumokat* is találtak. Ezek nyilván a friss tengeri iszap gazdag és változatos baktérium-tenyészetének a mélyben uralkodó nagy nyomást és hőmérsékletet is elviselő mohikánjai, amelyek többsége zsírsavakból való szénhidrogén-fejlesztésre vagy -felhalmozásra képes (ZOBELL 1946).

Bár e tények együttese nagymértékben alátámasztja a szénhidrogének biogén eredetének először HENKEL (1725) által megpendített, majd ENGLER (1908) és ARHANGELSZKIJ (1927) által kifejlesztett elméletét, azt mégis a szerves kémiai és szénizotóp-vizsgálatok tették — számos „geokémiai fosszília" kimutatásával — úgyszólván vitathatatlanná. Míg TREIBS (1934) a levélzöld s az állati vérfestékek legfontosabb alkotórészeit (a 32—33 C- és 36—38 H-atomszám mellett még N-atomot pirrolgyűrűs kötésben tartalmazó *porfirineket*) mutatta ki különböző kőolajoknak lepárlás utáni aszfalt-maradékából, mások *hormonokat* és *koleszterineket* találtak abban, s a kőolajok, ill. a zsírok és olajok összetételének hasonlóságát, a kőolajok $^{13}C/^{12}C$ izotóparányának, nyomelem-társulásának, valamint optikai aktivitásának az élőlények szerves vegyületeiéhez hasonló voltát hangsúlyozták. A Mexikói-öböl szerves anyagban dús üledékeiben SMITH (1954) által kimutatott és — a betemetődéssel arányosan — fokozódó kőolaj-jelleget mutató szénhidrogének holo–pleisztocén korát radiokarbon módszerrel igazolták.

Ezért a 60-as évekig a kőolajképződés lényegét sokan az élő szervezetekben jelenlévő és a betemetődés után csak keveset változó *szénhidrogének közvetlen* — bár szelektív — *felhalmozódásában* látták. Jóllehet ennek lehetősége valóban fennáll, számos észlelet cáfolta annak kizárólagosságát. Kimutatták pl., hogy a kőolajokban gyakori, 3—14 közötti C-számú, könnyű szénhidrogének sem az élőlényekben, sem a recens üledékekben nem fordulnak elő. DUNTON—HUNT (1962) szerint a mai üledékekből hiányzó, 4—8 C-számú szénhidrogének mennyisége a miocéntől a prekambriumig az üledékek korával növekszik. Az élőlényekre és a jelenkori üledékekre jellemző, 15-nél nagyobb, páratlan C-számú *n*-paraffinok viszont mind a prekvarter üledékekben, mind a valódi kőolajokban a betemetődési mélység, ill. a földtani kor növekedésével egyre inkább háttérbe szorulnak. Különbségeket találtak továbbá az üledékes kőzetek kioldható *(bitumenes)* és szerves oldószerekben oldhatatlan *(kerogénes)* alkotói között is, egyrészt azok összetétele, másrészt kromatográfiai viselkedése tekintetében. Ráadásul PHILIPPI (1965) a Los Angeles-i és Ventura-medencebeli kőolajképződés maximumát e medencék 115 °C körüli hőmérsékletű mélységeiben állapította meg. Mindez a szénhidrogén-képződésnek *a kőszenek keletkezéséhez hasonló,* átalakulásos jellegét valószínűsítette, aminek formáját a kiindulási szerves anyag minősége mellett az üledékösszleten belüli hőhatások erőssége és időtartama alakítja ki.

31.2222 A szénhidrogének alapanyagainak felhalmozódása. A kőszénképződéshez hasonlóan, a szénhidrogének keletkezésének is az arra alkalmas szerves maradványok felhalmozódása és betemetődése az alapfeltétele. A szénhidrogén-képződés lehetőségét tehát

— a szervesanyag-felhalmozódás környezete,
— a szerves anyag minősége és mennyisége,
— a medencefenék fölötti víztest mozgásállapota,
— a betemetődő üledék mennyisége és szemcsézete,
— a szerves és szervetlen szemcsék mennyisége és kölcsönhatása,
— a víztest és az üledék redoxviszonyai,
— a bakteriális tevékenység intenzitása, és
— a földrajzi–ősföldrajzi helyzet változása

határozza meg.

Bár bizonyos mennyiségű, de kis C-atomszámú szénhidrogén cellulózból, ligninből, keményítőből és cukorból is képződhet, s a magasabb C-számú, N- és S-tartalmú szénhidrogének egy része fehérje- és ligninszármazék lehet, a szénhidrogének keletkezésében mégis a növényi és állati zsiroknak, olajoknak és viaszoknak lehet legnagyobb szerepük *(31.18 táblázat).* Az ezeket előállító lények nagy tömegben való termelődését és felhalmozódását, testük halál utáni bomlástermékeinek részleges fennmaradását leginkább a tengereknek és beltengereknek a szárazulatokkal szomszédos, peremi részei teszik lehetővé; itt ui. nemcsak a biológiai produktivitás, hanem a szervetlen üledékképződés is nagymérvű. Az itt betemetett szerves anyag zömét többnyire a fito- és zooplankton, meg a bentosz szervezetei szolgáltatják, beleértve ebbe a tengerfenék igen gazdag és változatos (az iszapfelszín 1 g-jában több százezer, sőt több millió példányt számláló) baktériumflóráját is; igen jelentős lehet továbbá a szél és a folyók által a szárazföldről besodort állati és növényi részek, spóra- és pollenszemcsék mennyisége. Ezek szerves vegyületcsoportjainak átlagos megoszlását a *31.19 táblázat* szemlélteti. Tengerparti deltáknak kiugróan nagy szervesanyag-tartalma részint a

31.18. táblázat. A szénhidrogének keletkezésében szerepet játszó szerves vegyületcsoportok elemi összetétele

Szerves anyagok	Elemi összetétel (súly%)				
	C	H	S	N	O
Szénhidrátok	44	6			50
Fehérjék	53	7	2	16	22
Lignin	63	5	0,1	0,9	31
Lipidek	80	10			10
Kőolaj	82—87	12—15	0,1—5	0,1—5	0,1—2

folyók hordalékából, részint a sós vízbe kerülő édesvízi lényeknek a tömegpusztulásából származik. A trópusi esőerdőkből érkező, „fekete vizű folyók" (Rio Negro, Amazonas, Kongó) nagy mennyiségű, oldott állapotú humuszanyagát a tengervíz kicsapja, 100—400 km-ig sötétebbre színezve a torkolat vidékét. A szélnek a szervesanyag-szállításban való fontosságára a ROMAN (1974) által a Fekete-tenger Ny-i peremének üledékeiben kimutatott pollen hatalmas mennyisége és a különböző pollentípusoknak a parttávolság függvényében való megoszlása utal. A lerakódó szerves anyag minősége természetesen a belőle keletkező szénhidrogén összetételére is befolyással van. *Humuszanyagokból pl. inkább naftén, a tengeri biomasszából pedig inkább paraffin bázisú kőolaj képződhet.*

Tengeri környezetek *biológiai produktivitását* (vagyis a bizonyos idő alatt termelt biomassza mennyiségét) főleg a fény, a hőmérséklet és az ásványi tápanyagok (különösen a foszfátok és nitrátok) mennyisége befolyásolja. Ezért az élő anyag termelődése részint a vízoszlop felső 60—80 m-ében, részint a partközelben a legélénkebb. A partközeli víz biológiai termékenysége kb. kétszer akkora, mint a nyílt óceáné. Ezért a szénhidrogén-képződés szempontjából a szárazulati padkák (selfek) élettársulásainak van a legnagyobb jelentőségük.

Akár az autochton (tehát a fenékiszapban vagy az afeletti vízrétegekben keletkező), akár az allochton (tehát a tenger más részeiről vagy a szárazföldről besodort, vagy leülepedés után újból áthalmozott) szerves maradványok megőrződése szempontjából *döntő fontosságú a leülepedés helye fölötti vízréteg mozgatottsága, a betemetődés sebessége és az iszaplakók tevékenysége.* Élénk vízmozgás ui. fenékeróziót eredményez, a finomabb szemcsék kimosásával durvítja az üledék szemcsenagyságát, s ezen keresztül csökkenti a szerves anyagnak a szervetlen szemcsék felületére való tapadását, erősíti a durvább üledék megnövekedett pórusterében, ill. az üledék feletti vízoszlopban folyó gázcserét, és így meggyorsítja ezek szerves vegyületeinek lebomlását. A szerves anyagban dús szuszpenziók kis sűrűségük miatt nehezebben ülepednek le; ezért lesüllyedésük fordítva arányos a víztest energiaszintjével. A vastagabb víztesteknek áramlásokkal a csendesebb vízrészek felé sodródó szerves anyaga útközben könnyen oxidálódik, vagy baktériumok bontják azt el (MEADE *et al.* 1975; MILLIMAN *et al.* 1975). Egyéb feltételek teljesülése esetén tehát *az alacsonyabb energiaszint általában kedvezőbb a szénhidrogén-képződésre.*

31.19. táblázat. Az üledékgyűjtők főbb autochton és allochton szerves anyagainak átlagos megoszlása

Élőlények és szerves anyagok	Főbb alkotók (súly%)		
	Lipidek	Fehérjék	Szénhidrátok
Zöld növények	2	7	75
Humusz	6	10	77
Fitoplankton	11	15	66
Zooplankton	15	53	5
Baktériumok	20	60	20

Kívánatos, hogy a *betemetődő üledék szemcsézete* közép- és finomszemcsés legyen. A szervetlen anyagban való gazdagság nem fűződik ugyan valamilyen különleges kőzetfácieshez, mégis inkább finomszemű üledékekben gyakori. Ez a kisebb szemcséknek a tömegükhöz képest nagy felület eredményezte nagyobb adszorpciókészségével (lényegében tehát az üledék agyagásvány-tartalmával) függ össze (HUNT 1963).

A tengervíz szerves anyagának lebegő, ill. oldott részét 0,4—0,8 μm lyukméretű szita segítségével lehet elkülöníteni. A szerves anyag mennyiségét általában annak szerves karbóniumtartalmával fejezik ki. Ezért a tengervíz (vagy az üledék) teljes szervesanyag-mennyisége helyett többnyire annak teljes szerves szén (*T*otal *O*rganic *C*arbon = *TOC*) mennyiségét adják meg a víz (ill. a kőzet) súlyszázalékában. Ennek a szitán fennmaradó hányada a *POC* (*P*articulate *O*rganic *C*arbon = szemcsés szerves szén); átszűrhető hányada pedig a *DOC* (*D*issolved *O*rganic *C*arbon = oldott szerves szén). MENZEL és RYTHER (1970) szerint a *POC/DOC* aránya az óceánokban 200—300 m alatti mélységben gyakorlatilag azonos; e mélység fölött azonban a *POC* mennyisége egyenesen, a *DOC*-é pedig fordítva arányos a szerves anyag termelődésével. *A szerves anyag képződésének és elbomlásának körfolyamata tehát főleg a felszínközeli vízrétegre korlátozódik*, a mélyebb vizek szerves anyaga kevéssé vesz részt abban.

Az ásványi részecskék (főleg az agyag- és karbonátásványok) leülepedésükkor különböző szerves anyagokat (aminosavakat, cukrokat, fenolokat stb.) ragadnak magukkal a tengervízből (BADER *et al.* 1960; CHAVE 1970; DEGENS 1970). Ez az adszorpció az oldott szerves anyagnak *(DOC)* szemcséssé (*POC*-ká) alakulását jelenti. BREGER (1963b) szerint a tengervíz szervesanyag-tartalmának zöme olykor eleve nagy molekulasúlyú komplexekből áll. Különösen fontos azonban, hogy a vízben oldódó vagy hidrolizálható szénhidrátokkal, fehérjékkel és származékaikkal szemben *vízben többnyire oldhatatlan lipidek az ülepedés során a szemcsés szerves anyaghoz (POC) kötődnek*, mert ez az üledék anyakőzetté válását jelentősen megkönnyíti. A Mexikói-öböl fiatal üledékein végzett C-izotópos vizsgálatok azt valószínűsítik, hogy a szerves és szervetlen anyag együttes kiválását és az üledékbe való beépülését az azok kölcsönhatása következtében fellépő adszorpció, koaguláció és elszigetelődés teszi lehetővé.

A szerves és szervetlen részecskék ülepedési sebességének a szerves anyag megőrződésében kulcsszerepe van. Gyors felhalmozódás esetén a tengervíz oxigén- és szulfáttartalmának az üledékbe jutása és ezzel az üledék szervesanyag-tartalmának oxidációja is lecsökken. Állandó szervesanyag-ellátást feltételezve, az üledék szervesanyag-koncentrációja fordítva arányos az ásványi részecskék mennyiségével. Arányukat azonban számos más tényező (pl. az ásványi szemcsék mérete, a víz mélysége, a vízzel való érintkezés időtartama, a fenékvíz mozgatottsága, az ásó–fúró szervezetek mechanikai s a heterotrófok biokémiai tevékenysége) is befolyásolja. Ezért a lerakódott üledék mennyiségének növekedésével annak szervesanyag-koncentrációja — maximális értékének elérése után — csökken. Jól példázza ezt a Niger deltája, ahol a finomszemcsés üledékek (a folyóvíz autochton és allochton szerves anyagban való bősége ellenére) a szervetlen törmelék nagy mennyiségének gyors leülepedése következtében, átlagosan csak 0,3—0,8 térfogat%-nyi szerves anyagot tartalmaznak.

A leülepedett szerves anyag megőrződésének feltételei között igen fontos *az iszap és a fenékvíz redoxpotenciáljának alakulása*. Szerves anyagok nagyobb tömegének CO_2 és H_2S termelődésére vezető bomlása egymagában is az oxigén-koncentráció csökkenését, redukciós környezet kialakulását, ezen keresztül a szerves anyagokból táplálkozó aerob lények háttérbe szorulását és rothadó iszap *(szapropélit)* kialakulását eredményezi.

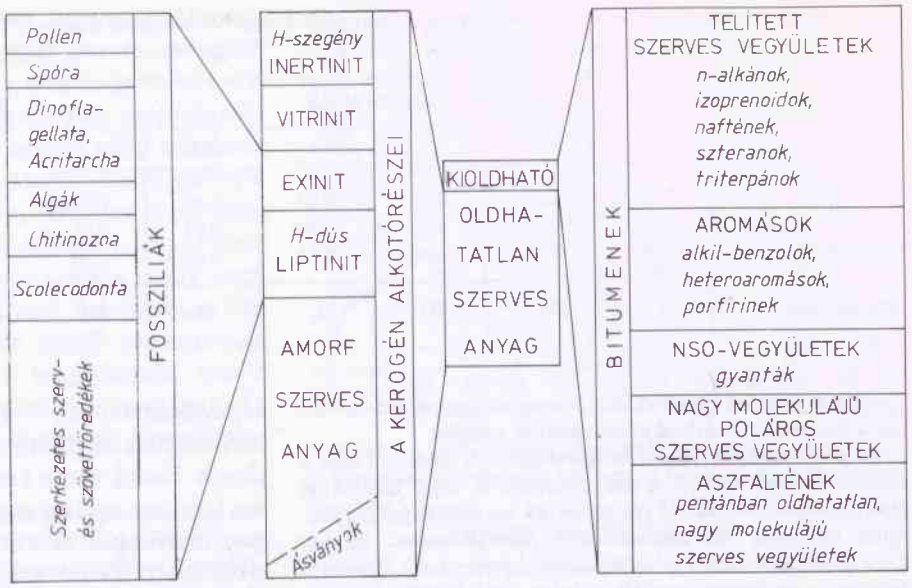
A *szapropél* fekete, klorofill-származékokban és más instabilis szerves vegyületekben gazdag, gélszerű anyag, amely tavakban és tengermedencékben kizárólag anaerob baktériumok hatására, a szerves törmelék lebontása révén képződik. A rendesnél nagyobb C_{org}-tartalmát és gyakori finomrétegzettségét az O_2/H_2S határnak a vízfenék fölötti elhelyezkedése s az ásó–fúró és iszapfaló szervezetek hiánya magyarázza. A nyomelemek közül benne különösen a V, Ni és a Mo gyakori.

Szapropélben gazdag üledékek, azaz *szapropélitek*, ott keletkeznek, ahol a vertikális vízkörzést erős haloklin akadályozza, vagy ahol a mélységi víz feláramlása és a termoklin magas helyzete következtében dús planktontenyészet jön létre. Ez utóbbi a víz O_2-tartalmának felhasználása és a lesüllyedő tetemek szerves anyagának oxidációja révén már kb. 50 m felszín alatti mélységtől kezdve több száz m vastag *oxigénhiányos vízréteg* kialakulását eredményezi. Az oxigénhiány kedvező geomorfológiai körülmények között *teljes anoxiá*ba csaphat át, és ez a felülről érkező szerves anyag vízfenéki feldúsulását okozza. A szerves anyag halál utáni pusztulása a hullámzásnak kitett, felszínközeli vizekben a legerősebb. Ezért igen lényeges, hogy ásványszemcsékre tapadt maradékuknak milyen vastag és mennyi oxigént tartalmazó vízoszlopon kell áthaladniuk, és ezt az utat mennyi idő alatt teszik meg. Oxigénben dús leszálló vagy fenékáramok pusztító hatása természetesen megakadályozza a szerves iszap kialakulását.

Nagy szerepe van a szerves anyag fennmaradásában a vízoszlop és az iszap *bakteriális aktivitásá*nak, vagyis annak, hogy az adott fény-, redox és pH-viszonyok a szerves anyagot gyorsabban bontó aerob, vagy az azt lassabban pusztító anaerob baktérium-tenyészetnek kedveznek-e. Különösen nagy a szulfátokat mérgező H_2S-sé alakító kénbaktériumok, valamint a szénhidrogéneket termelő vagy felhalmozó baktériumok jelentősége.

A jelenkori üledékes környezetek tanulmányozása (EMERY 1963, 1965) azt mutatja, hogy a szerves anyagok felhalmozódására a kontinentális padkák csendes vízzel borított részei, a lagúnák, a folyótorkolatok és a korlátozott vízáramlású medencék a legalkalmasabbak, mert a felsorolt tényezők összeszövődése itt (pl. a Kaliforniai-öbölben és a Karib-tenger térségében, Észak-Kanada partjain, valamint az eurázsiai selfnek Norvégia és a Tajmir-félsziget közötti részén) a legkedvezőbb. Alkalmas lehet azonban szervesanyag-felhalmozódásra a kontinentális lejtő felsőbb része is, ahol a leülepedő agyag és márga kötőereje ellensúlyozza a szerves anyag hígulását. A szerves anyag mennyisége azonban a mélytenger irányában csökken; lejtőalji felhalmozódása leginkább a magasabb helyzetű üledékek víz alatti csúszása által jön létre.

A földtörténet folyamán a tengervíznek mind az előnyomulásai, mind a visszahúzódásai nyomán létrejöhettek olyan — az édes- és sósvízi fáciesek átmeneteivel jellemzett — környezetek, amelyek különösen kedveztek a szerves anyag felhalmozódásának. Nem ta-



31.53 ábra. Az üledékes kőzetek hintett szerves anyagainak áttekintése BROOKS (1981a) nyomán

gadható azonban a tipikusan tengeri környezetek jelentősége sem. Szerves anyagban gazdag üledékek a múltban is mindig ott képződtek, ahol megfelelő volt a szervesanyag-utánpótlás, viszonylag csendes a víz, az uralkodóan finom szemcséjű ásványi részecskék pedig jobbára reduktív viszonyok között ülepedtek le.

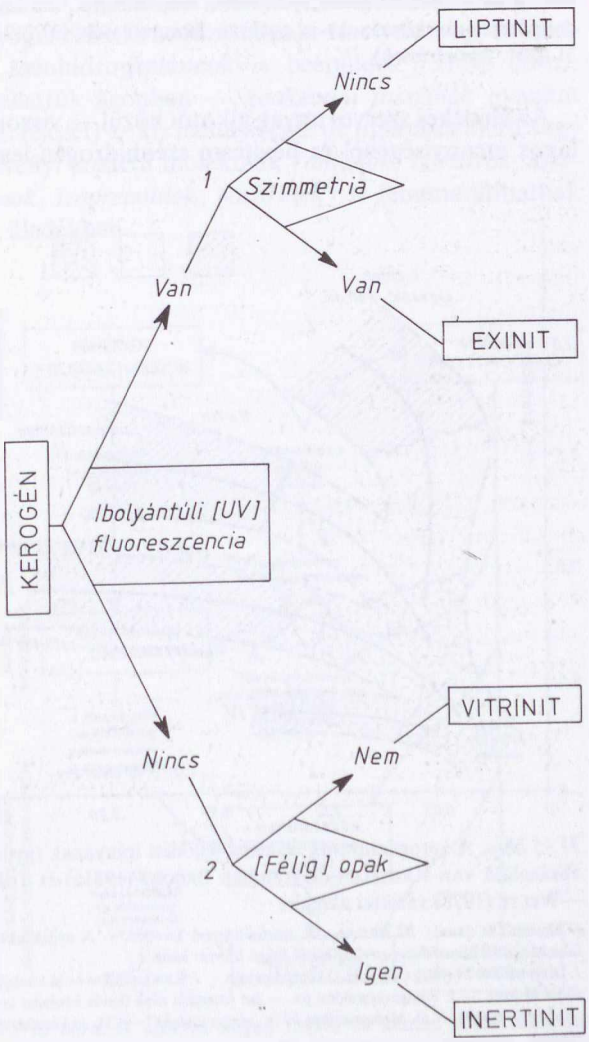
31.2223 A kőolaj keletkezése azoknak az átalakulási folyamatoknak az egyik állomása, amelyeken az üledékeknek a p/t viszonyok változására igen érzékeny hintett szerves anyaga a betemetődés fokozódása során keresztülmegy.

31.22231 A kerogén. Az üledékek hintett szerves anyaga kétféle, de rendszerint együtt előforduló alakban jelenik meg *(31.53 ábra)*:

a) Nem-oxidáló ásványi savakban, bázisokban és szerves oldószerekben oldhatatlan, 1,22—1,51 g/cm³ sűrűségű, olajimmerzióban 1,50—1,73 törésmutatójú, szilárd, a huminanyagokhoz hasonlóan sötétbarnás színű kerogén (31. fejezet). Ez a minták szénhidrogén-tartalmának kloroformos kivonása után visszamaradó, bonyolult összetételű, nagy molekulasúlyú, közönséges hőmérsékleten stabilis, heterogén polimer minden földtani időszak üledékeiben jelen van, és éretlen állapotban azok teljes szerves anyagának *(TOC)* több mint 95%-át teszi ki (DEGENS 1965).

Az üledékes kőzetek gyakran tartalmaznak határozott alakú és szerkezetű, szerves anyagú mikrofosszíliákat *(spóra- és pollenszemcsék, dinoflagellátáták, acritarchák, kutikulák, sporangium-töredékek, apró szövetmaradványok)*. Ezek a kerogén alakos alkotórészeinek minősülő részecskék az összes kerogénmennyiségnek csak néhány százalékát teszik ki.

b) Szerves oldószerekkel kivonható, s az oldószert világosbarnára színező *bitumen* (31. fejezet). Ez a telített szénhidrogének és származékaik, aromás vegyületek, O-, N- és S-tartalmú, nagy molekulájú, poláros szerves vegyületek, valamint pentánban oldhatatlan „nehéz" aszfaltének keverékéből álló anyag, amely a *TOC*-nak



31.54 ábra. A kerogéntípusok mikroszkópi elkülönítésének elve (*in* BROOKS 1981a):

1. Áteső és fluoreszcens fényben. — *2.* Áteső és visszavert fényben.

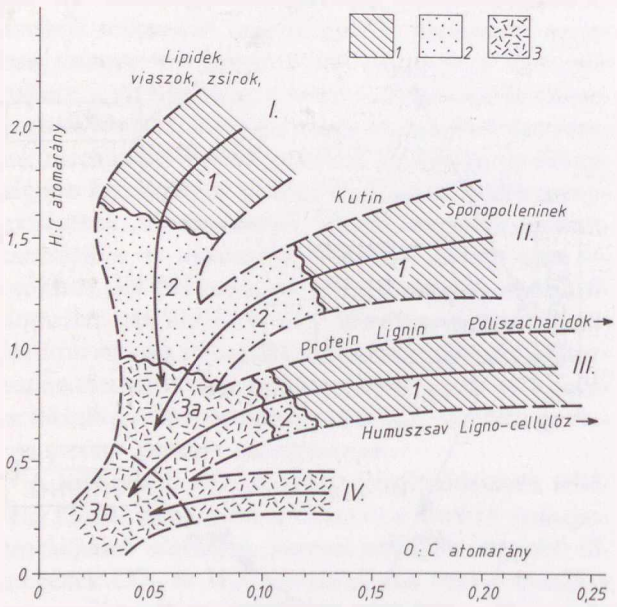
31.20. táblázat. A TISSOT—WELTE (1978)-féle kerogén alaptípusok átlagos atomarányai a szénhidrogénképződési főövek kezdetén

Szénhidrogén-képződési főöv	Atomarányok					
	H/C			O/C		
Kőolajablak	1,45	1,25	0,80	0,05	0,08	0,18
Nedves földgáz öv	0,70	0,70	0,60	0,05	0,05	0,08
Száraz földgáz öv	0,50	0,50	0,50	0,05	0,05	0,06
Kerogéntípus	I.	II.	III.	I.	II.	III.

5%-nyi, de alacsony hőmérsékleten is mozgásképes hányada, zömében a kerogén érés közbeni átalakulásának terméke.

Az élő test anyagai közül betemetődés után többnyire csak a védelmi szerepet betöltő, a mikrobiológiai és vegyi hatásokkal szemben leginkább ellenálló vegyületeknek van esélyük szinte változatlan formában való fennmaradásra *(sporopolleninek, viaszok, gyanták, kutinok, lignin- és poliszacharid-származékok)*. Ezenkívül azonban — geokémiai fosszíliák gyanánt — a lebomló növényi és állati festékek és anyagcseretermékek egyes igen jellemző alkotórészei (telített szénhidrogének, porfirinek, izoprenoidok, karotinoidok, terpánok, szteránok) is gyakran kimutathatók (31.212. és 31.2221. fejezetrészek).

Az üledékes szerves anyag alkotói közül — viszonylagos mennyiségénél és hevítésre szénhidrogén-leadó képességénél fogva — a *kerogén* a legfontosabb. Ezért felépítésének megállapítása sokirányú, beható kutatás tárgya. Ennek során kombináltan alkalmazzák a szerves kőzettan optikai módszereit át- és ráeső, közönséges, ibolyántúli és vörösöninneni fényben. Ezekkel elkülönített részeik kvantitatív fiziko-kémiai elemzése szerint a kerogének a szénkőzetek macerálcsoportjaival (31.121. fejezetrész) rokon alkotókat tartalmaznak; tulajdonságaikat, kőolaj- és/vagy földgázleadó képességüket pedig ezek részaránya határozza meg *(31.54 ábra)*. A TISSOT—WELTE (1978) által ennek alapján megkülönböztetett három fő kerogéntípust *(31.20 táblázat)* BROOKS (1981a) még egy negyedikkel egészítette ki *(31.55 ábra)*:



31.55 ábra. A kerogéntípusok termális fejlődési irányának (nyilak) ábrázolása VAN KREVELEN-diagramban BROOKS (1981a) és TISSOT—WELTE (1978) vázlatai alapján:

I. Liptinit-, *II.* exinit-, *III.* vitrinit-, *IV.* inertinit-típusú kerogén. — A nyilak az érési folyamatnak a hőmérséklet emelkedésétől függő irányát jelzik.

1. Diagenetikus öv (főleg CO_2 és H_2O képződésével). — *2.* Katagenetikus öv (a kőolajképződés fő öve). — *3.* Földgázképződési öv. — *3a.* Átmeneti zóna (kevés kőolajjal kevert „nedves földgáz"). — *3b.* Metagenetikus öv (a „száraz földgáz" — CH_4 — képződésének zónája).

A kiinduló szerves anyagok *H:C/O:C* arányai csak közelítő pontosságúak.

a) Liptinites típus, amelynek nagy hidrogéntartalma alifás láncokban való gazdagságának, aromás vagy O-tartalmú vegyületekben való szegénységének tulajdonítható. Finomszemcsés vagy amorf anyagát főként lipidekből és olyan szerves anyagokból (pl. fehérjékből) eredeztetik, amelyek bakteriális hatásra lipidekké esnek szét. Mivel N- és H-tartalma jóval nagyobb, mint az azonos érettségi fokú kőszéné, S-tartalma kicsiny, és a tavi alginitekben a leggyakoribb, általában algaeredetűnek tartják.

b) Exinites típus, a liptinitekénél kisebb, de még mindig nagy H-tartalommal, az alifás láncok mellett lényeges mennyiségű cikloalkánnal, aromás gyűrűvel és O-tartalmú funkciós csoporttal. Ez és nagyobb kéntartalma redukáló jellegű tengeri üledékek szerves anyagából való származását valószínűsíti.

c) Vitrinites típus, amelynek kis H- és nagy O-tartalma, túlsúlyban levő aromás vegyületei és O-tartalmú funkciós csoportokkal áthidalt, rövid alifás láncai lignines faanyagból való keletkezésre utalnak *(telinit, kollinit, vitrodetrinit)*.

d) Inertinites típus, amelynek átlátszatlan, fekete, nagy C- és kis H-tartalmú szemcséi elsősorban faanyagból származnak, a szénülés legkezdetén száraz környezetben oxidálódott. Keletkezését gyakran erdőtüzeknek tulajdonítják.

Pirolízises vizsgálatok szerint a legtöbb kőolaj a liptinites típusból nyerhető *(31.56 ábra)*. Az exinites típus jó kőolaj-, földgáz- és kondenzátum-képző. A vitrinites kerogén csak kevés kőolaj, de sok (bár a liptinit- és exinitnél kisebb mennyiségű) földgáz leadására képes. Az inertinites típusnak még a CH_4-potenciálja sem számottevő.

31.22232 A hintett szerves anyag mélységi átalakulása. A frissen leülepedő szerves anyagnak az élő szervezet vegyületeiéhez még nagyon hasonló összetétele a lerakódás után jelentősen megváltozik. Ha a bezáró üledék pórustere hosszú ideig tartalmaz O_2-t, szervesanyag-tartalma gyakorlatilag megsemmisülhet. Ha viszont a pórustér O_2-tartalma hamarosan elfogy, vagy — anoxikus fenékvíz esetén — már eleve sem tartalmazott O_2-t, a diszperz szerves anyag szapropéllé alakul (31.2222. fejezetrész). A lerakódott üledék legfelső néhány méterében lezajló *szaprofikáció* során az élő anyag bonyolult biopolimerjei kisebb szerves egységekké (monomerekké) bomlanak le. *Mindezen változások a szerves diagenezis korai szakaszát jellemzik.*

Mivel a szerves anyag megsemmisülése az oxigénellátottság mértékétől függ, az oxidatív jellegű, vörös színű, kontinentális kőzetek, amelyek autigén ásványtársaságát a hematit, limonit, goethit, a mangánoxidok, a kaolinit, a kaolinites hidrocsillám vagy az Al-oxidok és -hidroxidok jellemzik, a szénhidrogénképződés szempontjából kedvezőtlenek. Kedvező geofáciest jelentenek viszont a szürke színű törmelékes és karbonátos rétegsorok, amelyeket a glaukonit, foszforit, sziderit, dolomit autigén keletkezése tüntet ki. A szerves anyag elbomlása durvaszemű üledékben nagyobb mérvű, mint a finom szeműben.

A szerves diagenezis késői — Vasszojevics *et al.* (1969) által már protokatagenetikusnak nevezett — szakasza a bezáró üledék litifikációja alatt és/vagy után, de csak a kb. 50 °C-nak megfelelő betemetődési mélységig lezajló, az előbbieknél lényegesen hosszabb időt igénylő, kisebb intenzitású változásokat öleli fel. Ennek során az anaerob pélitek monomerjeinek átalakulása az összefoglalóan kerogéneknek nevezett geopolimerek felé halad *(31.57/a* és *31.57/b ábra)*. Ez utóbbiak kőzetbeli képződésének két fő forrása van: *a)* a palinomorfák, algák, szövetmaradványok, gyanták, vitrinitek stb. diagenezis közben is fennmaradt, elsődleges biopolimerjei; *b)* a hőbomlás során képződött monomerek kondenzációja és/vagy polimerizációja révén másodlagosan kialakult termékek.

A szerves anyag diagenezise közben végbemenő *kémiai reakciók* Brooks (1981a) szerint a következőképpen csoportosíthatók:

1. a sajátos C—C kötések szétválása [pl. a klorofill *(31.4 ábra: 2)* molekula porfirin- és fitol-molekulára való bomlása];

2. a telítetlen C—C kötések számának csökkenése (pl. az olefinek alkánokká alakulása; egyszerű C-gyűrük, ill. keresztkötések képződése);

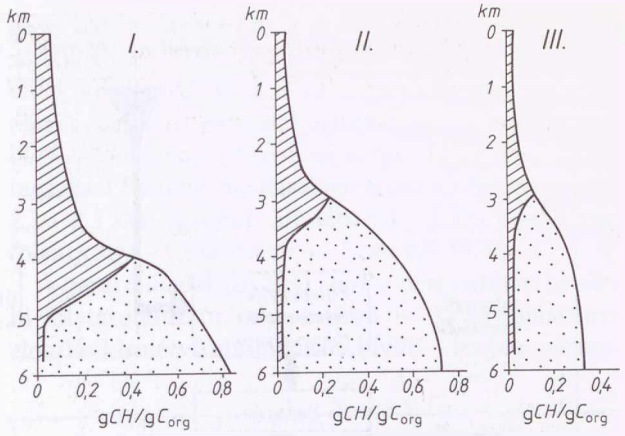
3. egyes gyökök (pl. —COOH, $—CH_3$, $—NH_2$, —OH, —S vagy —SH) elvesztése CO_2, CH_4, NH_3 vagy N_2, H_2O, S vagy H_2S kilépése közben;

4. H-atomoknak a molekulák közötti újraelosztása;

5. policikloalkánok és aromás vegyületek képződése;

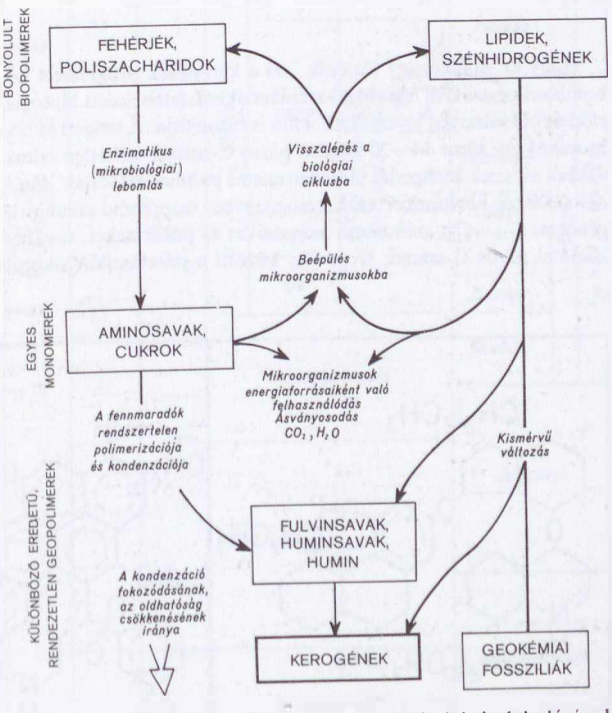
6. izomerek kialakulása.

E folyamatok eredményeként a biopolimereknek a bakteriális degradáció során szétesett és a mikroorganizmusok által föl nem használt alkotórészeiből előbb részint hidrogénben dús, nyílt C-láncú lipidek, részint barna színű fulvin- és huminsavak keletkeznek (31.1443. fejezetrész); majd az utóbbiak oldhatatlan kerogénekké kondenzálódnak, amelyekbe egyes lipid- és szénhidrogénláncok is beépülnek *(31.58 ábra)*. Mellettük azonban — *geokémiai fossziliák* gyanánt (31. fejezet) — kis mennyiségű, de tipikusan állati vagy növényi eredetű molekulák *(alkánok, zsírsavak, szteránok, izoprenoidok, porfirinek)* is fennmaradhatnak az üledékben.

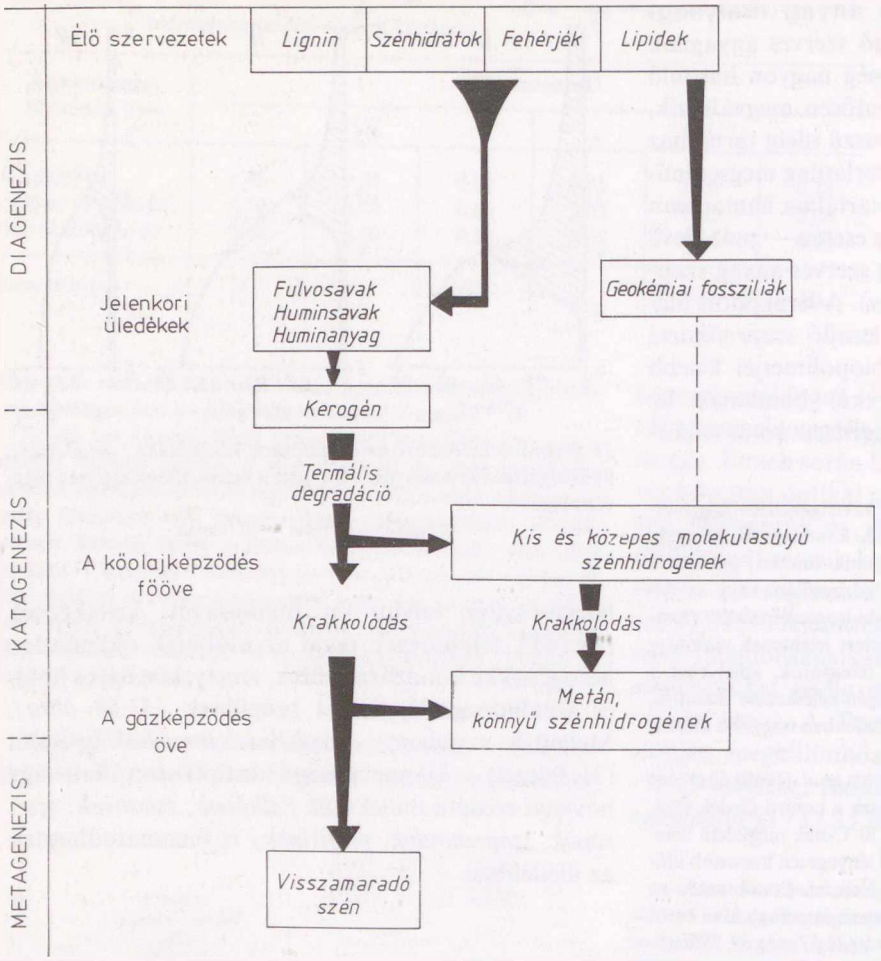


31.56 ábra. A különböző kerogéntípusok kőolajleadó *(vonalkázás)*, ill. földgázleadó *(pontozás)* képessége a betemetődési mélység függvényében

I. Liptinit. — *II.* Exinit. — *III.* Vitrinit.

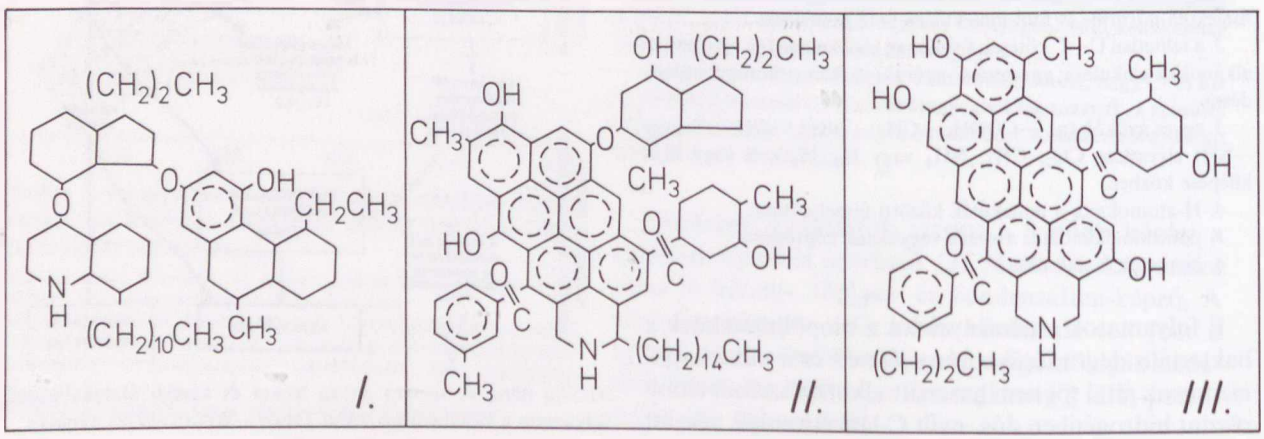


31.57/a ábra. A szerves anyag fizikai és kémiai átalakulásának folyamata a betemetődés során Tissot—Welte (1978) nyomán



31.57/b ábra. A szerves anyagok szénhidrogénné alakulásának vázlata, TISSOT—WELTE (1978) nyomán

Hogy ez valóban így történik, azt a kerogének progresszív hőbomlásakor azokról leszakadó szénláncoknak feltételezett biológiai elődeikből könnyen levezethető volta is bizonyítja. A tengeri és tavi fitoplankton zöme 14—20 közötti páros C-számú, telítetlen zsírsavakból áll; ezek leülepedés után kerogénné polimerizálódnak. *Holocén üledékek* hevítésekor azok kerogénjeiből izoprenoid szénhidrogéneket, C_{14}—C_{28} szénszámú zsírsavakat és porfirineket, továbbá zömmel páros C-számú, C_{15}—C_{30} közötti *n*-paraffinokat sikerült előállítani. *Az eocén korú Green River Formáció* (USA) algamaradványokban igen gazdag olajpalái a pirolízis kezdetén még csak izobutánt és izopentánt, nagyobb hőmérsékleten azonban már 4—12 közötti, páros és páratlan C-számú, zömmel egyenes láncú, telített szénhidrogéneket adnak le, kevés izo- és cikloalkán kíséretében. A hosszú alkil-láncok leszakadása után visszamaradt kerogén anyag viszont aromás vagy hidroaromás gyűrűkké kondenzálódik.

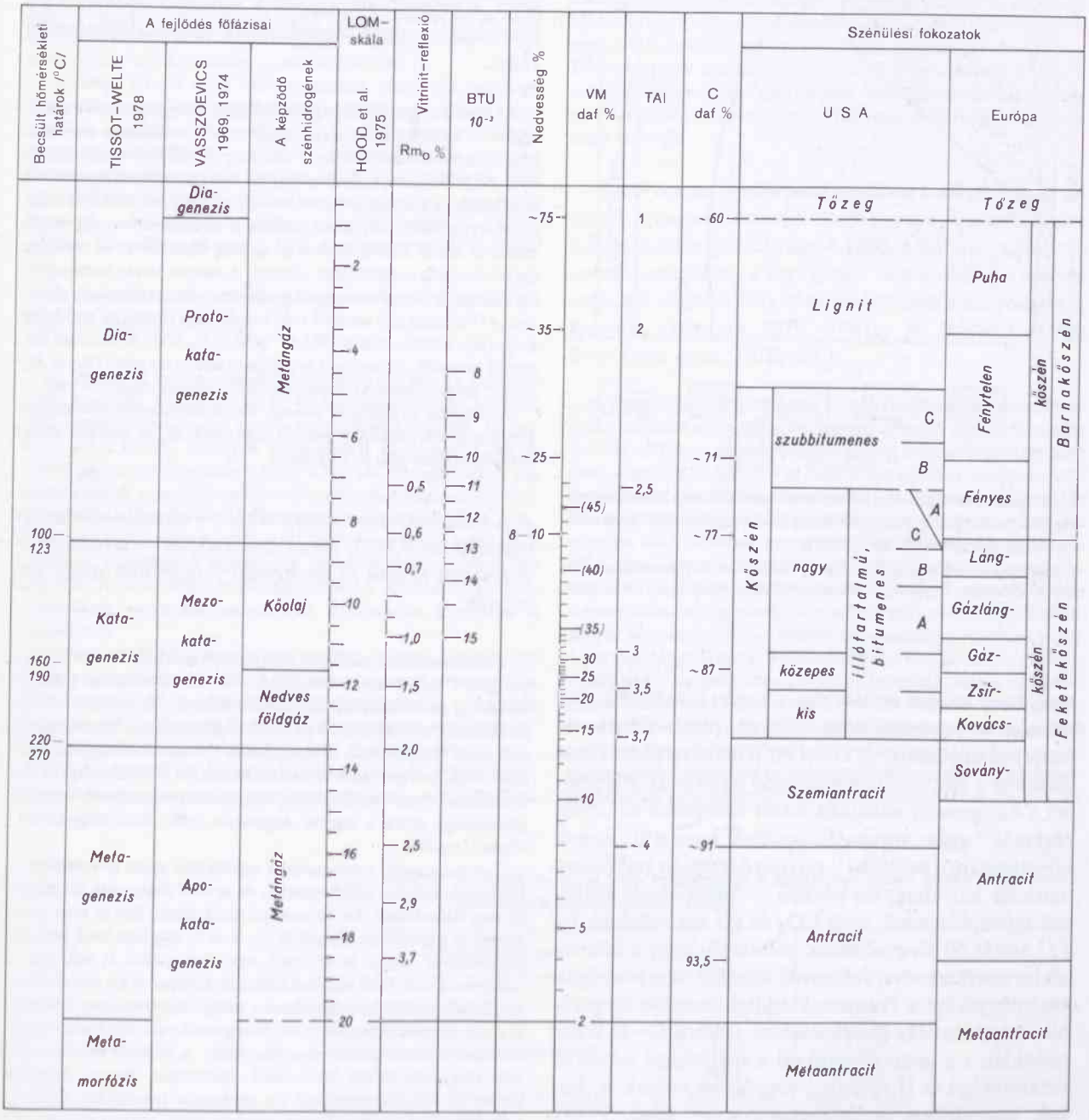


31.58 ábra. A kőolajképződés szempontjából legfontosabb kerogéntípusok szerkezeti elemeinek vázlata

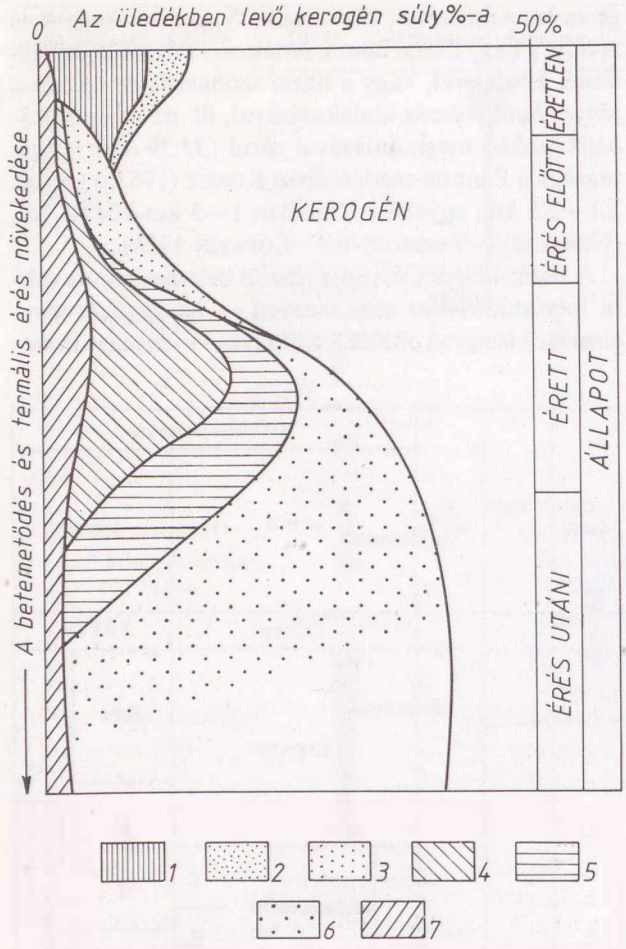
I. Liptinites típus. — *II.* Exinites típus. — *III.* Vitrinites típus.

A diagenezis alsó határa, a medencetöltelék anyagától, korától, süllyedés- és hőtörténetétől, valamint a kerogén típusától függően, területenként különböző mélységekben van. E határig — CO_2 és H_2O mellett — részint bio-, részint diagén hatásra elsősorban CH_4 képződik, bár a mélység növekedésével (a hazai neogénben már 0,35—0,40% R_0-tól kezdve) rohamosan nő az etán–bután, s a kondenzátumot alkotó szénhidrogének mennyisége, és az első (heterovegyületekben gazdag) kőolajnyomok is megjelennek; a cellulózban és ligninben dús növényi részek halmazai pedig tőzeggé és barnakőszénné alakulnak. A szerves diagenezis zónája a nagy illótartalmú, *bitumenes kőszén* képződésének kezdetével, vagy a hazai szóhasználat szerint a *fényes barnakőszén* kialakulásával, ill. az *intenzív kőolajképződés* megindulásával zárul *(31.59 ábra);* vastagsága a Pannon-medencében KONCZ (1983a) szerint 2,1—2,5 km; egyébütt általában 1—3 km között van (NERUCSEV—VASSZOJEVICS—LOPATIN 1976).

A bezáró üledék ásványi része a betemetődés további folytatódásakor sem szenved — az agyagásvány-eloszlás kismérvű eltolódásain kívül — lényeges össze-



31.59 ábra. A szerves anyag fejlődésének fő fázisai a szénhidrogénképződés és a szénülés folyamán (TEICHMÜLLER M. és R. 1978)
LOM, VM, BTU, TAI: l. a 31.22234. fejezetrészt. — *daf:* száraz anyagra vonatkozó érték.



31.60 ábra. A kerogén és a kerogénszármazékok súly%-os mennyiségének változása a betemetődéssel járó termális érés folyamán. — Vázlat BROOKS (1981a) nyomán

1. Biológiailag termelődő metán. — *2.* „Proto-kerogén". — *3.* A rezinekből származó korai kondenzátum. — *4.* Kőolaj. — *5.* Kondenzátum és nedves gáz. — *6.* Termális metán. — *7.* CO_2, H_2O stb.

tételi vagy szöveti elváltozást. Csupán tömörödik, porozitása és permeabilitása csökken, pórusvizének sótartalma emelkedik, és közel jut a telítettséghez. Ezzel szemben a szerves diagenezis alsó határának átlépésével a *katagenezis* zónájába jutott kerogének az „érési reakciók" egész sorozatán mennek keresztül. Ennek következtében belőlük — növekvő termális stabilitású maradék hátrahagyása közben — folyékony és gáznemű szénhidrogének, meg CO_2 és víz szabadulnak fel *(31.59, 31.60 ábra)*. Érésük abban áll, hogy a hőmérséklet emelkedésével fokozódó termális degradációjuk eredményeként a H-atomok addigi eloszlása megszűnik, az új eloszlás kialakulásával számos C—C kötés elszakad, s a geopolimerekről a mélységgel növekvő illékonyságú és H-tartalmú vegyületek válnak le. Ennek megfelelően a katagenetikus öv felső, PUSEY (1973) által *folyadékablak*nak, VASSZOJEVICS *et al.* (1969) által *kőolajképződési főöv*nek nevezett részében a kerogén progresszív evolúciója során főleg *kőolaj*, mélyebb részében pedig *könnyű szénhidrogének* sora, *kondenzátum*, majd *nedves földgáz* (31.211., 31.212. fejezetrész) képződik. A kőolajat már a folyadékablakban is kísérő termális metán mennyisége a mélység felé egyre növekszik. A szerves anyagok tömeges felhalmozódásának katagenetikus fejlődése növekvő szénülésfokú feketekőszén-fajták keletkezésére vezet, amit folyékony szénhidrogén*nyomok* mellett főleg *termális metán (31.10* és *31.57 ábra)* képződése kísér. A katagenezis az alifás szénláncoknak a kerogénből való eltűnésével, a kőolajképződés szinte teljes megszűnésével, a kerogén-alapegységek újrarendeződésével s a feketekőszén antracitosodásának megkezdődésével ér véget.

Az üledékes szerves anyag fejlődésének *metagenetikus* (VASSZOJEVICS—TIMOFEJEV 1979 szerint apogenetikus) *szakasza* a szervetlen üledék anchimetamorfózisának felel meg. Ez utóbbit az agyagásványok közberétegzett vizének elvesztése, azok kristályossági fokának emelkedése, a goethitnek vízvesztés útján hematittá való alakulása, a töréses palásság, a nyomási oldódás és az átkristályosodás megjelenése és ennek következtében az eredeti kőzetszövet és szerkezet átalakulásának megindulása jellemzi. A szerves anyag metagenezisét viszont az idáig fennmaradt geopolimer-alapegységek megbomlása, s H-atomoknak azokról való leszakadása tünteti ki, ami folyékony fázis nélküli *„száraz földgáz"* (CH_4), N_2, CO_2, H_2S, elemi kén, szenes maradék, ill. antracit képződését hozza magával (*Berta Rogers-1. fúrás*, Anadarko-medence, USA: talpmélysége 9583 m).

A zöldpala és amfibolit fáciesű, *valódi metamorfózis* kezdetét a kerogének maradékának grafittá alakulása, ill. az antracit metaantracitosodása jelzi *(31.59 ábra)*.

A hintett szerves anyag tehát — termális evolúciós modelljének *(31.10 ábra)* megfelelően — a betemetődés során *három fő geokémiai folyamaton* megy keresztül:

1. A diagenetikus stádiumot CO_2 és H_2O alakban történő O-vesztés, az O/C arány csökkenése, a H/C arány lassú változása, polikondenzáció, az oldhatóság csökkenése jellemzi. E stádium *éretlen* (immaturus) szakaszában a mikrobiológiai aktivitás biogén metán, *érés előtti* (prematurus) szakaszában a kerogének kialakulása termális CH_4, nedves gázok és heteroatomos (N, S, O) összetevőket is tartalmazó korai kondenzátum képződését eredményezi. A gázok gyakorisága miatt a szerves diagenezis övét *„felső földgázzóna"* néven is említik.

2. A katagenezis stádiumában a szerves érés gyors H-vesztéssel, a H/C arány hirtelen csökkenésével, de az O/C arány csak kis mértékű megváltozásával járó folyamatai uralkodnak. Bár az érett kerogénnek és a korábban képződött N-, S- és O-vegyületeknek kedvező körülmények között is kb. csak egy része alakul át kőolajjá, *a katagenetikus öv felső részében* képződő, közepes és kis molekulasúlyú, folyékony szénhidrogéneknek a mennyisége általában felülmúlja a gáz állapotúakét. (Vitrinites kerogénből való származás esetén azonban a gázok mennyisége nagyobb.) A létrejött szénhidrogének elegyének nincs határozott összetétele; benne azonban olyan, 15—30 C-atomszámú s a geokémiai fosszíliákra emlékeztető vegyületek is előfordulnak, amelyek vagy „szabad molekulák" gyanánt, vagy kerogénekhez kötődve (de most azokról leszakadva) a diagenetikus övből öröklődtek át.

A katagenetikus öv mélyebb részében mind a maradék-kerogén, mind a már kialakult nehezebb szénhidrogének egyre több C—C kötésének megszakadása folytán a szénhidrogén-elegyben a könnyű szénhidrogéngázok jutnak túlsúlyra. A folyamat kinetikájából és a kerogén előrehaladott szerkezetéből következően ezek között hamarosan a metán válik uralkodóvá *(31.59 ábra)*. A reakciók sorozatát az atomi arányok megváltozása jellemzi: a kőolaj H/C aránya 1,5—2,0 között van; a tiszta metáné 4,0. A kerogén maradékának H/C aránya viszont a katagenezis végéig kb. 0,5-ig csökken (TISSOT—WELTE 1978).

3. A metagenezis stádiumában a kerogén *H/C* aránya a nulla felé közeledik. A leglabilisabb alkotóitól már a katagenezis folyamán megszabadult kerogén szerkezete teljesen átrendeződik. E folyamat kezdeti, *metagenetikus* szakaszában a kerogén — némi metánon kívül — más jelentősebb mennyiségű szénhidrogént leadni már nem képes. Nagy mennyiségű metán csak a nagy mélységbe került anyakőzetek és kőolajtelepek szénhidrogénjeinek krakkolódásával (szétdarabolódásával) keletkezhet *(„alsó földgázzóna")*.

A metán felszín alatti előfordulásának maximális mélységét mindeddig nem sikerült meghatározni, hiszen ez — átlagos geotermikus grádienssel és a metán 550 °C-nál is nagyobb bomlási hőmérsékletével számolva — több 18—19 km mély fúrást igényelne. A metán mélységi eloszlását azonban kéntartalmú vegyületek jelenléte is befolyásolja, mert az ezekből származó elemi kén vagy szulfát a metánt — H_2S fejlődése közben — karbóniummá, ill. CO_2-dá alakítja. Ezt a *Berta Rogers-1.* fúrás alján tapasztaltak igazolják.

A szerves anyag szénhidrogén-termelő képességét illetően megállapítható:

a) Bármilyen szerves anyagból képződhet földgáz, ha megfelelő időre megfelelő mélységbe kerül; több-kevesebb kőolaj azonban csak meghatározott típusú szerves anyagokból keletkezik. Jól példázza ezt a kőszén, amelynek földgázképző képességét KARWEIL (1956) geokémiai vizsgálatain kívül a Nyugat-Európa karbon kőszéntelepeinek szomszédságában levő hatalmas földgáz-előfordulások igazolták. Ezenkívül pedig kőszenekhez kapcsolódó, ipari jelentőségű kőolajtelepeket is találtak (31.1623. fejezetrész). A kőszenek mérsékelt kőolajképző képessége a vitrinit típusú kerogénekéhez hasonló. A nehezebb szénhidrogéneknek a kőszénből való elvándorlását egyébként annak erős adszorpciós képessége is megnehezíti.

b) Az a szénhidrogénmennyiség, amelyet valamely képződmény kerogénje egyáltalán leadhat, *a képződmény genetikai potenciálja*. Ennek pirolízissel megállapítható számszerű értéke a kerogén mennyiségétől és típusától függ. Az utóbbit a szerves anyag származása és a mikrobiológiai degradáció foka határozza meg.

c) A kerogénből ténylegesen képződött kőolaj és földgáz mennyiségének, ill. a kerogén genetikai potenciáljának a viszonyszámát *átalakulási aránynak* nevezzük. Ez a genetikai potenciálnak az adott földtörténeti körülmények közötti megvalósulását kifejező érték ugyancsak pirolízissel határozható meg.

31.22233 A nyomás, a hőmérséklet és az idő szerepe. A szénhidrogénképződés lehetőségét a rendelkezésre álló szerves anyag típusa és mennyisége mellett annak éréstörténete határozza meg.

A *nyomás*nak az érésre gyakorolt hatását nehéz megítélni, mert értéke a betemetődés során a hőmérsékletével együtt növekszik, s a mélységgel arányos hidrosztatikus nyomást részben a kőzet fluidumtartalmának hő okozta kiterjedése is növeli. A nyomás szerepét a kaliforniai Ventura-medencében végzett vizsgálatok negatív eredménye alapján többnyire alárendeltnek tartják. Általában csak a szerves érés kezdő szakaszára s a kerogén egyes optikai sajátságaira kifejtett hatását ismerik el (TING 1981). Ezzel szemben a Párizsi-medence agyagos képződményeiben nagy nyomáson a heteroatomos összetevők (a gyanták és aszfaltének) mennyiségének csökkenését észlelték.

A szerves anyagok átalakulásában a hőhatás nagyságának és tartamának van döntő szerepe. Ezt nemcsak a kőolajkutatás gyakorlata, hanem algákon, pollen- és spóraszemcséken, a kerogénen és a kioldható szerves anyagon végrehajtott szimulációs kísérletek tömege is igazolja (BROOKS 1970, 1981a, b; BOSTICK 1979; STUERMER *et al.* 1978; stb.).

A rövid időtartamú, de magas hőmérsékletű laboratóriumi kísérletek egyébként igen értékes eredményei mégsem vihetők át minden további nélkül az összehasonlíthatatlanul hosszabb földtani idők alatt, alacsonyabb hőfokon és lassúbb hőmérséklet-emelkedés közben lezajlott, természetes szerves érési reakciókra. Joggal emeli ki BROOKS (1981a), hogy a kísérleti érlelés és a természetes szerves érés termékei hasonlíthatnak ugyan egymásra, a kétféle folyamat közbülső termékeinek és szenes maradékának az összetétele és szerkezete között mégis jelentős különbségek vannak. *A laboratóriumban hevített szerves anyag mindig alacsonyabb szerves érési szintet mutat, mint az ugyanazon hőfokon földtani időkön át maradt földtani minta.* Az extrapolációból eredő tévedéseket felsorolva, SNOWDEN (1979) is nyomatékkal hangsúlyozza: a földtani hőmérsékletek és más paraméterek számítását nem szabad a pirolízis kinetikai adataival helyettesíteni. A földkéreg zárt vagy erősen lefojtott rendszereiben uralkodó magas hőmérsékletek és nyomások alatt végbemenő termodinamikai folyamatok ui. nehezen modellezhetők, s a szénhidrogénképződés más összetevői sem rekonstruálhatók tökéletesen. Ez

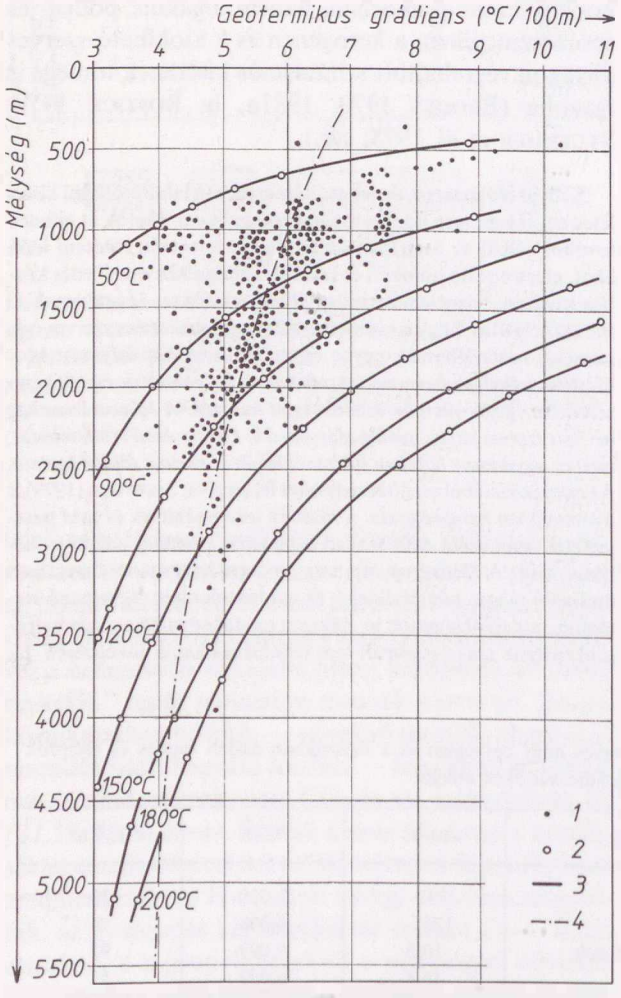
31.21. táblázat. A földkéreg egyes nagy egységein és a hazánkban észlelt rendes és reciprok geotermikus grádiensértékek átlagai

Földtani egységek	m/°C	°C/m	°C/km
Szárazulati táblák	33	0,030	30
Régi pajzsok	125	0,008	8
Vulkáni területek, fiatal medencék	10,3	0,097	97
A skóciai self	45,4	0,022	22
Nagymélységű fúrások (USA, SZU)	32,2—56,5	0,031—0,018	31—18
Hazai mélyebb fúrások	25	0,040	40
A magyarországi átlag	18	0,055	55

azt jelenti, hogy *az üledékes szerves anyag földtani térben és időben történt átalakulása csak közelítően ismerhető meg.*

A jelenkori kéreghőmérsékleti jellemzők értéke — amelynek alakulása a kőzetek hővezető képességétől, a konduktív hőfluxustól és a rajtuk keresztüláramló vizek hőmérsékletétől függ — mind földtani egységenként *(31.21 táblázat)*, mind ugyanazon egységen belül, a mélység függvényében jelentősen ingadozik *(31.61 ábra)*. Ezek közül a *geotermikus grádiens* (dT/dh) a földkéreg °C-okban kifejezett hőmérsékletének a neutrális zónán túli, 1, 100 vagy 1000 m-enkénti emelkedését kifejező érték. Fordítottja — a *reciprok geotermikus grádiens* (dh/dT) — viszont azt fejezi ki, hogy az évi középhőmérséklettel jellemzett neutrális zónán túl mekkora függőleges távolságban emelkedik a hőmérséklet 1 °C-kal.

A kontinensek és óceánok hőárama, amelynek átlagát 1,5 μcal/cm^{2}s^{-1}-re becsülik, az óceáni hátságoktól távolodva csökken. Kicsiny az értéke a hideg kéreglemezeket elnyelő mélytengeri (szubdukciós) árkokban; nagy az ív mögötti medencékben és a mély kéreghasadékok mentén, ahol a forró köpenyanyag, ill. a belőle származó magma fölemelkedik. A szénhidrogén-előfordulások 75%-a azokra a nagyobb lemezeket szegélyező self-medencékre esik, amelyek aljzata a kontinentális és óceáni kéreg közötti átmenetet képviseli. E peremi medencék a szerves anyag produkció és geotermikus állapotuk kedvező volta miatt oly előnyös helyzetben vannak, hogy a Föld jövőbeli kőolajkészletének zömét ezek töltelékében remélik feltárni.



31.61 ábra. A geotermikus grádiens mélység szerinti ingadozása nagyalföldi mélyfúrásokban Völgyi (1979) szerint

1. Tényleges adat. — *2.* Izoterma-szerkesztési pont. — *3.* Izoterma. — *4.* Az átlagos grádiensváltozás vonala.

Pusey (1973)-nak 12 mezozóos és tercier óriásmező mintáin végzett ESR (31.2343. fejezetrész) mérései szerint a folyékony szénhidrogénfázis következetesen a 65—150 °C-ú őshőmérsékleti intervallumhoz kötődik ugyan, de a helyi geotermikus grádienstől függően 820—5250 m közötti mélységben helyezkedik el. Ezen belül a nagyobb szénhidrogén-felhalmozódások 50%-a 2 km-nél kisebb mélységbe, 40%-a 2—3 km közé esik, és csak kb. 10%-a van 3 km-nél mélyebben. Brooks (1981a) *szerint a kőolajkészletek 5,2 km-nél mélyebb fúrásokkal* aligha gyarapíthatók. *4 km-től kezdve* a földgáz részarányának a kőolajjal szembeni növekedésére lehet számítani. *5,2 km-nél nagyobb* mélységből a szerves érés törvényei szerint csak földgáz várható.

A szénhidrogénkészletek medencetípusok szerint változó mélységét azok hőáram-különbségei magyarázzák. A kontinenseket szegélyező kelet-ázsiai, közép-iráni, kaliforniai és más fiatal medencék kis mélységű, de jelentős kőolajkészletei minden bizonnyal a medencetöltelék idősebb részéből vándoroltak mai helyükre. Minél nagyobb a szerves érés határain belül fekvő törmelékes összlet hőárama, annál inkább számíthatunk arra, hogy benne — a kőolajfelhalmozódás üledéktani és szerkezeti feltételeinek teljesülése esetén — nagy kőolajkészlet tárolódik.

A betemetődő és kőzetté váló üledék mindenkori hőmérsékletét a befogadó medence süllyedésének mértéke szabja meg. Minél mélyebbre kerül az üledék, hőmérséklete — a geotermikus viszonyok függvényében — az idő múlásával annál inkább emelkedik. Ha a süllyedés megáll, akkor az üledék hőmérséklete sem változik; sőt — a medencefenék emelkedése és az azzal párosult lepusztulás eredményeként — az üledék újból alacsonyabb hőmérsékletű szintekbe kerülhet. Az üledék hőfokának ezt az időben lezajló változását az üledék hőtörténetének nevezzük.

A *hőtörténet* lefolyása azonban nem mindig egyszerű, mert azt rendkívüli hőtermelő vagy hőelvonó folyamatok (pl. nagyobb magmás tömegeknek az üledékbe nyomulása, az üledéknek vastag lávatakaróval való befedődése, hidrotermális működés, tektonikus mozgások okozta hőmérséklet-emelkedés, a felszínalatti vízáramok rétegtömörödés vagy szerkezetalakulás okozta irányváltozásai) jelentősen befolyásolhatják.

A betemetődő üledékre ható hőmérséklet, az üledékes medence süllyedéstörténetének egyidejű figyelembevétele mellett, az üledék szórt szerves anyagának *vitrinitreflexiós* vizsgálatával becsülhető (31.141. fejezetrész), ha a reflektogramban az üledékek durvább szemcséibe zárt, idősebb vitrinit a szinszedimentációs vitrinittől jól elkülönül (Karweil 1956). Jó értékeket adhat azonban a Walter-féle (1973) *ESR* (electron spin resonance) *módszer* vagy a *homogenizációs hőmérsékletmérés* is (Currie—Nwachukwu 1974).

A kőolajképződéshez szükséges *reakcióhő* értéke tehát a katagenezisnek a reakciókinetikai törvények szerint alakuló jeleiből (a vitrinitreflexió értékeiből, a

spóra- és pollenszemcsék elszíneződéséből, az ESR-értékekből stb.) kiszámítható. A szénhidrogénképződés kezdetének vagy fő fázisának a *földtani idejét* azonban nem mindig lehet világosan meghatározni, jóllehet igen fontos lenne azt a csapdaképződés idejével összehasonlítani. A szénhidrogénképződéshez szükséges *„fűtési időtartam"*-ot (Connan 1974; Hunt 1975) ui. — a hőhatásnak a leülepedést követő kezdete miatt — még az anyakőzet korának ismeretében is csak becsülni lehet. Ennek ellenére, az azonos geotermikus grádiensű, de különböző korú képződmények szerves anyagainak átalakultsági fokát mélység szerint összehasonlítva kitűnt, hogy míg a kb. 400 millió éves devon korú kőzetekben a kőolajképződés fő fázisának kezdetéhez 50 °C hőmérséklet is elegendő volt, a jurán belül ehhez már 70 °C, a tercieren belül pedig 90—120 ° szükséges *(31.62 ábra)*. A folyamatosan süllyedő (tehát jelenleg maximális hőmérsékletű) fiatal medencékben Ammoszov *et al.* (1975, 1977) a fő kőolajzóna felső határául vehető vitrinitreflexió-értékhez ($Rm_0 = 0{,}5\%$) az átlagosnak tekinthető 65 °C helyett 95 °C-ot rendelnek. A *magasabb hőmérséklet sietteti a szerves anyag szénhidrogénné érését, és kiegyenlíti a korkülönbségeket.*

Mindezek alapján széles körben terjedt el az a nézet, hogy a szerves anyag érési sebessége a hőmérséklet emelkedésével *exponenciális*, a földtani idő terjedelmével pedig *lineáris* összefüggésben van.

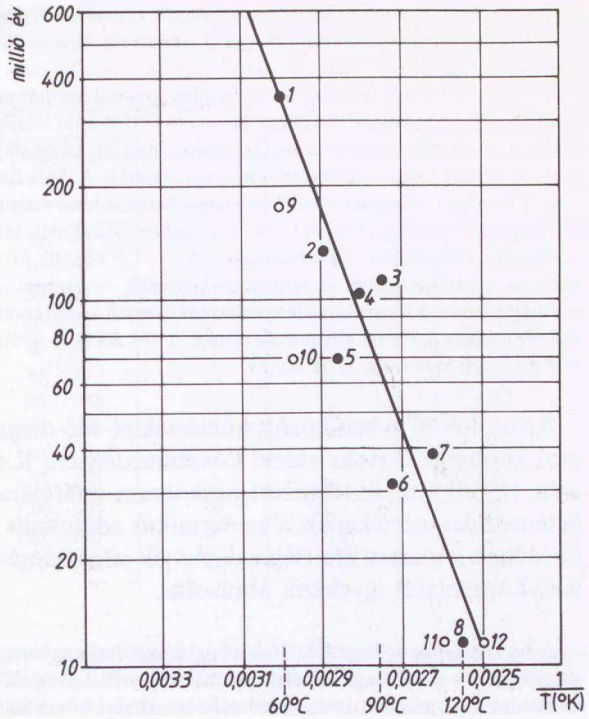
31.22234 Hőmérséklet–idő modellek. Az idő szerves érésre gyakorolt hatásának felismerése óta számos kísérlet történt, hogy annak a hőmérséklettel egyidejű hatását számszerűen is megállapítsák. Sokáig hátráltatta azonban ezt a munkát a szénülési folyamat *egészét* átfogó mérőszámok hiánya.

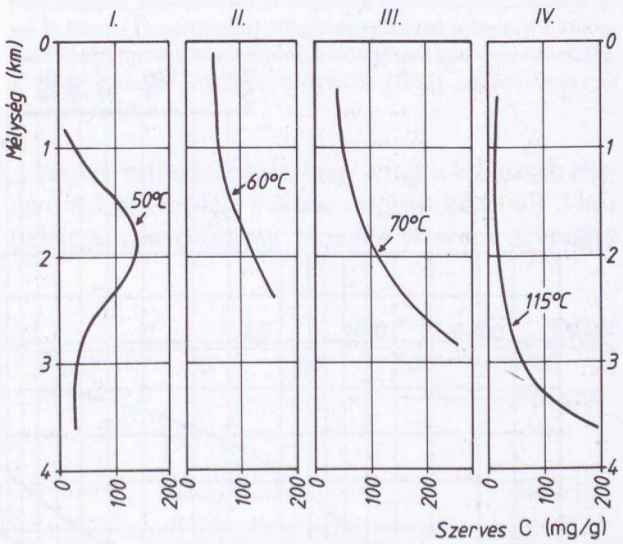
A szénülésfok kifejezésére alkalmazott mérőszámok közül *(31.59 ábra)* a *BTU* (*B*ritish *T*hermal *U*nit) a szerves anyag oxigéndús atmoszférában való elégetésekor keletkező hőmennyiség egysége (1 *BTU* = 1,05506 J = 2,252 cal).

A *VM%* (*V*olatil *M*aterial) az illó anyagok részarányának kifejezője, az oxigén kizárásával 950 °C-ra hevített szerves anyag %-os súlyvesztesége.

Az először Staplin (1969), majd Ammoszov *et al.* (1969, 1977) és Rovnina (1981) által is alkalmazott *TAI* (*T*hermal *A*lteration *I*ndex) olyan tapasztalati skála, amely a szerves anyag alakos részeinek (főleg a levélkutikulának és pollenszemcséknek) áteső fényben megfigyelhető s a szénülésfoktól függő szín- és szerkezetváltozásain alapul. Használták azonban ezenkívül kőszeneknél a nedvességtartalom, a fix-karbon, kőszenekből és üledékből kivont szénhidrogéneknél a *hidrogéntartalom* és a *vitrinitreflexió* (31.141. fejezetrész) értékeit is.

A *BTU* és a nedvességtartalom azonban csak alacsony, a *VM*-skála pedig csak magas szénülésfok esetén alkalmazható, és 31% feletti értékei csak humuszkőszenekre érvényesek. A vitrinitreflexiós módszert egyrészt a vitrinitnek a humuszkőszeneken kívül az érettebb üledékekben való gyakorisága, másrészt a szubbitumenes és bitumenes kőszén határvonaláig való kiterjesztése és az illóértékekkel való korrelálhatósága közkedveltté tette ugyan, a vitrinit elődjét





31.62 ábra. A kőolajképződési főfázisok hőmérsékleti küszöbértékeinek változása különböző medencék különböző korú üledékeiben Connan (1974) szerint:

Fent: 1. Amazonas-medence. — *2—3.* Akvitániai-medence. — *4.* Rio de Oro (El Aouin terület). — *5—6.* New Zealand (Duala- és Taranaki-medence). — *7.* Camargue-medence (Franciaország). — *8.* Sulu-vidék (Sabah). — *9.* Louis-Tissot (1967) adatai. — *10.* Albrecht (1969) adatai. — *11—12.* Philippi (1965) adatai.

Lent: I. Felső-devon (350 × 10⁶ év): Kelet-Szahara. — *II.* Alsó-jura (180 × 10⁶ év): Párizsi-medence. — *III.* Óharmadidőszak (35 × 10⁶ év): Nyugat-Afrika. — *IV.* Újharmadidőszak (10 × 10⁶ év): Los Angelesi-medence.

jelentő huminit azonban a szerves diagenezis övében (0,5%-nál kisebb értékek esetén) már nem adott biztos eredményt. A szerves érés egészét tehát csak több — egymást részben átfedő — skála segítségével lehetett jellemezni. Az ebből eredő nehézségeket Hood

et al. (1975) a szerves metamorfózis szintjét (*L*evel of *O*rganic *M*etamorphism) egyetemesen kifejező *LOM-skála* bevezetésével küszöbölték ki.

A *LOM*-skálát egy *egyenletesen süllyedő* és nagyobb geotermikus zavarok nélküli új-zélandi medence SUGGATE (1959) által közölt, s a földes–fás barnakőszéntől a metaantracitig minden kőszénfajtát magába foglaló kréta–tercier üledéksorára alapozták. A skála fokozatai a felszíntől a metamorfózis kezdetéig a betemetődési mélységgel lineáris összefüggésben vannak, s a szerves átalakulás többi jellemzőire kölcsönösen átszámíthatók. (A 7—7,5 közötti *LOM*-érték pl. a szubbitumenes és bitumenes kőszenek — európai szóhasználat szerint a fénytelen és fényes barnakőszenek — határvonalául elfogadott 0,5%-os vitrinitreflexiónak, 11-es *BTU* és 47%-os *VM* értéknek felel meg: *31.59 ábra.*)

Az utolsó 30 évben közölt hőmérséklet–idő diagramok többsége a Ruhr-vidéki kőszénmedencére KARWEIL (1956) által kidolgozott nomogram mintájára a betemetődés mértékének, a geotermikus adatoknak és az időnek a szerves érettség valamelyik jelzőszámával való kapcsolatát igyekszik ábrázolni.

A KARWEIL-féle nomogram *(31.63 ábra)* a logaritmikus beosztású *x*-tengelyre rámért s az illótartalommal arányos *Z* átszámítási értékekhez, valamint az *y*-tengelyre lineárisan rámért hőmérséklet-értékekhez (ill. a 4 °C/100 m-es geotermikus grádienssel számított betemetődési mélységekhez) tartozó betemetődési (érési) időtartamokat tünteti fel 10 és 300 millió év között. A nomogramról a betemetődési mélységek és időtartamok ismeretében az illók %-ával kifejezett szénülési fok, a szénültség, a földtani kor, a betemetődési mélységek és időtartamok ismeretében pedig — a *Z* átszámítási érték segítségével — az a hőmérséklet is leolvasható, amelynek a kőszén anyaga egykor ki volt téve.

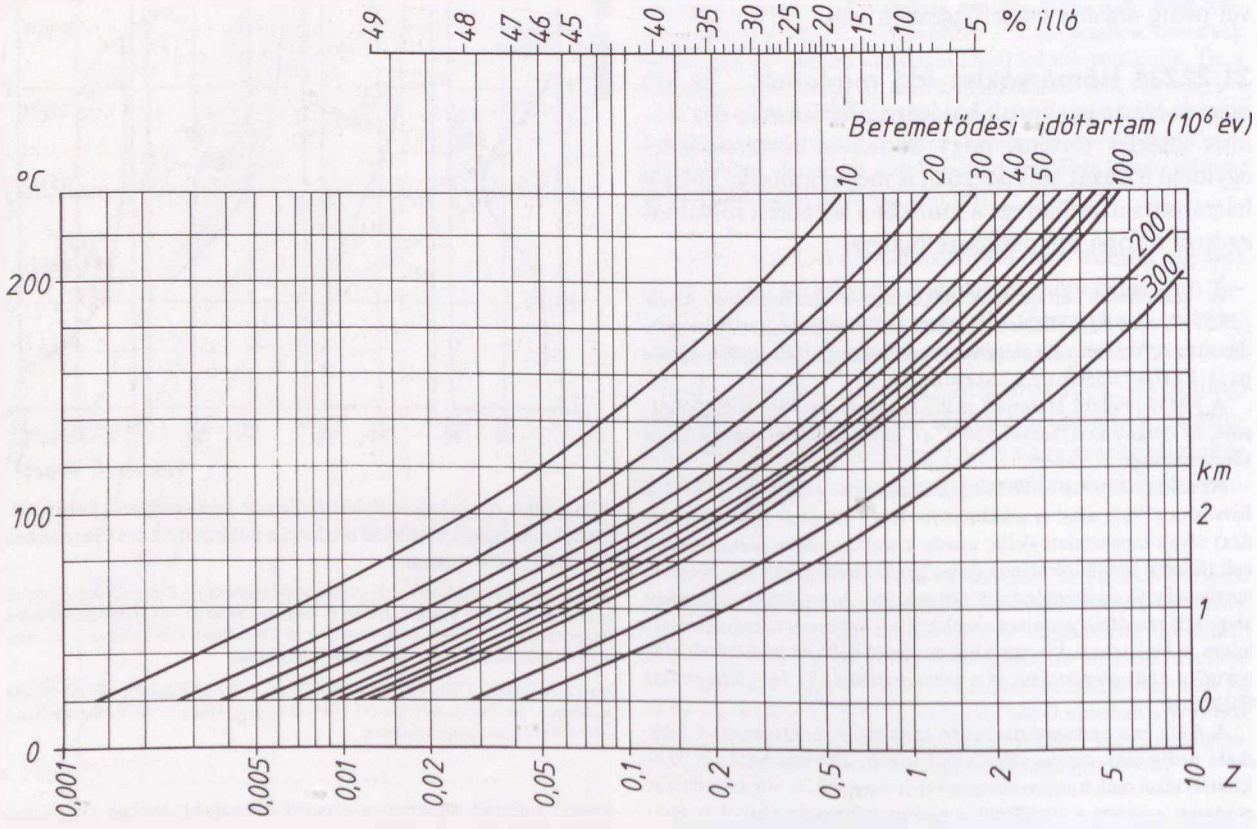
KARWEIL azonban azzal, hogy az érési folyamat *egészére egyforma,* 8,4 kcal/mol-nyi aktivációs energiát tételezett föl, az időnek a hatását a hőmérséklettel szemben túlértékelte. Ezt BOSTICK (1973) a nomogram módosításával, HOOD *et al.* (1975) pedig különböző, 8,4—55 kcal/mol közötti aktivációs energiák föltételezésével próbálta korrigálni. — TISSOT (1969) és CONNAN (1974) a kőolajképződéshez szükséges aktivációs energiát 11—14 kcal/mol-nak találták, jóllehet ez a *laboratóriumi körülmények között* nem elegendő a C—C, ill. C—O kötések felbontásához.

Ennyi balsiker után a hőmérséklet-növekedés és a szerves érés időtartama közötti összefüggést az elsőrendű reakciókra érvényes ARRHENIUS-féle egyenletből kiindulva, elsőül LOPATINnak (1971), majd LAPLANTE-nak (1972) és MOMPERnek (1972) sikerült megvilágítania.

Eszerint a kerogének termális átalakulása a

$$k = Ae^{-E_a/RT} \qquad (31.6)$$

egyenlet szerint megy végbe, ahol k a reakciósebességi állandó, A egy gyakorisági tényező, e a természetes logaritmus alapszáma, E_a a kcal/mol-okban kifejezett aktivációs energia, R a gázállandó, T



31.63 ábra. Az idő, a hőmérséklet és a szerves érettségnek az illótartalmon mért foka közötti összefüggés kifejezésére szolgáló KARWEIL-féle (1956) nomogram

Z = az illótartalommal arányos átszámítási érték.

pedig a °K-ban kifejezett (abszolút) hőmérséklet. LOPATIN alapgondolata az volt, hogy — a szerves érés folyamatait elsőrendű reakciókként kezelve — azok lefolyását egy T kezdőhőmérséklettől kiindulva, várhatóan a hőmérséklet emelkedésének azok a 10 °C-os értékközei határozzák meg, amelyek határán az érési reakciók sebessége megkétszereződik. Az aktivációs energiának így kiszámított értékeit a wesztfáliai *Münsterland-1. sz.* magfúrásból szerzett tapasztalati értékekkel összehasonlítva, LOPATIN (1971) a hőmérsékletnek minden 10 °C-os emelkedésénél valóban az E_a megduplázódását észlelte. Ennek alapján egy olyan hőmérséklet–idő index (τ; az amerikai irodalomban TTI = *T*emperature-*T*ime *I*ndex) bevezetését indítványozta, amelynek logaritmusa a vitrinitreflexió (Rm_0) 1,1 és 5% közötti értékeivel igen jó lineáris korrelációban van:

$$\log \tau = 0{,}77\ Rm_0 + 0{,}4062 \qquad (31.7)$$

$$Rm_0 = 1{,}301 \log \tau - 0{,}5282. \qquad (31.8)$$

A τ *(= TTI)* értékét LOPATIN (1971) a következőképpen határozza meg:

$$\tau = t_1\gamma_1 + t_2\gamma_2 + t_3\gamma_3 + \ldots + t_{18}\gamma_{18}, \qquad (31.9)$$

ahol $t_1, t_2, t_3, \ldots t_{18}$ az az idő, amit az üledék rendre 50—60 °C, 60—70 °C, 70—80 °C, ill. 220—230 °C közötti hőmérsékleten, millió években számítva eltöltött. A γ pedig egy folytonosan megkétszereződő szorzószám, amelynek értékét LOPATIN (1971) a rendszere null-pontjául választott 100—110 °C között (tehát γ_6-nál) $2^0 = 1$-nek vette, vagyis az e szakaszban lejátszódó érést tartotta egységnyi sebességűnek. A γ egyéb értékeiről a *31.22 táblázat* tájékoztat.

LOPATIN (1971) a múltbeli felszíni hőmérsékletet és geotermikus grádienst a maival azonosnak tételezte föl. Az üledékes medence hőmérsékletének időbeli változását pedig 10 °C-os szakaszokra bontotta, és minden egyes szakaszhoz hozzárendelte az azon való áthaladáshoz szükséges időt. Egy-egy 10 °C-os szakaszon való áthaladás alatt az érési sebesség állandóságával, a rákövetkező magasabb hőmérsékletű szakaszon belül pedig szintén állandó, de kétszeres érési sebességgel számolt. Minden 10 °C-os szakaszhoz egy $2^n\Delta t_n$ hőimpulzust rendelt hozzá, ahol n a 100—110 °C-os, nulladik intervallumtól számított szakasz sorszáma, Δt_n pedig a szakaszon való áthaladáshoz szükséges idő 10^6 években. Az i-edik intervallumhoz tartozó érettségváltozás tehát:

$$M_i = 2^n i t_{n_i}. \qquad (31.10)$$

A szerves anyag teljes érettségi fokát az egyes szakaszokra kiszámított hőimpulzusok összege jelzi:

$$TTI = \sum_{n_{min}}^{n_{max}} 2^n t_n. \qquad (31.11)$$

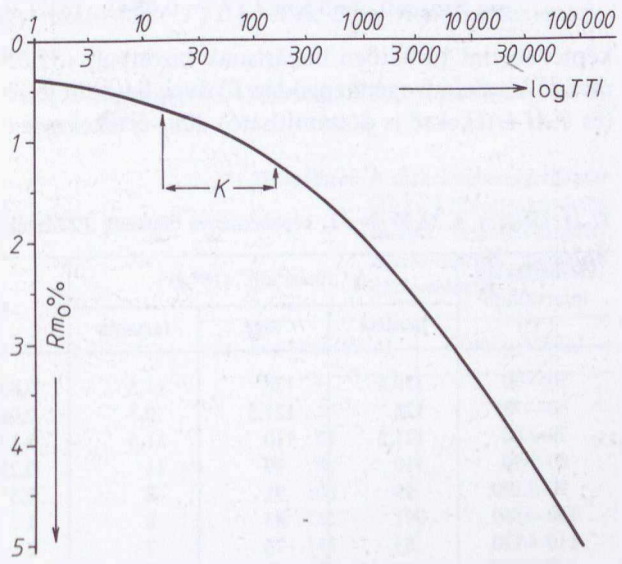
LOPATIN tehát a szerves anyag nem-izotermális átalakulását izotermális átalakulások sorozatára bontva, azt ezen utóbbiak összegével határozta meg.

LOPATIN 1971-es módszerének lelkes fogadtatását az a remény indokolta, hogy segítségével a harántolt üledéksor hőtörténetéről hosszadalmas laboratóriumi vizsgálatok nélkül és már egyetlen fúrás alapján képet lehet alkotni, s a fúrás környékén remélhető szénhidrogéntelepek helyzetét, jellegét, valószínű anyakőzetét és kialakulási idejét illetően jóslásokba lehet bocsátkozni. Mások (pl. NERUCHEV—PARPAROVA 1972; GOLICIN 1973; KARPOV *et al.* 1975) azonban túl nagynak találták a módszert terhelő elhanyagolásokat. Ezért kétségbevonták annak lehetőségét, hogy a szénhidrogénképződés sebessége 10 °C-onként megduplázódik, de a 10 °C-os hőmérsékletközökben — az ARRHENIUS-képletet követő elsőrendű reakciók mintájára — állandó marad. Más szavakkal: *azt kifogásolták, hogy* LOPATIN (1971) *a reakciósebesség* $\gamma = r^n$ *koefficiensében az r értékét mindig 2-nek vette.* PRICE (1976) szerint a szénhidrogénképződés elsőrendűségét azért nem lehet elfogadni, mert közbülső termékei reakcióvíz jelenlétében hamarosan kvázi-egyensúlyba kerülnek. A szénülési átalakulások üteme 1 millió év eltelte után NERUCSEV (1979) szerint is lelassul. Figyelmen kívül hagyja e modell az üledékek tömörödéséből eredő vastagságváltozásokat; a szelvény által átfogott teljes földtani időtartamra a jelenlegi hőáramsűrűséggel és felszíni (tengerfenéki) átlaghőmérséklettel számol, s a különböző üledéktípusok hővezetésbeli különbségeit sem veszi tekintetbe. *E hibák azonban* STEGENA—HORVÁTH (1983) *szerint viszonylag könnyen javíthatók.*

31.22. táblázat. A szerves érés hőmérsékleti szakaszaihoz tartozó LOPATIN-féle szorzószámok

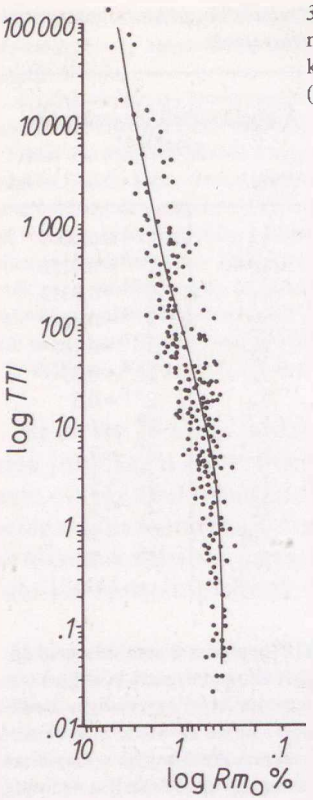
A hőmérsékleti intervallumok		A hőmérsékleti tényező értéke $\gamma = r^n = 2^n$	
terjedelme °C	sorszáma n		
30—40	—7	γ_{-1}	$2^{-7} = 0{,}0078$
40—50	—6	γ_0	$2^{-6} = 0{,}0156$
50—60	—5	γ_1	$2^{-5} = 0{,}0313$
60—70	—4	γ_2	$2^{-4} = 0{,}0625$
70—80	—3	γ_3	$2^{-3} = 0{,}125$
80—90	—2	γ_4	$2^{-2} = 0{,}25$
90—100	—1	γ_5	$2^{-1} = 0{,}5$
100—110	0	γ_6	$2^0 = 1$
110—120	1	γ_7	$2^1 = 2$
120—130	2	γ_8	$2^2 = 4$
130—140	3	γ_9	$2^3 = 8$
140—150	4	γ_{10}	$2^4 = 16$
150—160	5	γ_{11}	$2^5 = 32$

Annak valószínűsítése, hogy a jogos kifogások ellenére a LOPATIN-féle r érték valóban közel áll 2-höz (tehát a szerves anyag termális érésének sebessége



31.64 ábra. A log *TTI* és a vitrinitreflexió (Rm_0%) közötti nem-lineáris összefüggés WAPLES (1980) szerint

K = Kőolajablak.



31.65 ábra. A *TTI* index és a vitrinitreflexió logaritmusai közötti, közel lineáris összefüggés WAPLES (1980) szerint

10 °C-onként kb. megkétszereződik), WAPLES (1980) nevéhez fűződik, aki e célból 31 különböző földtani helyzetű fúrás 402 mintájának érettségi adatait vizsgálta meg. A vitrinitreflexió (Rm_0) és a log *TTI* között nem talált ugyan lineáris összefüggést *(31.64 ábra)*, ezzel szemben a log Rm_0 és a log *TTI* közötti korreláció a

$$\log Rm_0 = 0{,}2645 \log TTI - 0{,}4841 \quad (31.12)$$

képlet szerint tűrhetően lineárisnak bizonyult *(31.65 ábra)*. A szénhidrogénképződési fő övek határait jelző (és *TAI* értékekre is átszámítható) Rm_0-értékeknek e módosított összefüggés szerinti *TTI*-határértékeit a *31.23 táblázat* tartalmazza.

A LOPATIN—WAPLES-féle hőmérséklet–idő diagram szerkesztésekor annak függőleges tengelye mentén az átfúrt képződmények relatív korát, kőzettani felépítését és a fúrólyukban mért hőmérsékleti adatait ábrázoljuk mélységarányosan *(31.66 ábra)*. A vízszintes tengelyen e rétegoszloptól (vagyis a jelentől) távolodva a földtani egységek radiometrikus korát tüntetjük fel millió években. Ezután minden egység legnagyobb mélységéből a fölötte levő egységek vastagságát fordított (a legfiatalabbtól az idősebbek felé haladó) sorrendben kivonva megállapítjuk, hogy azok alsó határa a vízszintes tengelyen jelölt időpontokban milyen mélységben volt. Az így nyert süllyedéstörténeti képbe a fúrásban észlelt hőmérsékletekből kiindulva, s a képződmények hővezető képességét is nagy vonalakban tekintetbe véve, 10 °C-onként berajzoljuk a feltételezett „paleoizotermák"-at. Ezt követi annak az időnek a leolvasása, amit a kiválasztott üledék egy-egy 10 °C-os hőmérsékleti intervallumban eltöltött. Ezen idők és az egyes hőmérsékleti intervallumokhoz tartozó γ-értékek szorzatait *(31.24 táblázat)* a szénhidrogénképződési fő övek τ-értékeivel *(31.23 táblázat)* összevetve, jó közelítéssel megállapítható, hogy az átfúrt, anyakőzet jellegű üledékek

— elérték-e már a kőolajképződés fő övét,
— mettől meddig tartózkodtak abban,

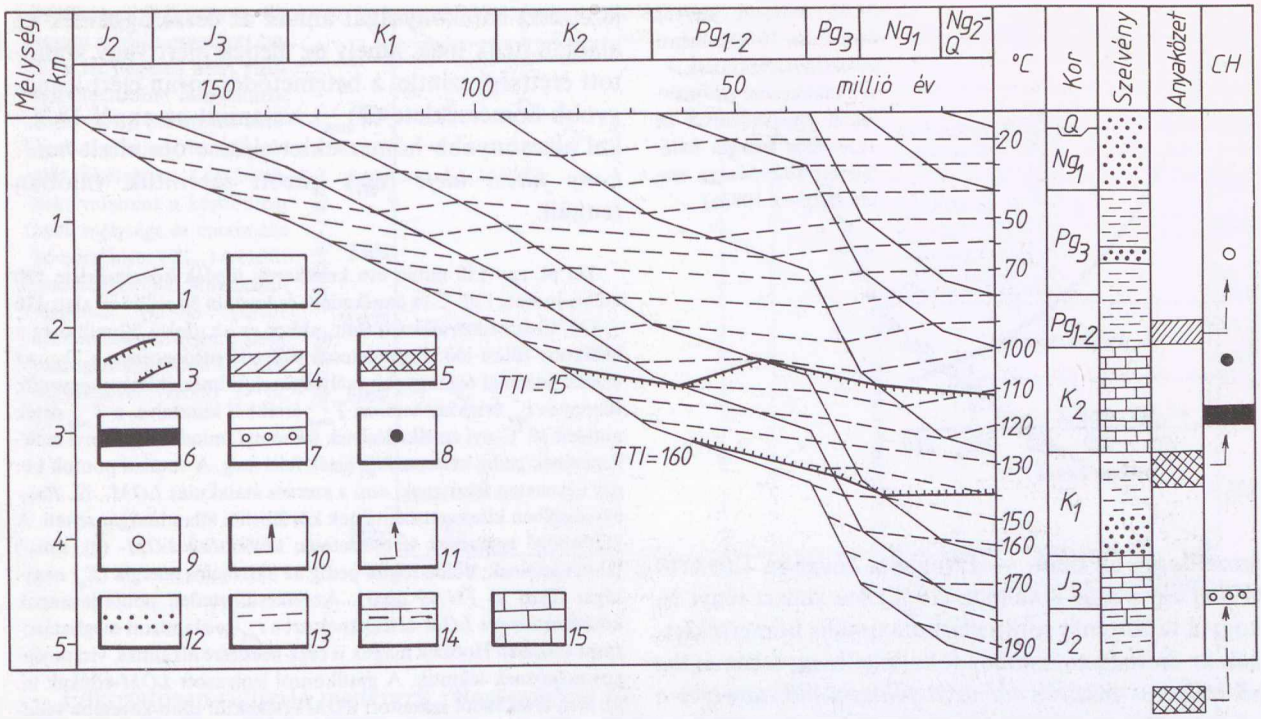
31.23. táblázat. A szénhidrogénképződési fő övek határaihoz tartozó *TTI* és Rm_0 értékek*

Fázis	*TTI*	Rm_0
A kőolajképződés kezdete	15	0,65
A kőolajképződés csúcsa	75	1,00
A kőolajképződés vége	160	1,30
A könnyű kőolajelőfordulás határa (40° *API*-sűrűségig)	~500	1,75
A könnyű kőolajelőfordulás határa (50° *API*-sűrűségig)	~1 000	2,0
A nedvesgáz (kondenzátum) határa	~1 500	2,2
A száraz metánelőfordulás határa	65 000	4,8
Folyékony kénelőfordulás a Lone Star Baden I. fúrásban	972 000	>5,0

* STEGENA—HORVÁTH (1983) szerint.

31.24. táblázat. A *31.20 ábra* J_2 képződménye talpának *TTI*-értékei

Hőmérsékleti intervallum (°C)	A „fűtési idő" (10^6 év)			γ	*TTI*
	kezdete	vége	tartama		
50—60	139,5	128	11,5	0,0313	0,360
60—70	128	121,5	6,5	0,0625	0,406
70—80	121,5	110	11,5	0,125	1,437
80—90	110	99	11	0,25	2,75
90—100	99	91	8	0,5	4
100—110	91	83	8	1	8
110—120	83	76	7	2	14
120—130	76	69	7	4	28
130—140	69	58	11	8	88
140—150	58	36	22	16	352



31.66 ábra. A LOPATIN-féle idő–hőmérséklet diagram *(balról)* szerkesztése egy a középső-jura óta folyamatosan, de nem állandó sebességgel süllyedő medencében mélyített egyetlen fúrás adatai alapján *(jobbról)* — vázlatosan. — Szerkesztette: VETŐ ISTVÁN

1. A képződménycsoportok betemetődési görbéi. — *2.* A fúrásban mért hőmérsékletek alapján a földtani korokra föltételezett geoizotermák. — *3.* A kőolajképződési ablaknak megfelelő *TTI*-értékek (15, ill. 160) izovonalai. — *4.* Föltételezett anyakőzet. — *5.* Tényleges anyakőzet. — *6.* Kőolajtelep. — *7.* Földgáztelep. — *8.* Kőolajnyom. — *9.* Földgáznyom. — *10.* Migrációs irány. — *11.* Föltételezett migráció. — *12.* Homok(kő). — *13.* Agyag(kő). — *14.* Márga. — *15.* Mészkő.

— a rétegsor melyik tagja lehet a fúrás közben észlelt kőolaj- és/vagy földgáztelep föltételezett, ill. valóságos anyakőzete.

A TTI-értékek fölhasználásával szénhidrogén-genetikai öveket kijelölő térképek is készíthetők.

Ha pl. a *31.66 ábra* szerinti fúrás felső-kréta karbonátösszletének tetején nehéz kőolajnyomot, alján pedig könnyű kőolajtelepet, a felső-jura karbonátjaiban metántelepet, az oligocén homokkőben metánnyomot találtak, akkor a LOPATIN—WAPLES-féle diagram azt jelzi, hogy:

— az alsó-kréta pélit talpa kb. 45 millió, teteje kb. 21 millió éve lépett a kőolajablakba, és felső része jelenleg is abban tartózkodik;

— a felső-kréta alján levő könnyű kőolajtelepnek tehát az alsó-kréta pélit lehet a tényleges anyakőzete, s a teleppé való felhalmozódás ideje a pliocénre és a kvarterre tehető;

— a paleogén pélit nem jutott a kőolajképződés övébe, ezért csak potenciális anyakőzetnek tekinthető;

— az oligocén homokkő földgáz-nyoma a Pg_{1-2} képződményből eredhet;

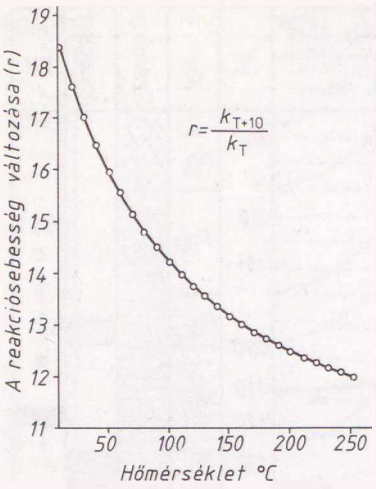
— a felső-jurában talált száraz földgáztelep anyakőzetét a fúrás által el nem ért, idősebb vagy tektonikailag mélyebb helyzetbe került üledékekben kell keresnünk.

A reakciókinetikai ellenérvek hatása alatt LOPATIN (1976) úgy módosította módszerét, hogy *az aktivációs energia értékét* a hőmérséklettől függetlenül, a szerves érés egész folyamán állandónak (41,84 kJ/mol) vette. Ezzel elismerte, hogy a reakciósebesség 10 °C-onkénti változása a hőmérséklet növekedésével csökken, tehát elmarad a korábban feltételezettől. Ezért az ezúttal már 50 °C-tól, mint nullponttól számított hőmérsékleti határokat úgy változtatta meg *(31.25 táblázat)*, hogy azok — az E_a érték kétszereződése helyett — *a reakciósebesség duplázódását jelezzék*. Ilyen körülmények között a reakciósebesség/hőmérséklet viszonyát a *31.67 ábra* nem-lineáris függvényvonala fejezi ki. Az így módosított *TTI* értékek és a vitrinitreflexió között a

$$\log Rm_0 = 0{,}4762 \log (TTI) - 1{,}1638 \quad (31.13)$$

31.25. táblázat. A reakciósebesség állandó (41,84 kJ/mol) aktivációs energia melletti megkétszereződésének megfelelő hőmérsékletek (°C)

LOPATIN (1976)	KONCZ (1983a)
50	50
65	65,8
80	81,6
100	99,8
120	120,0
145	142,5
170	167,2
200	196,2
230	228,6



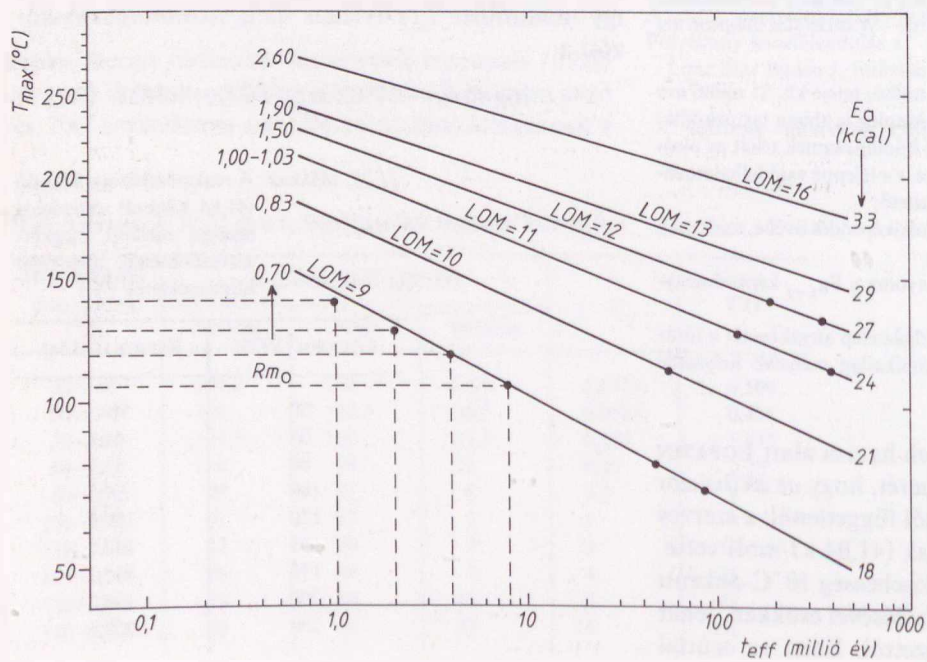
31.67 ábra. A szerves átalakulás 10 °C-onkénti sebességváltozásának *(r)* csökkenése a hőmérséklet emelkedésével az aktivációs energia feltételezett állandósága esetén (KONCZ 1983a)

összefüggés áll fenn. — Elfogadta továbbá LOPATIN (1976) azt a már KARWEIL (1956) óta ismert tényt is, hogy a hőtörténet során elért maximális hőmérsékletnek az érettség maximális foka felel meg; tehát *hiába nő bizonyos határon túl az a földtani idő, amelyet a szerves anyag egy bizonyos hőmérsékleten eltölt, az érettség foka nem változik (31.63 ábra).*

KONCZ (1983a) szerint a jelenkori kontinentális lejtők és lábazatok üledékeinek DOW (1978) által felvázolt hőtörténetét a 0,6—2,0 Rm_0%-ok közötti érési intervallumban a LOPATIN 1976-os módszere viszonylag jól megközelíti.

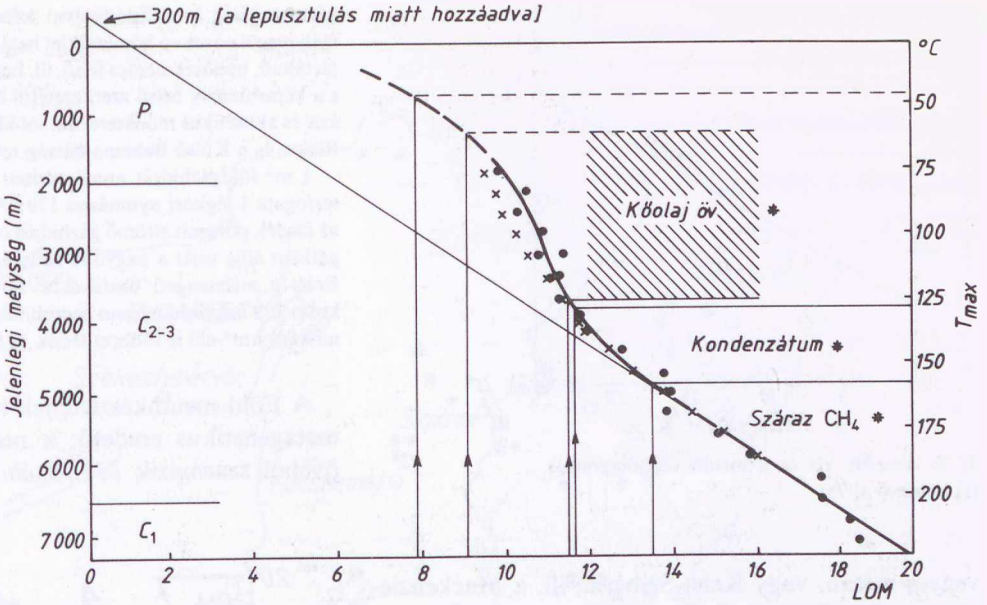
A hőmérséklet–idő probléma másféle, de ugyancsak grafikus megközelítése származik HOOD *et al.* (1975)-től. Ők a feltételezett anyakőzet (31.22234. fejezetrész) hatékonyságát annak az összefüggésnek az alapján ítélik meg, amely az üledék mért vagy számított érettségi szintje, a betemetődés során elért legnagyobb hőmérséklete (T_{max}), valamint az ennél 15 °C-kal alacsonyabb hőmérséklet elérése óta eltelt *hatékony fűtési ideje* (t_{eff}) között szerintük valóban fennáll.

Ha pl. egy 150 millió éve keletkezett üledék hőmérséklete 100 millió év alatt 120 °C-ra emelkedett, és további 50 millió év alatt 120—135 °C-os hőmérsékleten volt, akkor ez az utolsó 50 millió év a hatékony fűtési idő. Egyenletesen süllyedő medencében a T_{max} az üledék jelenlegi legnagyobb mélységének hőmérsékletével egyenlő. Bizonyos t_{eff} értékhez tartozó T_{max} értékből kiindulva, a T_{max} érték minden 10 °C-nyi emelkedésének feleannyi, minden 10 °C-nyi csökkenésének pedig kétszeres t_{eff} érték felel meg. A vetületi pontok kb. egy egyenesen feküsznek, ami a szerves átalakulás *LOM-*, ill. Rm_0-egységekben kifejezett szintjének körülbelüli állandóságát sejteti. A különböző egyenesek természetesen különböző *LOM-* (ill. Rm_0-) szintet jelölnek; dőlésszögük pedig az aktivációs energia (E_a) nagyságát fejezi ki *(31.68 ábra)*. Az elkerülhetetlen pontatlanságok következtében a *LOM*-értékeknek ezt a t_{eff}-re alapozott meghatározását azonban HOODék maguk is csak becslésre alkalmas, viszonylagos eszköznek tekintik. A grafikonról leolvasott *LOM*-értékek ui. az Rm_0-értékekből számított *LOM* értékektől több-kevesebb rendszerességgel eltérnek. Ezzel szemben, ha a *LOM*-skálát és a képződmények mélységét, ill. maximális hőmérsékletét ábrázoló koordináta-rendszerben *(31.69 ábra)* a mért vitrinitreflexiókból kiszámított *LOM*-értékeket tüntetjük fel, s az így kapott görbére a szénhidrogénképződési övek határainak *LOM*-értékeit rávetítjük, akkor e diagramon a rétegsornak az érési övekbe tartozó részei elég pontosan kijelölhetők. A *LOM/mélység* görbének az egyenestől eltérő lefutását, ami egyébként a PUSEY-féle (1973) *ESR/mélység* görbe alakját másolja, az magyarázza, hogy kicsiny aktivációs energia (kis *LOM*-értékek) esetén a betemetődés teljes ideje sokkal nagyobb szerepet játszik a szerves érésben, mint a hőmérséklet. Az érés magasabb szintjén viszont a két hatás kiegyenlítődik.



31.68 ábra. A 15 °C-os hőmérsékletközökre vonatkozó effektív fűtési idő (t_{eff}) és a maximális hőmérséklet (T_{max}) viszonyát kifejező HOOD *et al.* (1975)-féle diagram

Az érettségi fokot a föltüntetett *LOM-* (ill. Rm_0-), valamint aktivációs energia (E_a) értékek jelzik.



31.69 ábra. A T_{max} és t_{eff} diagram alapján számított (x), ill. a ténylegesen mért vitrinitreflexióból meghatározott (·), s a maximális betemetődéstől lineárisan függőnek föltételezett *LOM*-értékek, valamint a képződmények mélysége és maximális hőmérséklete (T_{max}) közötti összefüggés az Anadarko-medence (USA) perm–karbon rétegsorában, a szénhidrogén-képződési fő övek kijelölésével (HOOD *et al.* 1975)

Fokozatosan süllyedő medencék rétegsoraiban VETŐ *et al.* (1982), a DK-Alföld neogénjén belül pedig SZALAY (1983) azt tapasztalták, hogy a HOOD *et al.*-módszerrel becsült szénhidrogénképződési övek határai jobban megegyeznek az Rm_0-mérések alapján kijelöltekkel, mint a LOPATIN—WAPLES módszerrel (a föntebb felsorolt elhanyagolások mellett) kapottak. *Valószínű tehát, hogy e módszerek alkalmazhatósága* — az említetteken kívül a helyi viszonyok sokfélesége miatt — *medencetípusonként is változik.*

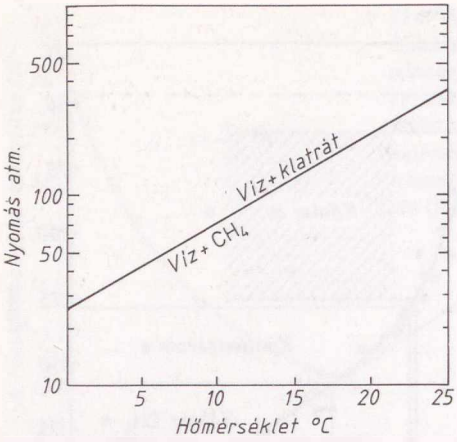
A kőolajképződés évmilliókat igénylő folyamat. Még a „gyors" kőolajképződés is 5—10 milió évig tart, a lassúbbak időtartama 100 millió év. A Kárpát-medence belsejének pannóniai anyakőzeteiből (a teljes üledéksor vastagsága > 3 km, a süllyedés mértéke helyenként évi 5 mm-nél, a geotermikus grádiens pedig a km-enkénti 50 °C-nál is nagyobb) 5—9 millió év alatt fejlődött ipari mennyiségű kőolaj. Hasonló sebességű a kőolaj-képződés Indonézia és Kalifornia mio–pliocén vagy a Vörös-tenger környékének és a dél-atlanti térségnek kréta üledékeiben. A lassan süllyedő táblákon (pl. Észak-Szaharának a mezozóikum és a tercier folyamán évi 0,25 mm sebességgel betemetődő paleozóos üledékeiben vagy a Párizsi-medence 0,5—1,5 mm/év betemetődési sebességű júra kőzeteiben) viszont a kőolajképződés 100 millió évet igényelt.

A jelenleg ismert kőolaj- és földgázmezők túlnyomó része az utolsó 100 millió évben, lényegileg a kréta és a harmadidőszak kontinensperemi és deltaüledékeiből képződött. Ide tartoznak még azok a szénhidrogénmezők is, amelyek nagy táblák triász, júra, esetleg paleozóos üledékburkának az utolsó 100 millió évben betemetődött képződményeiből származnak. Annak ellenére, hogy a felszín közelébe került paleozóos üledékek szénhidrogén-tartalma azóta már többnyire elszökött, az Urál közeléből, Közép-Ausztráliából, a Nyugat-Szaharából, Algériából, paleozóikumban képződött telepeket is ismerünk.

31.2224 A földgázok keletkezése. Gázvegyületek — mennyiségükből, a hőmérséklettől és a nyomástól függően — oldott, gáz vagy szilárd (hidrát-) alakban találhatók az üledékekben. Rendesen a metán az, amelynek mennyisége akár gáz-, akár hidrátfázis képződésének megindításához elegendő. E fázisokhoz azonban többnyire más gázok is csatlakoznak.

Az üledékek gázai két osztályba sorolhatók: *1.* Vízben jól oldódók (CO_2, H_2S, NH_3). — *2.* Vízben kevéssé oldódók (N_2, O_2, CH_4, C_2H_6, ^4He, ^{40}Ar, Kr, Xe, ^{222}Rn). E gázok eloszlása és izotópösszetétele a diagenetikus reakciók és a vándorlási folyamatok együttes hatását tükrözi.

31.22241 Szénhidrogén-gázok. A *metán* (CH_4), a leggyakoribb gáz alakú szénhidrogén, a kőolaj-keletkezés és -átalakulás minden fázisában jelen van. A tisztán mikrobiológiai hatásra, az édesvízi vagy tengeri iszapba temetődött növényi és állati hullákból redukciós viszonyok között keletkezett, jelenkori *mocsárgáz* a túlnyomó metán, kevés oxigén, több széndioxid és sokszor a metánéval vetekedő mennyiségű nitrogén keveréke, amelyből a nagyobb szénszámú szénhidrogének hiányzanak. A biogén metán csak képződési helyének kis permeabilitású réteggel való befedődése esetén halmozódik fel telepszerűen. Jól záró fedőréteg esetén azonban telepei — a Pó-medencében tapasztaltak szerint — 4 km mélységben is fennmaradnak. A Japán plio–pleisztocén rétegeiből (0,5—2,7 gáz : víz arány mellett) termelt, 90%-os, vízzel



31.70 ábra. A víz és a metán fázisdiagramja (HAMMOND 1978)

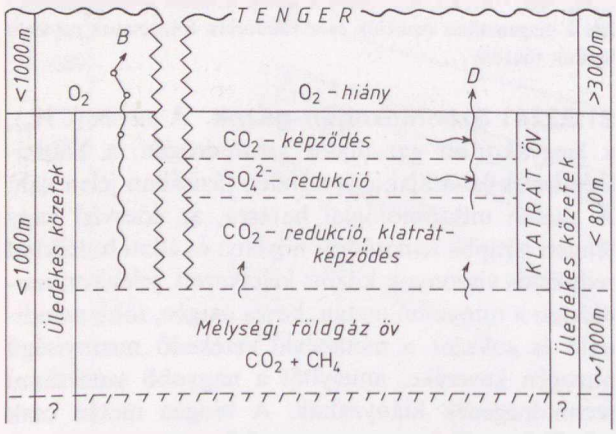
vegyes metán, vagy Kelet-Szibéria, ill. a Mackenzie-delta gázhidrátja biogén eredetűnek tekinthető.

A *gázhidrátok* [klatrátok: $(CH_4)_8(H_2O)_{46}$] szilárd vegyületek; bennük a befogadó H_2O molekulák rácsszerkezetét azok a gázmolekulák állandósítják, amelyeket az állandóan fagyott felső talajréteg ellenállása révén kialakult nagy nyomás sajtol a rács bizonyos pontjaira. A gázhidrát kialakulásához a nagy nyomáson és kis hőmérsékleten kívül a pórusvízben feloldhatónál lényegesen nagyobb metánmennyiség is szükséges *(31.70 ábra)*.

HAMMOND (1978) szerint nagy tömegű metánnak klatrát alakban való felhalmozódása mélytengeri üledékekben is lehetséges: a fölfelé mozgó gázbuborékok ui. a hideg fenékvíz által lehűtött és a vastag vízoszlop miatt nagy pórusnyomású, legfelső üledékrétegbe érve gázhidráttá alakulnak. A gázhidrátos öv alsó határa idővel újabb gázmennyiség hozzáadódásával lefelé vándorolhat, míg ennek a mélységgel növekvő hőmérséklet határt nem szab. Az üledék hidrát-tartalmú, buborékmentes felső, ill. buborékos alsó részét elválasztó, s a képződmény belső szerkezetétől független határfelület szeizmikus és akusztikus módszerekkel jól kimutathatónak bizonyult pl. a Blake- és a Külső Bahama-hátság területén.

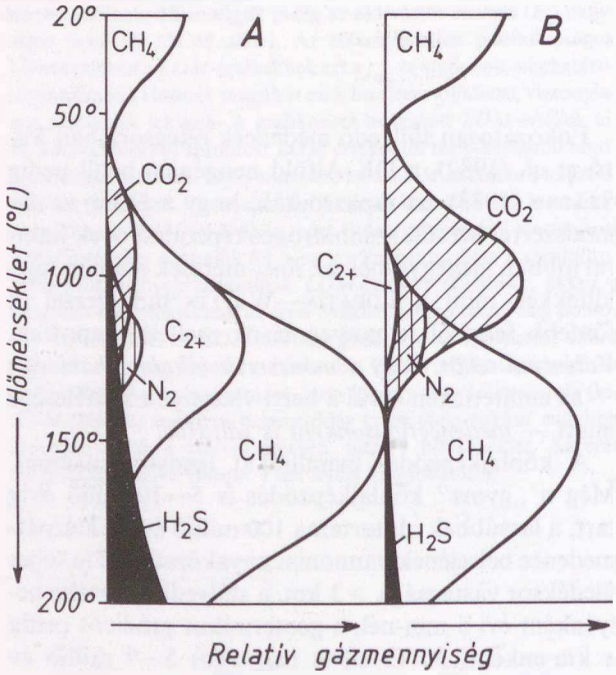
1 m^3 földgázhidrát annyi sűrített metánt tárol, amennyinek a térfogata 1 légköri nyomáson 170 m^3 lenne. Még fontosabb, hogy az üledék pórusait eltömő gázhidrát önmagát folytonosan megújító gátként állja útját a nagyobb mélységekből feláramló földgáznak. Ezért a mélytengeri üledékekbe zárt földgáz mennyiségét egyes kutatók a hagyományosan becsült földgázkészletek hatszorosára (1 milliárd km^3-nél is többre) teszik *(31.71 ábra)*.

A Föld metánkészletének 80%-a valóban kata- és metagenetikus eredetű: a nedves és száraz földgáz övéből származik *(31.72 ábra)*. Főtömege — akár



31.71 ábra. A mélytengeri klatrátképződés vázlata oxigénhiányos, nagy nyomású, hideg vízfenéken, ahol a képződő gázoknak csak igen kis hányada diffundál *(D)* a tenger vizébe. — HAMMOND (1978) nyomán

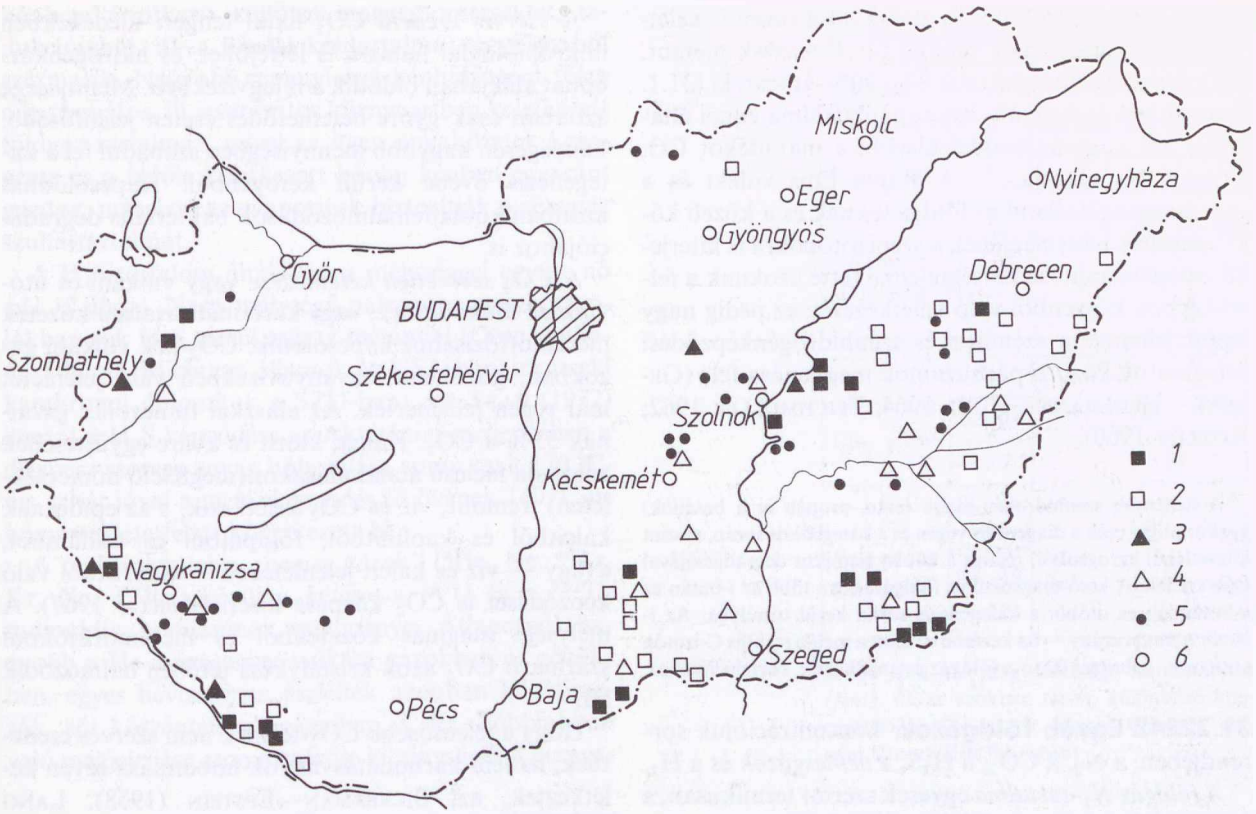
A rajz bal oldala olyan kis mélységű, kis nyomású és meleg tengerrészt mutat be, amelynek viszonylag vékony üledékein át a képződő gázok buborékai *(B)* a klatrátképződés lehetősége nélkül távoznak a tenger vizébe.



31.72 ábra. Finomszemű szapropéles *(A)*, ill. huminites *(B)* anyakőzet mélybesüllyedésekor keletkező földgázok viszonylagos mennyisége HUNT (1972) szerint (vázlatosan)

C_{2+} = Etán + az etánnál nagyobb C-atomszámú szénhidrogének.

szapropéles, akár huminites kiinduló anyag esetén — a 150 °C körüli hőmérsékletnek megfelelő mélységben, termális degradációval, abiogén úton keletkezik. Biogén vagy termogén eredetét szénizotóp-vizsgálatokkal lehet eldönteni. A biogén CH_4 ui. lényegesen több ^{12}C izotópot tartalmaz, mint a termogén metán, amelynek $^{13}C/^{12}C$ aránya az érés előrehaladásával az anyakőzet kerogénjének izotóparányához közeledik. Ezért a biogén metán $^{13}C_{PDB}$ mérőszáma (31.2322. fejezetrész) ALEKSEJEW (1977) szerint −55 és −95‰, a termogéné pedig −36 és −58‰ között mozog.



31.73 ábra. Magyarország földgázelőfordulásai

1. Hasznosított lelőhelyek. — *2.* Kis készletű lelőhelyek. — *3.* Nagy nitrogéntartalmú, jelenleg nem hasznosított földgáz. — *4.* Nagy CO_2-tartalmú, jelenleg nem hasznosított földgáz. — *5.* Jelenleg nem hasznosított CO_2-készletek. — *6.* Fontosabb települések.

A részint neogén, részint mezo-, ill. paleozóos kőzetekben tárolódó magyarországi földgázok *(31.73 ábra)* — a $\delta^{13}C_{PDB}$ értékeken kívül a földgáz CO_2-tartalmát s a bezáró üledék mélységét és vitrinitreflexióját is figyelembe véve — Koncz (1983b) szerint négy csoportba oszthatók *(31.74 ábra)*:

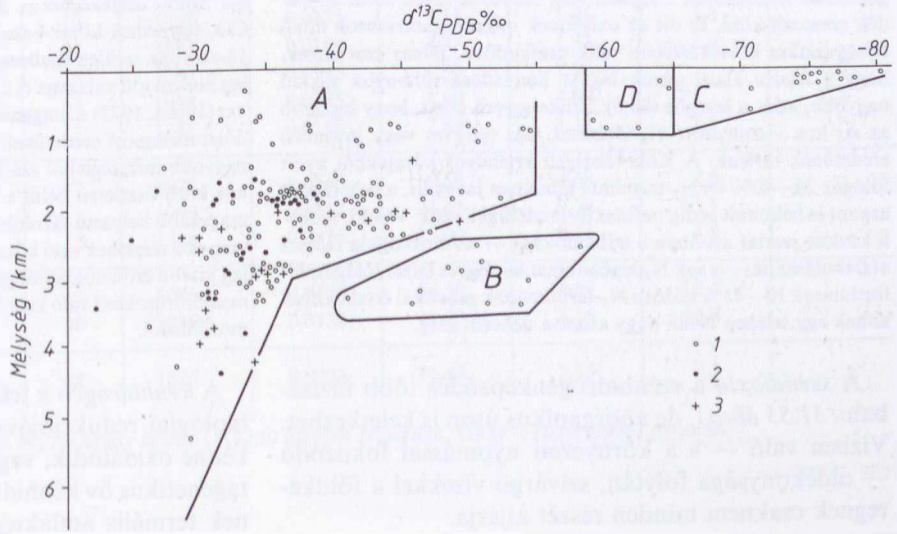
A) humuszos–szapropéles eredetű, termogén metán, −22 és −55‰ közötti,

B) szapropéles eredetű, termogén metán, −40 és −60‰ közötti,

C) biogén metán, −65 és −81‰ közötti,

D) bio- és termogén metán keveréke, −59 és −65‰ közötti $^{13}C_{PDB}$ értékkel.

Az *A)* csoportbeli (túlnyomórészt neogén) földgázok $^{13}C_{PDB}$ értéke hazánkban is a mélység és a hőmérséklet növekedése szerint emelkedik. Az izotóparány növekedése azonban gyakran a CO_2 igen nagy koncentrációjával társul. Ezért Koncz (1983b) *a földgázaink 60 térfogatszázaléknál nagyobb CO_2-tartalmát különböző (paleo- és mezozóos) karbonátok hőbomlásából származtatja.*



31.74 ábra. A magyarországi földgáztípusok *(A—D)* Koncz (1983b) szerint

1. Neogén, — *2.* mezozóos, — *3.* paleozóos kőzetben tárolódó földgázok.

Metán a kőszén termális átalakulása révén is keletkezik: a kőszéntelepek mindig tartalmaznak metánt, ami a kőzet gáztartalmának 80—90%-át teszi ki (31.1. fejezet). A kőszén etán- és propántartalma ennél általában két nagyságrenddel kisebb; a maradékot CO, CO_2 és N_2 alkotja. — A Rajna–Ems vidéki és a groeningeni (Hollandia) földgázoknak és a közeli kőszénbányák bányalégjének a szénizotópokra is kiterjedő összehasonlítása kétségtelenné tette azoknak a felső-karbon kőszénből való keletkezését; ez pedig nagy lépést jelentett a szénülési és szénhidrogénképződési folyamatok közötti párhuzamok megvonása felé (Gedenk—Hedemann—Rühl 1964; Teichmüller 1962; Kozlov 1960).

A nehezebb szénhidrogén-gázok (etán, propán és a butánok) gyakorlatilag csak a diagenezis végén és a kategenezis során, részint közvetlenül kerogénből, részint a kőolaj termikus degradációjával keletkeznek. A késő-diagenetikus földgázakban több az *i*-bután az *n*-butánnál; ez utóbbi a kategenezis során kerül túlsúlyba. Az *i-bután/n-bután* arány — ha kevésbé is, mint a metán stabilis C-izotóp aránya — felhasználható a földgáz és anyaközete korrelációjához.

31.22242 Egyéb földgázok koncentrációjuk sorrendjében: a N_2, a CO_2, a H_2S, a *nemesgázok* és a H_2.

A földgáz N_2-tartalma egyesek szerint termikusan, a kerogénből keletkezik. Mivel a kísérletek során a nitrogén NH_3 alakjában szabadul fel a kerogénből, fölmerül a kérdés, mi okozza a N_2-nek az ammóniából való kilépését. Guszeva—Fajngers (1973) a SZU-beli előfordulásoknál a vörös tárolókőzetek vasoxid-tartalmának oxidáló hatását tételezi fel. Hasonlóan vélekedik Getz (1978) is. Rohrback *et al.* (1983) szerint viszont az NH_3 H-tartalma a telítetlen vegyületek hidrogénezésére, ill. az O-tartalmú szerves vegyületek redukálására fordítódik; ennélfogva a vörös kőzetek vasoxidjának nincs szerepe a N_2 képződésében.

Kis mélységű tárolók esetén föltehető volna, hogy a N_2 a légköri gázoknak felszínközeli vizekben való oldódása révén kerül az üledék szemcsei közé, és ott az oxigénnek mikroorganizmusok általi elfogyasztása következtében válik uralkodóvá. Ellene szól ennek, hogy a felszín alatti gázok N_2/Ar hányadosa többnyire sokkal nagyobb, mint a levegőé (83,6). Szükségszerű tehát, hogy legalább az Ar-hoz viszonyított N_2-többletet más (szerves vagy juvenilis) eredetűnek tartsuk. A Kola-félszigeti kristályos kőzetekből nyert földgáz 24—40%-os N_2-tartalmát általában juvenilis, a vele társult argont és héliumot pedig radioaktív eredetűnek vélik. Vető I. szóbeli közlése szerint azonban a szilikátokból — azok zöldpala fáciesű átalakulásakor — is sok N_2 szabadulhat fel. Egyes hazai földgázelőfordulások 10—45% közötti N_2-tartalmának genetikai értelmezését annak egy telepen belüli nagy szórása nehezíti meg.

A *széndioxid* a szénhidrogénképződés több fázisában *(31.55 ábra)*, de anorganikus úton is keletkezhet. Vízben való — s a környezeti nyomással fokozódó — oldékonysága folytán, szivárgó vizekkel a földkéregnek csaknem minden részét átjárja.

A *szerves eredetű* CO_2 fiatal tengeri üledékekben mikrobiológiai hatásra is létrejöhet, és hidrogénkarbonát alakjában oldódik a rétegvizekben. Mennyisége azonban csak gyors betemetődés esetén jelentősebb. Lényegesen nagyobb mennyiségben szabadul fel a kategenezis övébe került kerogénből. Kapcsolódhat azonban kőolajfelhalmozódások bakteriális degradációjához is.

A CO_2 *szervetlen keletkezése* vagy vulkáni és utóvulkáni működéshez, vagy karbonáttartalmú kőzetek metamorfózisához kapcsolódik. CO_2-nek vulkáni gázokban, gőzökben, savanyúvizekben való jelenlétét már régen felismerték. Az alaszkai fumarolák gázainak 53%-a CO_2. Kalcit, klorit és kvarc együttesének zöldpala fáciesű átalakulásakor (megfelelő hőmérsékleten) tremolit, víz és CO_2 keletkezik, s az epidotnak kalcitból és kaolinitból, földpátból és csillámból, avagy — víz és kalcit jelenlétében — anortitból való képződését is CO_2 kilépése kíséri (Kertai 1967). A mélységi magmás kőzetekből és metamorfitokból származó CO_2 azok kristályközi terében halmozódik fel.

Hogy a jelentősebb CO_2-telepek nem szerves eredetűek, hanem karbonátásványok hőbomlása révén keletkeztek, azt Silverman—Epstein (1958), Lang (1959) és mások természetes CO_2-gázok, ill. szénhidrogének, kőszenek és a kísérő kőzetek $^{13}C/^{12}C$ arányának összehasonlításával is alátámasztották.

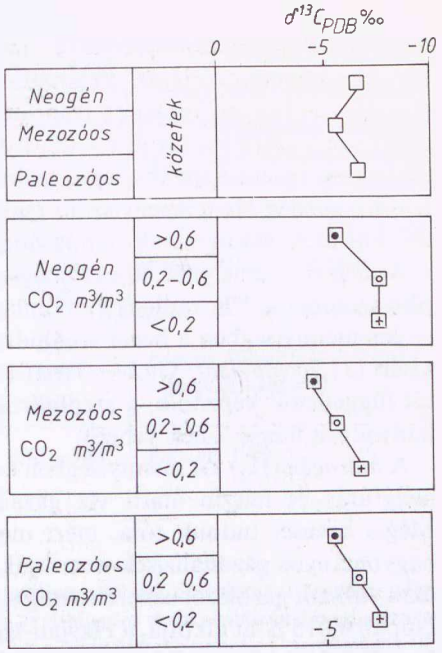
A vizsgált CO_2-gázok ^{13}C mennyiségét ui. a mellékkőzetek karbonátjáéval egyezőnek, a kőszenekénél és a szénhidrogénekénél azonban lényegesen nagyobbnak találták. Hasonló eredményekre vezettek a hazai vizsgálatok is (Kertai 1966a, 1972); sőt ezek révén annak lehetősége is felvetődött, hogy a Mátra-hegységbeli Tiribesi akna barnakőszén-telepében észlelt CO_2-betörés gáza sem a kőszénből, hanem posztvulkáni exhalációból származik. A gáztelepek és a vulkáni hegységek közelsége sok külföldi szerzőt a CO_2 és a magmás működés elsődleges összefüggésének feltételezésére ösztönzött. A hazai CO_2-telepek többsége azonban az egykori vulkáni központoktól távol, metamorf aljzat és felső-kréta–paleogén korú „alföldi flis" fölött helyezkedik el. Készletük más üledékes aljzatú területek CO_2-telepeinek közel 4-szerese, a magmás aljzatúakénak pedig kb. 18-szorosa; területi egybeesésnél pedig a vulkáni működést viszonylag hosszú idő választja el CO_2-telepeink kialakulásától. Ezért Kertai (1966a, 1972) a magyarországi CO_2-felhalmozódásokat uralkodóan metamorf eredetűnek minősíti; Koncz (1983b) pedig a kéreg nagyobb mélységeiből származtatja *(31.75 ábra)*. A CO_2-nek azonos korú összleten belül a mélyebb, a szénhidrogéneknek pedig a magasabb helyzetű tárolókhoz, ill. ugyanazon tároló esetén annak mélyebb részeihez való kötődését e gáz nagyobb fajsúlya és viszonylag kisebb diffúzióképessége magyarázza. Természetesen a CO_2-nek metamorfitokból való keletkezését is hosszú idő választja el a felhalmozódástól.

A *kénhidrogén* a felszín közelében szulfátok mikrobiológiai redukciójával keletkezik, de nagyobb része kénné oxidálódik, vagy fémszulfidokká alakul. A katagenetikus öv kénhidrogénje az anyakőzet kerogénjének termális átalakulásából, tárolókőzetben pedig a

kőolajjal érintkező szulfátok magas hőmérsékletű redukciójából, ill. a kőolaj kéntartalmú vegyületeiből származik. Nagyobb mennyiségű kénhidrogént főleg a karbonátos, ill. evaporitos környezetben keletkezett földgáz tartalmaz, mivel az ilyen anyakőzetek kerogénje és a belőle keletkezett kőolaj kénben egyaránt gazdag, másrészt az evaporitok biztosítják a rétegvíz szulfáttartalmát.

A H_2S-tartalom általában a mélységgel együtt nő *(31.52 ábra)*. Nagy mélységű paleozóos mészkőtárolókban sok H_2S társul száraz metánnal (Ohio, Indiana, Illinois, Michigan államok az USA-ban; irkutszki kambriumi dolomitok a SZU-ban). Le Tran (1972) szerint a H_2S képződése az Akvitániai-medencében a diszperz szerves anyag hőbomlása során csak 170 °C-on, tehát jóval a metánképződés fő övének 140 °C-os hőmérséklete felett következett be.

A reakcióképtelen *„nemes gázok"* (^4He, Ne, ^{40}Ar, Kr, Xe, ^{222}Rn) közül a *hélium* a ^{235}U és a ^{232}Th radioaktív bomlásának eredménye. Átlagosnál nagyobb a He mennyisége vulkáni gázokban és gőzökben, egyes hévizekben; észlelték azonban kőolajmezők, sőt kőszéntelepek gázaiban is. Ez utóbbiakban való megjelenése atomátmérője kicsinységével magya-



31.75 ábra. A magyarországi tárolókőzetek *(fent)*, ill. az azokban tárolt, különböző koncentrációjú CO_2-gázok átlagos C-izotóp arányai Koncz (1983b) szerint

31.26. táblázat. Néhány hazai földgáz argon- és nitrogéntartalma*

Kor	Szerkezet és szint	Kút száma	Talp (m)	Ar	N_2	Az Ar-nal arányos atm. N_2	Organogén N_2	Ar-többlet[x]
				térfogatszázalék				
Alsó-pannóniai	Lovászi	348	1147	0,0156	3,22	1,30	1,9	
	Pusztaföldvár/Békés	34	1778	0,0126	2,56	1,05	1,5	
		80	1778	0,0255	1,53	2,13		0,6
		24	1777	0,0028	0,83	0,23	0,6	
		57	1785,5	0,0020	0,60	0,17	0,4	
		13	1788	0,0480	1,81	4,01		2,2
	Alsó Földvár	11	1718	0,0300	3,80	2,50	1,3	
		29	1716	0,0168	3,90	1,40	2,5	
	Felső Földvár	86	1637	0,0210	8,06	1,75	6,3	
	Battonya	10	1029	0,0175	5,11	1,46	3,6	
		42	1033	0,0160	4,37	1,33	3,0	
		25	1033	0,0945	1,90	7,90		6,0
		63	1034	0,0575	4,60	4,80		0,2
	Pusztaszőlős Kelet	1	1778,5	0,0158	2,86	1,32	1,5	
Felső-pannóniai	Mihályi	12	1077	0,0440	5,68	3,68	2,0	
			1069,5	0,1112	24,45	9,30	15,1	
	Görgeteg–Babócsa F	5	1318	0,0875	12,00	8,15	3,8	
Miocén	Heresznye	6	1046	0,0490	16,50	4,09	12,4	
	Vízvár	20	1937,5	0,0138	11,20	1,15	10,0	
Oligocén	Mezőkeresztes	48	1326	0,0255	11,43	2,13	9,3	

* Az N_2-, ill. Ar-többlet a levegőbeli N_2/Ar arány értéke (= 83,6) alapján számolva, Gráf—Tóth (1966) nyomán.

[x] N_2-ben kifejezve.

rázható, ami lehetővé teszi az üledékburok magasabb részeibe való vándorlását és a szénhidrogénekkel együttes felhalmozódását. Pegmatit-telérekből származik a battonyai, texasi és franciaországi gránitok repedésrendszerében tárolt (>1%-nyi, tehát már kitermelésre érdemes mennyiségű) hélium. Colorado és Kansas gazdag He-telepei viszont csak üledékes kőzetek Th- és U-ásványainak bomlásából vezethetők le.

Az *argon* — amelynek 40-es tömegszámú, leggyakoribb izotópja a ^{40}K radioaktív bomlásával keletkezik — kis mennyiségben a hazai szénhidrogén-gázokat is kíséri (*31.26 táblázat;* GRÁF—TÓTH 1966). Bár a Hetől függetlenül képződik, a szénhidrogének $^{4}He/^{40}Ar$ hányadosa mégis 7-nek vehető.

A *hidrogén* (H_2) kis mennyiségben csaknem minden mélyfúrás és felszín alatti víz gázaiban jelen van. Mégis keveset tudunk róla, mert meghatározását a hagyományos gázanalízisek nem írják elő. Régebben csak vulkáni gázokból ismerték: míg a Vezúv gázának csupán 0,015%-át alkotja, a Hawaii-szigeteken 8%-os részarányát is észlelték. Az erősen szórt, kis mennyiségű H_2-nyomokat radioaktív eredetűnek tartják. Üledékes kőzetek H_2-je viszont bakteriális tevékenység terméke lehet; de mivel a hidrogén a keletkezés pillanatában rendkívül vegyülőképes, a többnyire jelenlevő O_2-vel vízzé, CO_2-vel pedig metánná és vízzé alakul. ZINGER (1962) a Volga alsó folyását kísérő paleozóos kőzetek rétegvize gáztartalmának 43%-nyi oldott H_2-jét, GUREVICS (1967) pedig a Kuznyeckimedence kőszéntelepei gázának 20%-ot is elérő H_2-tartalmát a kőszén szénüléséből származtatja. NECSAEVA (1968) viszont Nyugat-Szibéria szénhidrogén-telepeiből említette a következő H_2-koncentrációkat:

Földgáztelepekből	0,9%
Gázcsapadéktelepekből	6,0%
Kőolajtelepekből	11,0%

A H_2-koncentráció az anyakőzet szervesanyag-tartalmával együtt növekedett.

A szénhidrogénekhez kapcsolódó H_2-felhalmozódás főbb lehetőségei HAWKES (1972) szerint:

a) Szabad H_2 keletkezik mélytengeri környezetben, Fe^{2+}-tartalmú ásványok szerpentinesedésekor, a víz disszociációja révén, és az — a többi alkotórészhez viszonyítva nagy diffúziósebessége következtében — folyamatosan fölfelé diffundál. A szerpentinesedés természetesen szárazföldi körülmények között is termel H_2-t.

b) Az üledékes kőzetek biogén anyagából felszabaduló H_2 az érési folyamat egyik terméke. A H/C arány fontos mérőszáma a szénhidrogén-keletkezés egyes fázisainak (DOTT—REYNOLDS 1969; FORSMAN 1963; *31.32* és *31.36 ábra*).

31.23 A KŐOLAJOK ANYAKŐZETE

Kőolaj-anyakőzetnek az az üledékes kőzet minősül, amelynek az ásványi résszel együtt lerakódott szerves anyaga hőhatásra kőolajat ad le, ill. erre volt vagy lesz képes. De míg egy kőolajat le nem adott, éretlen anyakőzetet viszonylag könnyen föl lehet ismerni, azt, hogy az érett anyakőzetből mennyi kőolaj távozott már el, nagyon nehéz megállapítani.

Azt az üledéket, amelyik szerves anyagának CH-tartalma még részben megvan, lehetséges *(potenciális)*, azt pedig, amelyből a keletkezett szénhidrogén elvándorolt és másutt halmozódott fel, tényleges *(effektív)* anyakőzetnek nevezzük. Alkalmas földtani környezetben az üledékes kőzetnek nagy része potenciális anyakőzetnek számít ugyan, genetikai potenciáljuk azonban igen eltérő lehet. Hogy egy kőzet anyakőzetnek tekinthető-e, arra

— a szénhidrogénképződésre alkalmas szerves anyag mennyisége,

— a szerves anyag genetikai típusa és érettsége,

— a kőolaj és a kőzet szerves anyaga közötti korreláció alapján lehet következtetni.

31.231 A C_{org} és a szénhidrogénképző szerves anyag mennyisége. A mintegy 7000 elemzésen alapuló TRASK—WU (1930)-féle szabály szerint a C_{org} (= *TOC*; 31.2222. fejezetrész) mennyisége az argillitek, aleuritok és homokkövek között 4:2:1 arányban oszlik meg. Bár a legjobb anyakőzetek C_{org} értéke 12 súly%-nál is nagyobb lehet, a pélites anyakőzetek átlagos TOC-tartalma BROOKS (1981a) szerint 0,5—2,0, a karbonátosaké pedig 0,2—0,6 súly% közötti *(31.27 táblázat)*. De — mint azt már a kerogéntípusok áttekintése (31.22231. fejezetrész) is tanúsította — a szerves anyag összmennyiségénél is fontosabb annak típusa. Ezért TISSOT—WELTE (1978) a *TOC*-minimumok jelentőségét csak annak a kritikus szintnek a kijelölésében látja, amelyet a belőlük képződő kőolajmennyiségnek az elsődleges vándorlás megindulásáig el kell érnie. Az agyagos kőzetekben ez a minimum azért nagyobb, mert többségük sok — kőolajképzésre alkalmatlan — terrigén huminitet, vitrinitet, ill. inertinitet tartalmaz. Ezzel szemben a karbonátok túlnyomóan alga-eredetű, amorf C_{org}-ja azonban az agyagokénál sokkal nagyobb kőolajpotenciállal rendelkezik. Ezért egy 0,6%-nyi algás TOC tartalmú üledék sokkal jobb anyakőzet lehet, mint az, amelynek 4%-nyi TOC-a főleg szemifuzinites és inertinites kerogénhez kapcsolódik. Az anyakőzet-jelleg megállapítása tehát főként attól függ, hogy a teljes kerogénen belül mennyi a kőolajjá alakítható anyag

31.27. táblázat. Különböző medencék eltérő típusú üledékeinek átlagos C_{org}-tartalma

Eredet	Kőzettípus	Elemzések száma	Szerves C súly%	Szerzők
60 medence 200 előfordulása	Agyagpalák Karbonátok	791 281	1,65 0,18	HUNT 1961
Különböző helyekről vett minták	Agyagpalák Aleurolitok Karbonátok	nagyon sok	0,90 0,45 0,20	VASSZOJEVICS *et al.* 1967
18 üledékes medence anyakőzetei	Agyagpalák és aleurolitok Karbonátos palák Karbonátok	418 97 118	2,16 1,90 0,67	*Francia Kőolaj Intézet* (nem publikált adatok)
9 anyakőzet-előfordulás	Nincs megadva		0,53—3,67	PHILIPPI 1965

mennyisége. Ugyanezen okból az említett *TOC*-értékek a száraz földgáz öv metagenetikus állapotú üledékeire már nem érvényesek, hiszen azok kőolajjá alakítható szerves anyagukat már korábban elveszítették.

MACKENZIE—QUIGLEY (1988) szerint a jó minőségű anyakőzet (pl. a Szuezi-öböl cenomán korú Brown Limestone-ja) kerogénjének 90%-a is átalakulhat folyékony szénhidrogénné. Kedvező kerogénmennyiség és -minőség esetén a keletkezett folyékony szénhidrogén 80%-a vándorol el az anyakőzetből. Ha óvatosságból a két koefficiens szorzatának a felét vesszük, az is 0,36-ot tesz ki. A jó minőségű kerogénnek tehát több mint 30%-a képes kőolajként elhagyni az anyakőzetet.

Az egyes szénhidrogén-formációk minimális *TOC* értékei medencénként különbözőek. Az adszorpciós viszonyok alapján BALÁZS—KONCZ (1975) által számított magyarországi alsó határérték pl. a pélites képződményekre RONOV (1958) által megállapított 0,5%-nak kb. a fele (0,27%). A nagyalföldi neogén péliteknek a Gulf Coast-beliekhez hasonló, 0,6—0,8% körüli C_{org} átlagai általában kisebbek, mint más medencékben. Az anyakőzetek kőolajképző hatásfoka általában elég alacsony. A kaliforniai Santa Fé Springs kőolajmező szénhidrogénkincsét pl. a föltételezett anyakőzet összes szerves anyagának kb. 4%-ából keletkezettnek vélik (HUNT 1978).

Az effektív anyakőzetek C_{org} mennyisége szempontjából HUNT—JAMIESON (1956) szerint: *(1)* a bitument (vagyis a szerves oldószerekben — éter, széntetraklorid, benzol — könnyen oldható, a kőolajnak csak a nehéz frakcióit tartalmazó szénhidrogéneket), *(2)* a tárolókőzetben is előforduló aszfaltos komplexeket, *(3)* a szerves oldószerekben oldhatatlan kerogént, ill. a pirobitumen jellegű anyagokat kell tekintetbe venni.

A hazai gyakorlat szerint az

$$\text{összes } C_{org} = S_K + S_N, \qquad (31.14)$$

ahol S_K, a kloroformban oldható autochton *A*-bitumen relatív C-tartalmát [vagyis az *A*-bitumen elemi analitikával meghatározott C-tartalmának (C_K) és a kőzet összes bitumenje C-tartalmának (S_K) a hányadosát] jelenti, S_N értéke pedig az

$$S_N = C_T \cdot \frac{M}{100} \qquad (31.15)$$

összefüggésből számítható, ahol C_T a karbonátmentesített kőzet kloroformban nem oldható szerves anyagának a C-tartalma, M pedig a kőzet HCl-ben oldhatatlan része.

31.232 A szerves anyag genetikai típusa és érettsége. Mivel a különböző származású szerves anyagok szénhidrogén-potenciálja nem egyforma (31.22231. fejezetrész), típusaik és érettségük meghatározása az anyakőzet várható szénhidrogén-produkciója szempontjából különösen fontos. A meghatározást szolgáló eljárások *(31.28 táblázat)*: a következőképpen csoportosíthatók.

31.2321 A szerves kőzettani vizsgálat a huminites és szapropéles anyagok — főleg a lignitben dús, szárazföldi növénymaradványok s a lipidekben dús planktonszervezetek, baktériumok, spóra- és pollenszemcsék, valamint az amorf szerves anyagok s a fluoreszkáló kerogéntípusok (31.22231. fejezetrész) — megoszlását fénymikroszkópban elemezve következtet a szerves anyag származására. A hőbomlási (*t*hermal *a*lteration) *i*ndex, a *TAI*, a spóra- és pollenszemcsék és más mikrofosszíliák áteső fényben észlelt színváltozásait az anyag termális átalakulásával hozza összefüggésbe, és így az érettségi fok megállapítását célozza.

A szerves anyag érettségének növekedését ma mégis legáltalánosabban a vitrinitreflexió (31.141. fejezetrész) értékeivel jellemzik, bár a különböző kerogéntípusú üledékek „kőolajablak"-ait egymástól kissé eltérő vitrinitreflexió értékek határolják *(31.29 táblázat)*.

31.28. táblázat. A szervesanyag-tanulmányozás módszerei és azoknak az anyakőzet-meghatározás szempontjából való megbízhatósága*

A vizsgálat		A szerves anyag			Kőolaj és anyakőzet közötti korreláció
módszere	célja	mennyisége	típusa	érettsége	
MIKROSZKÓPIA					
Áteső fényben	A kerogén típusának és érettségi fokának megállapítása	+ +	+ + + +	+ + +	
Visszavert fényben		+	+ +	+ + + +	
UV-fluoreszcencia		+ +	+ + + +	+ +	
SZERVES GEOKÉMIA					
Elégetés	A *TOC* megállapítása	+ + + +	—	—	
Elemi analízis	Az elemi összetétel megállapítása	+ +	+ + +	+ + +	
Izotóp analízis	A $\delta^{13}C$, $\delta^{34}S$ és $\delta^{2}H$ megállapítása	—	+ + +	+ +	+ / + +
Pirolízis	Gyors tájékozódás	+ + +	+ + / + + +	+ + / + + +	
Gázkromatográfia (GC) és tömegspektrográfia (MS)	A könnyű szénhidrogének (C_{1-20} és C_{2-8}) kimutatása	+	+ +	+ + +	+ / + +
	A kioldható szerves anyag (*EOM*) és a szénhidrogének kimutatása	+ +	+	+ +	
	Az *n*-alkánok kimutatása	—	+ + +	+ + +	+ / + +
	Az izoprenoidok kimutatása	—	+ +	+ +	+ / + +
	A szteránok és triterpánok kimutatása	—	+ / + +	+ +	+ + +
	Az aromás vegyületek kimutatása	—	+ +	+ +	+ + +
	A porfirinek és nyomelemek kimutatása	—	—	+	+ + +
FIZIKOKÉMIA					
Infravörös spektroszkópia	Az *EOM* és a szénhidrogének jellemzése	—	+ +	+ +	+ +
Ibolyántúli spektroszkópia		—	+ +	+ +	
Nukleáris mágneses rezonancia (NMR)		—	+ +	+ +	+ +
	A kerogén jellemzése	—	—	—	
		—	+ +	+ + +	
Elektron-spin rezonancia (ESR)		—	+	+	
		—	+	+ +	+
TG és DTA	A kerogén és az *EOM* jellemzése	—	+	+ +	
		+ + +	+ +	+ +	

* Brooks (1981a) és Tissot—Welte (1978) adatainak egyeztetésével.

\+ Gyenge; + + Elég jó; + + + Jó; + + + + Igen jó.

Fluoreszcens mikroszkóppal a kőzet H-dús alkotóit igyekeznek felismerni.

31.2322 A kerogén geokémiai vizsgálata az elemi összetétel megállapításán, IR, folyadék- és gázkromatográfiás, valamint tömegspektrográfiai vizsgálatán, továbbá a C, az S és a H izotóparányainak rögzítésén kívül a pirolízist öleli fel.

31.23221 Az elemi összetétel alapján megállapítható van Krevelen-féle kerogéntípusok nemcsak a diagenezis, hanem még a katagenezis stádiumában is tájékoztatnak a kiindulási szerves anyag, az azt létrehozó leülepedési környezet és a képződött szénhidrogének jellege felől (*31.55 ábra;* 31.2223. fejezetrész).

31.23222 A szén stabilis izotópjai a különböző szénvegyületekben különböző arányokban fordulnak elő. A szerves anyagok „nehéz" és „könnyű" C-izotópjainak arányát az egységes vonatkozási alapul szolgáló *PDB-standard* (a dél-karolinai Pee Dee Formáció belemnites-maradványai) izotóparányához viszonyítva, ‰-ekben szokás megadni:

$$\delta^{13}C_{PDB} = \frac{1000(R - R_s)}{R_s} = 1000 \cdot \left(\frac{R}{R_s} - 1\right), \quad (31.16)$$

ahol R a vizsgált minta, R_s pedig a *PDB*-standard $^{13}C/^{12}C$ aránya. Negatív(abb) $\delta^{13}C_{PDB}$ érték tehát a ^{12}C izotóp, pozitív(abb) $\delta^{13}C_{PDB}$ érték pedig a ^{13}C dominanciáját jelzi.

A kerogén $\delta^{13}C$ értéke elsősorban biológiai elődeinek $\delta^{13}C$ értékétől függ (Degens 1969; Galimov 1980). Degens (1965) szerint *(31.76 ábra)* a recens tengeri algák $\delta^{13}C$ értéke azért nagyobb, mint a légköri CO_2-re utalt szárazföldi növényeké (s az ezekből származó kőszéné), mert a tengervíz ^{13}C-ben gazdag

CO_2-jét asszimilálják. A ^{12}C izotóp mennyisége a kerogénben és a kőolajban is 6—10‰-kel nagyobb, mint az élő szervezetben. E jelenség magyarázata SILVERMAN (1964) és GALIMOV (1973) szerint a következő:

A biogén anyagok stabilis szénizotóparánya kémiai szerkezetüktől függ. Az alifás láncok és metoxil-csoportok kevesebb, a karbonil-, karboxil-, fenol- és amin-csoportok viszont több ^{13}C-t tartalmaznak. Ezért a lipidekben több a ^{12}C, mint a szénhidrátokban és a proteinekben.

A szerves diagenezis folyamán — a ^{13}C-ben gazdag funkciós csoportok leszakadása és a lipidek polimerizációja következtében — a felszínközeli üledékekben a ^{12}C viszonylagos dúsulása tapasztalható. Az üledékes szerves anyaghoz képest ^{12}C-ben 30—50‰-kel gazdagabb biogén metán eltávozása azért nem befolyásolja különösebben a kialakuló kerogén izotópösszetételét, mert az ugyanakkor képződő CO_2 viszont ^{13}C izotópban gazdagabb lesz, mint az üledékes szerves anyag. A ^{12}C—^{12}C kötés a szerves érés folyamán kb. 8%-kal gyorsabban szakad fel, mint a ^{13}C—^{12}C kötés. Ezért a mélységben képződő metán több könnyű szénizotópot fog tartalmazni, mint a visszamaradó kerogén, amelyben a ^{13}C-izotópok mennyisége megnő. Az érés előrehaladásával képződő CH_4 izotóparánya szükségszerűen közeledik a kerogénéhez (STAHL 1975; TISSOT—WELTE 1978).

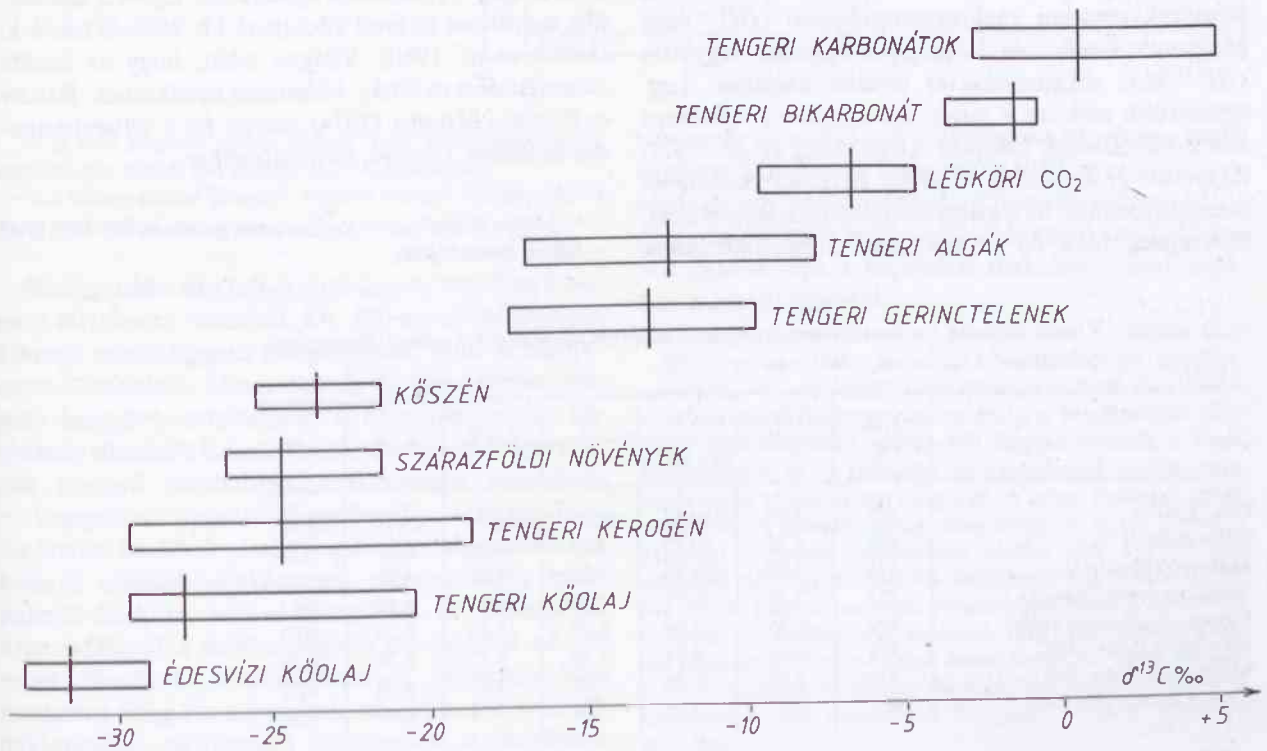
A stabil C-izotópok megoszlása és értelmezése körül azonban jelenleg zavar van. A fenti tapasztalati adatok ui. főleg az É-i félgömb karbon kőszenes összleteire érvényesek. Újabban azonban ezekkel éppen ellentétes — főleg a déli féltekéről származó — adatot közöltek. A jelenkori $\delta^{13}C$-értékek magyarázatának a fosszilis $\delta^{13}C$ értékekre való átvitele tehát óvatosságot igényel.

31.29. táblázat. A különböző kerogéntípusok szénhidrogén-genetikai állapotaihoz tartozó vitrinitreflexió értékek ingadozása (TISSOT—WELTE, 1978)

Vitrinit-reflexió	Kerogéntípusok		
	I	II	II
0,5	Éretlen öv	Éretlen öv	Éretlen öv
	Kőolaj öv	Kőolaj öv	Kőolaj öv
1,0			
1,5	Kondenzátum és nedves gáz öv		
2,0		Száraz gáz öv	
2,5			

Pontozott vonal: a kőolajképződés csúcspontja.

A biogén, a termális és a kevert eredetű metán megkülönböztetésére SCHOELL (1980, 1984) a ^{13}C értékek és a deutérium-koncentrációk sorozatvizsgálatát ajánlja. A termális eredetű, gáz alakú szénhidrogének deutériumtartalma a katagenezissel nő, s a száraz földgázban éri el maximumát. A deutériumtartalom



31.76 ábra. Különböző szerves anyagok *C*-izotóp arányai és azok középértékei (DEGENS *in* GRASSELLY 1971)

növekedésének ez a ^{13}C értékekéhez hasonló trendje tehát az anyakőzet és a kőolajtárolók érettségének a kifejezője. Korlátozza azonban e módszer használatát a δD erős fáciesfüggése.

A prekvarter üledékek, kőszenek, ill. kőolajok $\delta^{13}C$ értékeinek a földtani kortól való függését vizsgálva DEGENS (1965) a következőket állapította meg:

A sekélytengeri üledékek szórt szerves anyagának a $\delta^{13}C$ értéke a kor növekedésével a jelenkori selfekéhez képest 4—14‰-kel kisebb. Ennek oka jelenleg élénk vita tárgya.

A kőszenek $\delta^{13}C$-je, a földtani kor, ill. a diagenezis előrehaladásától függően, csak kismértékben ingadozik a mai szárazföldi növények −25‰-es átlaga körül. Ezt részint fő kiindulási anyaguk (a lignin) lényegi azonossága, részint a szénülés folyamán ebből képződő, de fordított izotóparányú CH_4, ill. CO_2 mennyiségének kiegyenlítettsége magyarázza. [A kőolajok $\delta^{13}C$ értékei általában a tengeri plankton lipidjeinek $\delta^{13}C$ értékeivel egyeznek; ezen belül azonban a predevontól az alsó-karbonig, s a triásztól a tercierig kisméretű emelkedés, a felső-karbon és a triász között pedig némi csökkenés tapasztalható (GRASSELLY 1971).] Ezen ingadozásokat a lég- és vízkör CO_2-nyomásának, ill. hőmérsékletének változásai okozhatják. Az atmoszféra CO_2-nyomásának emelkedésekor, ill. hőmérsékletének csökkenésekor ui. nő a vízben oldott CO_2 mennyisége; a megnövekedett karbonátoldó képességű vízből az élő szervezetek kevesebb karbonátkomplexet képesek felhasználni, és ez szerves anyaguk $\delta^{13}C$ értékének csökkenését eredményezi. A hőmérséklet emelkedése, ill. a légköri CO_2-nyomás csökkenése viszont a folyamat megfordulását s a $\delta^{13}C$ érték viszonylagos emelkedését idézi elő.

31.23223 Az időrabló és költséges extrahálást mellőző **pirolízis** a kőzetminta vagy szerves koncentrátum inert atmoszférában való hevítése útján nyert szerves termékek gyakran gázkromatográfiával *(GC)* vagy gázkromatográfia és tömegspektrográfia együttes *(GC—MS)* alkalmazásával történő analízise. Legegyszerűbb eszköze a terepi használatra is alkalmas ROCK—EVAL-féle készülék (ESPITALIÉ *et al.* 1977; BARNARD *et al.* 1981), amellyel egyetlen analízisből meghatározható: *a)* a kőzet szénhidrogén-potenciálja, ill. érettségi foka, *b)* kimutathatók a szénhidrogének kis mennyiségei, *c)* kijelölhetők a szerves fácies különbségei alapján megvonható kőzethatárok. Segítségével gyorsan megállapítható a kőzet $HI = S_2/C_{org}$ hidrogén-, valamint $OI = S_3/C_{org}$ oxigén-indexe és ezek hányadosa ($S_2 : S_3$), amelyek alapján — pozitív indikációk esetén — a kőzet „nagyon jó", „jó", „közepesen jó" vagy „gáz-anyakőzet" minősítést nyerhet. (S_2 a pirolízissel felszabadítható szénhidrogén, S_3 pedig a pirolízis folyamán felszabaduló CO_2 mennyisége.) Meghatározható továbbá a kőzet jelenlegi szabad szénhidrogéntartalma (S_1) és produktivitási indexe [$PI = S_1/(S_1 + S_2)$]. Néhány hazai olajpala ROCK—EVAL-mérőszámait a *31.30 táblázat,* különböző mélységű minták mérőszámainak grafikus értékelési módját a *31.77 ábra* szemlélteti. Bár e módszer hasznos és gyors geokémiai információkkal szolgál, alkalmazhatóságát különböző kerogéntípusok keveredése vagy karbonátos kőzetek jelenléte korlátozza. Ezért a pirolízissel kapott tájékoztatást más módszerek alkalmazásával is ellenőrizni kell.

31.2323 Az extraktumok geokémiai vizsgálata a könnyű szénhidrogének, az *EOM* (a kioldható szerves anyag) és a szénhidrogének, az *n*-alkánok, az izoprenoidok, az aromás vegyületek, valamint a szteránok és triterpánok mennyiségét és arányát kívánja rögzíteni.

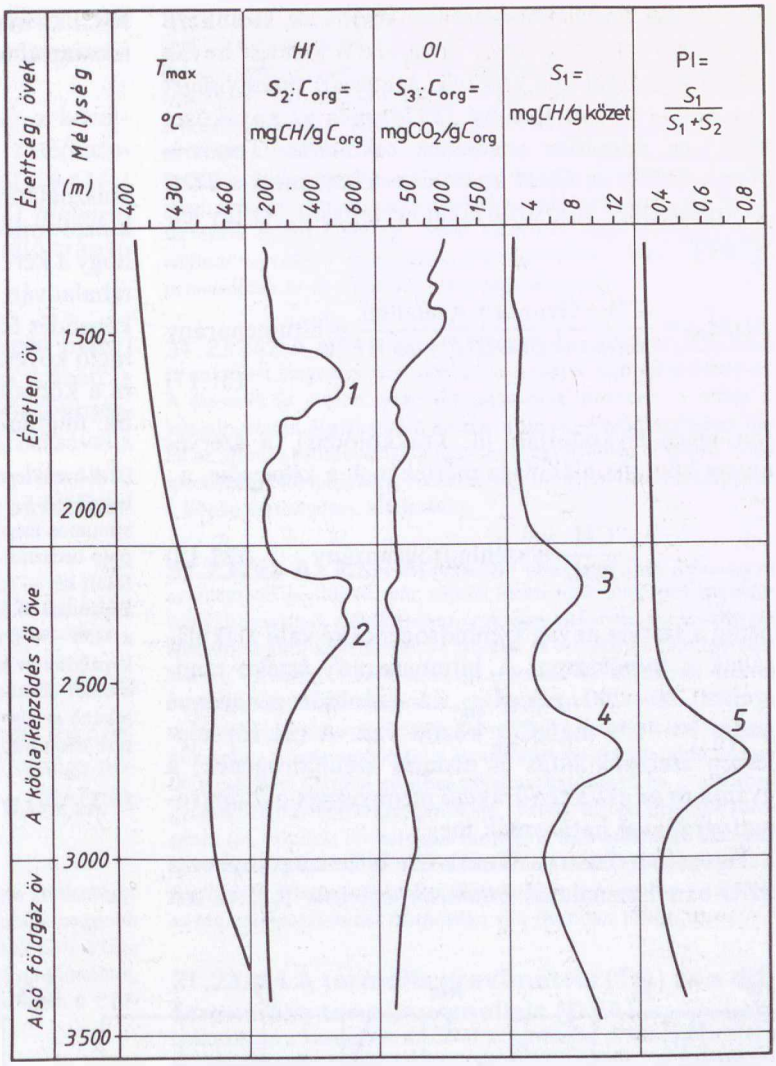
31.23231 A könnyű szénhidrogének részaránya. Ezek az élő szervezetekben és a felszíni üledékekben csak nyomokban mutatkozó, C_2—C_8 szénszámú vegyületek az érett kőolajnak kb. 30%-át teszik ki (HUNT *et al.* 1980). Világos tehát, hogy az üledék betemetődése nyomán, hőhatásra keletkeznek. BAILEY—EVANS—MILNER (1974) szerint pl. a nyugat-kanadai üledékek könnyű szénhidrogénje

— éretlen állapotban — nagyon kevés gazolinon (C_4—C_7) kívül — főként metánból áll;

31.30. táblázat. A hazai olajpalák szerves anyagainak evolúciós állapotát jellemző ROCK—EVAL-féle mérőszámok átlaga*

	T_{max} (°C)	S_1	S_2	S_3	$S_1 + S_2$	S_2/S_3	PI
		kg/t kőzet					
Pula (Put–7)	442	5,09	160,90	10,24	165,99	15,71	0,03
Gérce (Gét–2)	429	6,75	42,73	4,93	49,48	8,67	0,14
Várkesző (Vkt–1)	425	8,73	48,36	7,56	57,09	6,40	0,15
Várpalota (meddőhányó)	425	3,46	27,72	4,17	31,18	6,65	0,11
Mecsek (Vadászkúti völgy)	432	0,55	18,94	2,05	19,49	9,24	0,03
Mátraszele (MSz–168)	428	0,43	8,79	1,30	9,22	6,76	0,05
Mátranovák (Mn–192)	432	0,19	1,46	0,86	1,65	1,70	0,12
Homokterenye (Ht–197)	431	0,27	3,05	1,46	3,32	2,09	0,08

* HETÉNYI (1984) szerint.



31.77 ábra. Kőolaj-anyakőzet értékelés ROCK–EVAL-féle készülékkel (pirolízises módszer)

1. Éretlen anyakőzet. — *2.* Érett anyakőzet. — *3—4.* Kőolajindikációk. — *5.* Kőolajfelhalmozódás (-telep).

HI = hidrogénindex. — *OI* = oxigénindex. — *PI* = produktivitási index. — S_1 = a kőzet szabad CH-tartalma. — S_2 = a pirolízissel felszabadított CH-tartalom. — S_3 = a pirolízissel felszabadított CO_2-tartalom. — C_{org} = a kőzet szerves széntartalma.

— az érett állapotú „nedves földgáz" nagy mennyiségű C_2—C_3 szénhidrogén mellett sok gazolint (C_4—C_7) tartalmaz;

— a metagenetikus földgázt „termális metán" alkotja, nagyon kevés vagy semmi gazolinnal.

Hidrogénben dús (tehát liptinites és exinites) kerogént tartalmazó üledékek kb. 100-szor több normál könnyű szénhidrogént szolgáltatnak, mint az ugyanazon felszínalatti hőmérsékletű, de hidrogénben szegény kerogént tartalmazók. E nagy mennyiségi különbség ellenére a hasonló hőtörténetű elsődleges telepek könnyű szénhidrogén-frakciójának összetétele — kerogénjeik típusától függetlenül — igen hasonló. Az éretlen üledékek viszonylag kicsiny, de paraffindús könnyű szénhidrogénkészleteit valószínűleg a kompakciós víz kiűző hatása hozza létre. A betemetődés fokozódásával a szénhidrogének mennyisége nő, de mivel 77—82 °C hőmérsékleten (a kőolajképződés kezdetén) főleg kis szénszámú, aliciklikus vegyületek (ciklopentán, ciklohexán) keletkeznek, a paraffinok mennyisége minimális lesz. 80—110 °C között azonban ismét az *n*-alkánok (paraffinok) képződése kerül előtérbe. Mindebből THOMPSON (1979) arra következtet, hogy egy adott felszínalatti hőmérsékleten a kerogéntípustól függetlenül képződő könnyű szénhidrogének hasonlósága a képződési reakciók hasonlóságának a következménye.

HUNT *et al.* (1980) részletesebb vizsgálatai azt mutatják, hogy a C_6—C_8 szénszámú szénhidrogéneken belül azok különböző szerkezetű fajtáinak koncentrációja a Mexikói-öböl pélitjeiben azok keletkezési mélységétől függően változik, s ennek legvalószínűbb oka a képződési mechanizmusnak az érési mélységtől függő változásaiban keresendő. A terner C-atomot tartalmazó könnyű szénhidrogének mennyisége ui. a 115 °C-nak, a kvaterner C-atomot tartalmazóké viszont csak a 150 °C-nak megfelelő mélységben növekszik lényegesen. Ennek okát ők abban látják, hogy a szerkezeti átrendeződés során a *C*-ionok a fiatalabb üledékekben még jelenlevő, nagyszámú szabad gyökből nagyobb hőenergia közlése esetén lépnek ki. Ezzel lényegesen a *C*-ionoknak az idősebb üledékek már korábban kialakult kerogénjéből való távozásához lényegesen kevesebb hőenergia szükséges.

31.23232 Az EOM mennyisége. A kioldható és legalább 15 C-atomot tartalmazó szerves anyag (*EOM* = *E*xtractable *O*rganic *M*aterial) mennyiségét PHILIPPI (1957) és BARKER (1974) még az anyakőzet minősége *közvetlen* jelzőjének tekintette. TISSOT—WELTE (1978) az *EOM* abszolút értékét annak a *TOC* mennyiségéhez való arányával helyettesíti. Az így létrehozott

$$EOM_{rel} = \frac{CH + Gyanta + Aszfaltén}{TOC} = \text{bitumenarány} \qquad (31.17)$$

(ha nincs elvándorlás, ill. krakkolódás), a szerves anyag kőolajjá alakulása mértékének a kifejezője, a

$$\frac{CH}{TOC} = \text{szénhidrogénarány} \qquad (31.18)$$

pedig a szerves anyag szénhidrogénekké való alakulásának a mérőszáma. A bitumenarány értéke rendszerint 20—200 mg/gC_{org}, a szénhidrogénarányé pedig 10—150 mg/gC_{org} között van. A (31.16) képletben szereplő alifás és aromás szénhidrogének, a gyanta és az aszfaltén-frakció mennyiségét oszlopkromatográfiával határozzák meg.

Hasonló a TISSOT—WELTE-féle bitumenarányhoz a SZU-ban használatos *bitumenkoefficiens* (β_C); ez azt fejezi ki, hogy az üledék kloroformmal kioldható bitumentartalma (C_{BA}) hány %-a az összes C_{org}-nak;

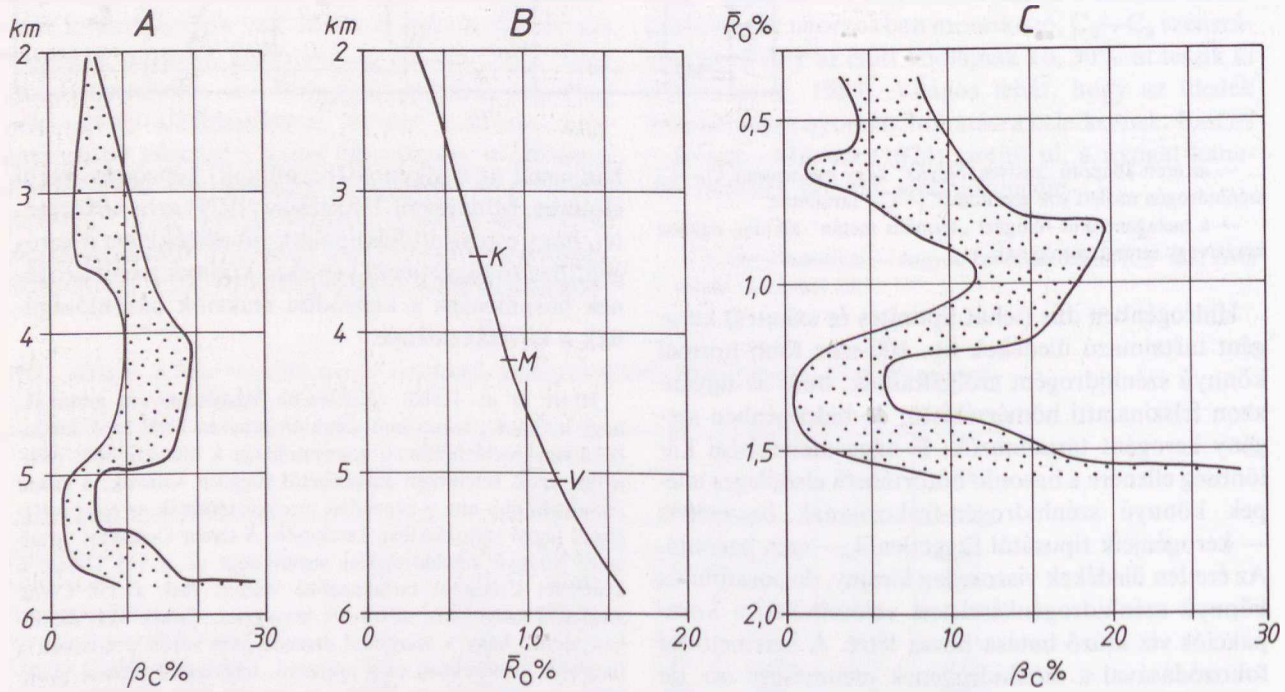
$$\beta_C = \frac{C_{BA} \cdot 100}{C_{org}}. \qquad (31.19)$$

Használatának az a feltétele, hogy a számításba vett kloroformos bitumen autochton legyen; elve pedig az, hogy a kerogén bomlásával a bitumenképződés is előrehaladván, a hányados értéke növekszik; a kőolajképződés főzónájában maximumot ér el, majd a migráció következtében csökken. Segít tehát megállapítani a kőolajképződés kezdetét és fő övét, valamint az ún. migrációs övet.

A hazai legmélyebb (5842,5 m-es) mélyfurás — a hódmezővásárhelyi Hód-1. — magjain SAJGÓ (1980) által mért β_C-értékek kétmaximumos megoldása *(31.78 ábra)* azonban a vitrinitreflexión alapuló beosztásoktól eltérően azt a látszatot kelti, mintha itt egymás fölött két — mintegy 400 m függőleges távolságban lévő — kőolajképződési öv lenne. A vitrinitreflexió értékek alapján azonban csak a 3450—5050 m közötti, felsőbb β_C-maximum tekinthető a kőolajképződési öv jelzőjének. Az 5450—5842,5 m közötti második maximumot ellenben az ugyanitt jelentkező 1,41—1,5%-os R_0-értékek inkább az alsó földgázzónába utalják. A kettős maximum értelmezése tehát még további megvilágítást igényel.

Az *EOM* elemi analízise a

$$\frac{C + H \text{ súly\%}}{N + O + S \text{ súly\%}} \qquad (31.20)$$



31.78 ábra. A és *B*: A β_C bitumenkoefficiens, ill. a $\bar{R}_0$ vitrinitreflexió mélység szerinti változásának, valamint *C*: a β_C és $\bar{R}_0$ összefüggésének (burkoló) görbéi a Hód-1. sz. mélyfúrásban SAJGÓ (1980) szerint

A *B* ábra a kőolajképződés vitrinitreflexió szerinti határainak SAJGÓ által közölt értékeit is föltünteti:

K: A kőolajképződés kezdete. — *M*: Annak maximuma. — *V*: A kőolajképződés vége.

hányados megállapítását célozza, mert ennek 1,5-öt meghaladó értéke effektív anyakőzetre utaló, autochton típusú *A*-bitument jelez.

Hasonló következtetéseket tesz lehetővé a kőzetszemcséken erősebben adszorbeálódó, heteroatomokban gazdag és *b*enuol–*a*ceton–*m*etanol *(BAM-)* elegyben való oldással megállapítható *BAM-bitumen*tartalomnak a kloroformmal kioldotthoz való arányítása.

31.23233 A CPI érték (*C*arbon *P*reference *I*ndex) azt fejezi ki, hogy a C_{24}—C_{34} *n*-alkánok között a páratlan vagy a páros szénszámúak vannak-e többségben (BRAY—EVANS 1961). Ennek meghatározásával a hosszú láncú *n*-alkánok megoszlásának az érés alatti változását lehet nyomon követni. Éretlen anyakőzetben a

$$CPI = 1/2 \frac{C_{25}+C_{27}+\ldots\ldots+C_{33}}{C_{24}+C_{26}+\ldots\ldots+C_{32}} + \frac{C_{25}+C_{27}+\ldots+C_{33}}{C_{26}+C_{28}+\ldots+C_{34}} \quad (31.21)$$

hányados értéke 4 körül van. A bituminizáció fokozódásával azonban a páros C-számúak mennyisége növekszik, és a kőolajképződés fő fázisában a *CPI*-érték 1 felé tolódik el.

Bár az 1,5-nél nagyobb *CPI*-értékek viszonylagos éretlenséget jeleznek, kicsiny *CPI*-értékek mégsem feltétlenül utalnak nagyobb érettségre. A karbonátos és evaporitos éretlen üledékek *CPI*-értéke gyakran kisebb, mint 1. A szerves érés előrehaladott stádiumában, amit egyre kisebb molekulasúlyú alkánok képződése kísér, a *CPI*-érték többé nem használható.

31.23234 Az izoprenoidok és *n*-alkánok hányadosa az érés folyamán csökkenvén, alkalmas e folyamat előrehaladásának jelzésére. A kőolajképződés csúcspontján ez az érték ugyan eléggé állandó, de azon túlhaladva, tovább csökken (RASHID 1979). A kőolajtelepek biodegradációját viszont az *n*-alkánok mennyiségének csökkenése, erős hatás esetén teljes eltűnése kíséri (CONNAN 1984).

31.23235 Szteránok és triterpánok — mint az élő szervezetek szteroidjaiból és triterpenoidjaiból diagenetikusan képződő és azokkal közel rokon kémiai fosszíliák, a kerogén, ill. a kőolaj eredetéről, érettségéről és a kőolaj migrációjáról tájékoztatnak (MACKENZIE *et al.* 1980).

31.2324 A szerves anyag fiziko-kémiai vizsgálata az *EOM* és a szénhidrogének, ill. a kerogén vöröseninneni és ibolyántúli spektrumainak, a nukleáris mágneses, ill. az *e*lektron *s*pin *r*ezonancia mértékének, valamint a *TG*- és *DTA*-adatoknak a kiértékelésére irányul.

31.23241 Az infravörös spektrumok (IR) a kerogének lényeges kémiai alkotórészeiről igen kis mennyiségek esetén is kvantitatív tájékoztatást nyújtanak. Segítségükkel a szerves érés különböző fokozatai (a karbonil- és karboxil-, majd a telített szénhidrogén-csoportok eltűnése, az aromás csoportok képződése és eltűnése, a hidroxil- és más csoportok kialakulása) követhetők nyomon. Segítséget nyújt pl. a tengeri planktonra jellemző egyenes láncú szénhidrogének mennyiségének megállapításához. Más módszerekkel együtt tehát egy adott medencén belül *előmozdítja az előfutár-vegyületek azonosítását, a szerves érés szintjének, a kőolaj-potenciálnak és az anyakőzetnek a megállapítását.*

31.23242 A NMR és PMR módszerek közül az első (a *n*ukleáris *m*ágneses *r*ezonancia) eredményei nem megbízhatóak. A második (a *p*roton *m*ágneses *r*ezonancia) azonban — amely a kőolajtartalmú üledéksorból kinyert aromás szénhidrogéneken belül az aromás protonoknak a mélység függvényében növekvő %-os mennyiségét állapítja meg, ALEXANDER *et al.* (1980) szerint alkalmas a kőolaj érettségének kifejezésére.

31.23243 Az ESR módszer (*E*lektron *S*pin *R*esonance) az ellentétes perdületű, pár nélküli elektronok mágneses momentumváltozásainak előidézéséhez szükséges elektromágneses energia frekvenciájából következtet az atomok és molekulák finomszerkezetére. Váltakozó szerencsével alkalmazták az anyakőzet szerves érettségének meghatározására (MARCHAND—CONARD 1980). A módszer azon alapszik, hogy a kerogénből keletkezett szabad gyökök száma a betemetődéssel a kondenzátum–gáz állapotig nő, azután csökken. Gátolja azonban alkalmazhatóságát, ha *1.* a szabad gyökökben bővelkedő kerogének (pl. vitrinit) mellett másfajta kerogének (pl. exinitek, liptinitek) is vannak, *2.* ha a hőhatásra átalakult szerves anyag szabad gyökeinek bemérését fémes nyomelemek akadályozzák, *3.* ha az érés hosszú földtani időt vett igénybe, s a szerves anyag már posztumusz állapotban van (BROOKS 1981a, b).

31.23244 A termális gravimetria (TG) és a differenciális termikus analízis (DTA) jó eredménnyel használható a kerogén és az *EOM* jellemzésére. A *TG*-méréseknél a hevítés kezdetén tapasztalt nagy súlyveszteséget ui. az oxigénezett termékek eltávozása, tehát oxigénben gazdag kerogén (vitrinit ?) okozza. A későbbi nagy súlyveszteségek viszont erős szénhidrogénvesztésre és hidrogéndús kerogénekre (liptinit, exinit) utalnak. A *TG*-elemzéssel nyert kerogén-osztályozás erősen emlékeztet az elemi analízisen alapuló VAN KREVELEN-féle osztályozásra; amellett a különböző kerogéntípusok betemetődés utáni szerves érésének követésére is felhasználható.

31.233 A szénhidrogének és a kőzet szerves anyaga közötti korreláció az anyakőzet felismerésének legtárgyszerűbb eszköze. Egyesek szerint a pontos korreláció 30—40 tulajdonság összevetését igényli. A legfontosabb vizsgálati módszerek: a HAMPEL-féle desztilláció, a gáz- és oszlopkromatográfia, az *NMR*-módszer. Az értékelésnél óvatosságra int, hogy vándorlásuk során a szénhidrogének összetétele földtani, fizikai és kémiai hatásokra változásokat szenved. A kőolaj fajsúlya és aszfalténtartalma pl. kizárandó a korrelációs eszközök sorából, mert az eredeti összetevők egy része a gravitációs elkülönülés, a víz kimosó hatása, a biodegradáció, az érés és a dezaszfaltizálódás során kiesik vagy átalakul. HUNT (1979) a következőket tekinti a korreláció biztos jelzőinek:

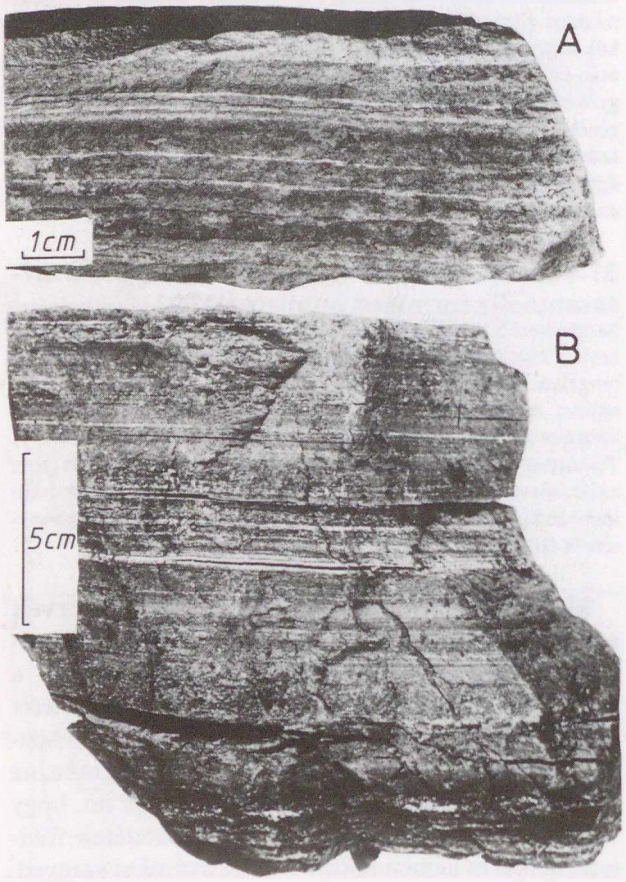
— a C_4....C_7 és C_{15} szénszámú vegyületek megoszlása,
— a C_2 és C_{10} szénszámú szénhidrogének aránya,
— az *n*-paraffinok megoszlása,
— a szteroidok és triterpánok, valamint ezek aromás összetevőinek viszonya,
— a kőolajfrakció ^{13}C-tartalma,
— az optikai forgatóképesség,
— a kőolaj vanádium/nikkel aránya.

Az anyakőzet-minősítési módszerek megbízhatósága felől a *31.28 táblázat* tájékoztat.

Sokáig a kőzet redukálóképességét tartották az anyakőzet-azonosítás legfontosabb ismérvének, azon az alapon, hogy a szénhidrogén-képződésnek fontos feltétele a reduktív környezet, a szapropél- és a gyttja-fácies. Az anyakőzet-kutatás úttörője, TRASK (1936) a nitrogéntartalom és a redukálóképesség hányadosát vélte legjellemzőbbnek. Kevésbé jellemzőnek találta a C- és N-tartalom, valamint az illók és a redukálóképesség hányadosát (az ún. volatilizációs fokot). Csökkenti azonban módszerének használhatóságát, hogy a szerves szén egy része (pl. ferri- és szulfátionok közreműködésével, pirit képződése közben) abiogén úton is oxidálódhat. Helytálló maradt azonban az a feltevése, hogy a legjobb anyakőzetek a sok szerves anyagot tartalmazó, megfelelő nyomás- és hőmérsékleti viszonyok közé jutott pélites üledékek közül kerülnek ki.

31.24 AZ OLAJPALA

A szénhidrogének potenciális anyakőzeteinek sorában — viszonylag nagy szervesanyag-tartalmuk értékesíthetősége folytán — kiemelkedő jelentőségük van az olajpaláknak. Az olajpala („alginit") technológiai szempontból olyan finom szemű üledékes kőzet, amelyből 400—600 °C közötti pirolízissel sötétzöld színű, paraffindús *„nyers palaolaj"* párolható le, oldószerekkel pedig 0,5—4%-nyi bitumen oldható ki. Kőzettanilag a pélit és a kőszén közötti átmenetnek tűnik; eredete és szerves anyagának a kőszéntől eltérő jellege, továbbá halványszürke, halványzöld, esetleg halványbarna színe és gyakori lemezessége azonban mind a szenes agyagtól, mind az agyagos kőszéntől megkülönbözteti. Szerves anyagban gazdag részletei gyakran viaszos tapintásúak. Ezek mállása nagyon lassú, és a kerogéntartalommal fordítva arányos. A feltárás homlokán kiégő szénpalákat sötétebb színük, mállékonyságuk, ridegségük, kisebb tömörségük, szabad szemmel is látható szerves anyagaik alapján lehet felismerni. Az olajpalák többsége viszont lemezes–leveles agyagra vagy aleuritra emlékeztet. Nagy szervesanyag-tartalmukra általában csak feltűnően kicsiny (0,9—1,6 g/cm³) térfogatsúlyuk és a friss törési felületen érezhető, enyhe petróleumszag utal *(31.79/a* és *31.79/b ábra)*.



31.79/a ábra. **A:** Olajpala a Gérce-2. sz. térképező fúrás 60,5 m-éből. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

A mm nagyságrendű, meszes–agyagos, ill. opálos finomrétegek váltakozását bitumentől sötétre festett, sima réteglap zárja.

B: A szarvaskői II. sz. barnakőszéntelep (miocén) alginites fedőrétege. — Foto: RADÓCZ GYULA

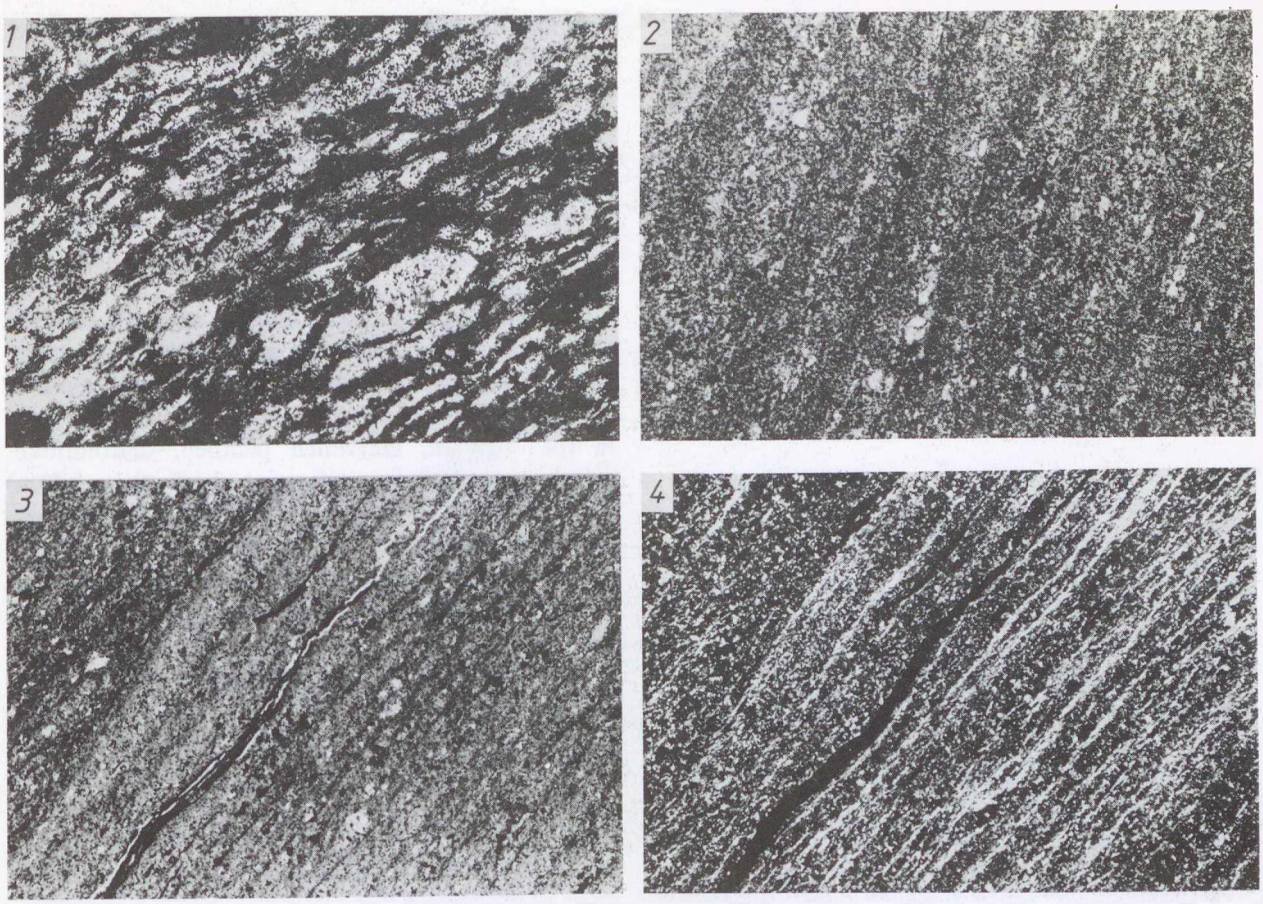
Az olajpala a többi pélites kőzettől csak mesterségesen határolható el. A nemzetközi gyakorlat a következő megkülönböztetéseket alkalmazza:

	A kőzetből lepárolható palaolaj súly%-a
Szerves anyagban gazdag pélites kőzet	0,1—2 %
Gyenge minőségű olajpala	2—10%
Közepes minőségű olajpala	10—20%
Jó minőségű olajpala	20—34%

A *kennel-pala* (vagyis a kennel-kőszén és az agyag közötti átmenet) és a jó minőségű olajpala tulajdonságait egyesítő kőzetet *égőpalá*nak nevezik. Ez már alacsony hőfokon (gyufával, égő papirossal) is könnyen meggyújtható, és bűzös füst fejlesztése közben, kormozó lánggal, nagy mennyiségű hamu hátrahagyásával ég el.

A szerves anyagban gazdag pélitek jelentősége abban van, hogy:

1. felismerésük esetleges olajpala-előfordulás nyomára vezethet;



31.79/b ábra. Pulai és gércei olajpalák vékonycsiszolati képe. — Foto: RAVASZ CSABA, 1974

1. Meszes alginit bituminites, átkristályosodott opálba ágyazott *Botryococcus*-telepekkel és diatoma páncéldarabokkal. — Pula, Put-3. sz. fúrás, 15,5—16 m; 1 N. — 59×.

2. Meszes opalit finomhomokos, kőzetlisztes és agyagos, valamint kovás–dolomitos–mészkőtörmelékes finomrétegeinek váltakozása. — Gérce, Gét-1. sz. fúrás, 58,5—59,6 m; 1 N. — 23,9×.

3. Agyagos opalit, gyengén átkristályosodott opál, agyag és bituminit finomrétegeinek váltakozásával. — Gérce, Gét-1. sz. fúrás, 39,2—39,4 m; 1 N. — 23,9×.

4. Ua., mint a 3. — 2 N. — 23,9×.

2. különleges fáciesviszonyokat bizonyítanak, amelyek pontosabbá teszik az ősföldrajzi kép megrajzolását.

Számos vizsgálat tanúsága szerint sok neogén olajpala kőolajtartalma a *Botryococcus braunii* KÜTZIG nevű zöld (vagy zöldesbarna) planktonalga testének bomlásából származik. Ennek a szakirodalomban sokféle névvel illetett, de ma is sok tóban és lagúnában élő szervezetnek néhány tized- és 1 mm közötti méretű maradványai ui. időnként igen nagy tömegben halmozódhatnak föl a pélites szemcsenagyságú, szervetlen alkotórészek rovására. Kőzetből kiszabadított maradványai 5—6%-nyi hamut tartalmazó, egyébként éghető, melegítés hatására olajat és éghető gázt leadó szerves anyagból állanak. A *Botryococcus braunii* mellett más algák (pl. diatomák), szélhordta spóra- és pollenmaradványok is gyakori alkotói az olajpala szerves anyagának *(31.80 ábra)*. Az idősebb olajpalák szerves vegyületeinek ugyancsak algák és palinomorfák a fő forrásai. Mindezek zöldesszürke, műanyagszerű, hajlékony halmazai humin- és zsírsavakból, továbbá közepes és nagy C-számú aromás vegyületekből állanak. Súly%-os összetételük:

C...75—85% O... 3—7%

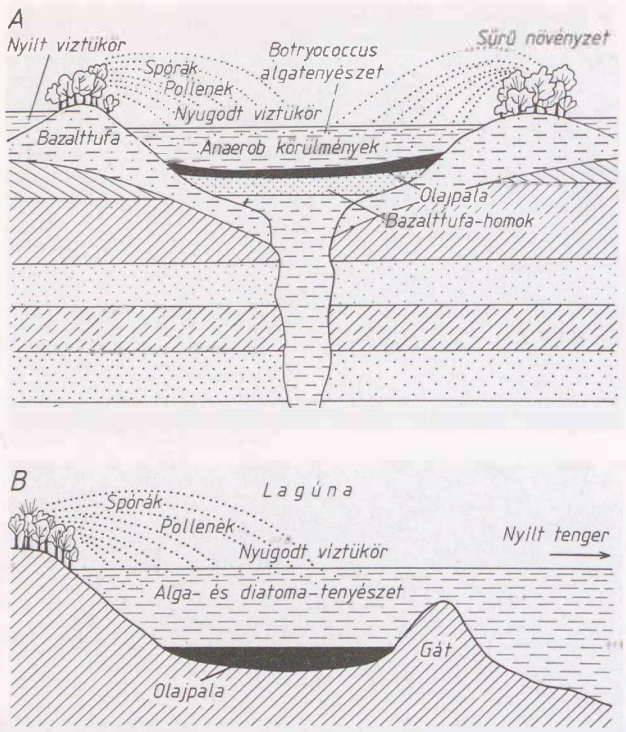
H...10—12% N...0,5—3%

S...0,9—5,5%

Ennek megfelelően a palaolajban is rendesen sok a viasz, az N-, O- és S-tartalmú vegyület, a szerves sav, továbbá a szuszpendált szilárd szemcse.

Az olajpala a kennel- és boghead-kőszéntől nagy olajleadó képességével tér el.

Az olajpala szerves oldószerekkel (benzol, alkohol, metilalkohol, széntetraklorid) kioldható részét bitumoidnak vagy bitumennek, a lepárlás utáni cseppfolyós terméket *palaolaj*nak, a légneműt *palagáz*nak nevezik. A kioldás után a kőzetben visszamaradó szerves anyag neve *kerogén*, a kiégetett kőzeté pedig *palakoksz*. Lepárláskor a kerogén szénhidrogénekké bomlik le.



31.80 ábra. Olajpala-képződés vulkáni kráterben *(A)*, ill. lagúnában *(B)* Solti (1985) szerint

Az olajpalák szervetlen anyaga — amely a kőzetnek 5—95 súly%-át teheti ki — lényegében környezetük pélites kőzeteiével azonos. Kvarc és földpátok mellett jelentős mennyiségű különféle agyagásványt (szmektiteket), kalcitot és dolomitot, sőt evaporitokat is tartalmazhatnak. A pirit — sokszor csak kis mennyiségben, de — minden olajpalában jelen van. A Green River-i olajpalákban mintegy három tucatnyi autigén szulfát-, klorid- és foszfát-ásvány jelenlétét állapították meg, a karbonátok túlsúlyával (Yen—Chilingarian 1976). Karbonátok azonban az olajpaláknak csak egyik típusát jellemzik, a másikból teljesen hiányzanak.

A menilitpalákhoz hasonló, batiális viszonyok között keletkezett olajpalák ritkák. Az olajpalák túlnyomó többsége sekély, stagnáló vizű, eutrofizálódott, partmenti, beltengeri vagy tavi medencékben képződött. E helyeken a szervetlen üledéklerakódást — a planktonalgák tömeges elhalása következtében — a szerves anyag jelentős mennyiségének időnkénti felhalmozódása kíséri. Ezt az üledékgyűjtőben a víz hőmérséklet vagy sótartalom szerinti rétegzettsége miatt bekövetkező oxigénhiány teszi lehetővé. Az algák nagyarányú elszaporodásának egyik alapvető feltétele az üledékgyűjtő vizének tápanyag-gazdagsága, másika pedig a kedvező éghajlat. Ezt a tápanyag-gazdagságot az egyidejű vagy megelőző vulkáni tevékenység által szolgáltatott, az adott éghajlaton könnyen mobilizálódó, általában vulkáni üveghez kötött nyomelemek (K, P, Na, Ca, Mg, B stb.) viszonylag nagy koncentrációban való beszállítódása is okozhatja. Az algatenyészet elburjánzását azonban más tényezők (pl. medenceperemi üledékcsapdák, előülepítő medencerészek, sűrű növényzet, a lepusztulási terület alacsony domborzati energiája, a szállító erők csekély volta, a tápanyagdús óceáni mélyvizek feláramlása) is elősegíthetik.

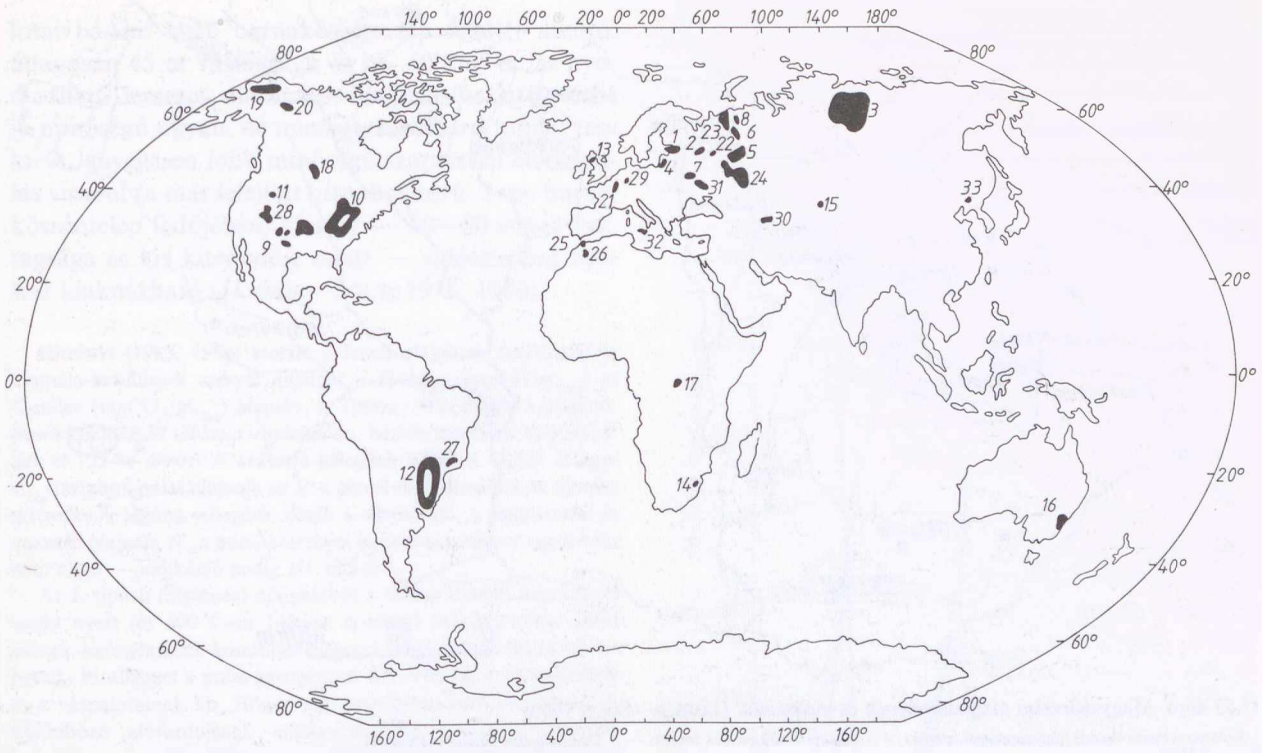
A szervetlen törmelékszállítás és az algák elhalása többnyire évszakonként változó intenzitású folyamat. Ennek következtében alakul ki az olajpalák gyakori lemezes, leveles szerkezete, 2—4 különböző összetételű (pl. algában, szervetlen pélitben, diatomitban, mészben gazdag) és rendszerint eltérő (0,1—5 mm) vastagságú lemez váltakozásával. E szerkezet megmaradásának elengedhetetlen feltétele az üledék/víz határnak a hullámbázis alatti helyzete, ami nagy kiterjedésű medencéknél 50 m-nél nagyobb vízmélységet is jelenthet.

Kevésbé szigorú feltétele az olajpala konzerválódásának a friss üledéknek az O_2/H_2S határ alatti elhelyezkedése. Ezt a Green River Formáció tavi olajpalái esetében a bentosz hiánya jelzi. A szerves anyag lebontását részint a víz/üledék határ O_2-szegénysége, részint az algaanyagnak a bakteriális működést gátló vegyületei akadályozzák meg. Ha e vegyületek koncentrációja a küszöbérték fölé emelkedik, akkor a bakteriális lebontás megszűnik.

Az olajpala-telepek gyakran kiváló megtartású ősmaradványokat zárnak magukba a halak, kétéltűek, hüllők, emlősök, továbbá a rovarok, ill. más ízeltlábúak köréből.

Az olajpala-telepeknek *három főtípusa* (tengerparti, beltengeri, tavi) különíthető el. A tengerparti lagúnákban kisebb kiterjedésű és sok vékony telepet tartalmazó telepösszletek képződtek. A kontinentális táblákra transzgredáló, hígsós, édes, esetleg túlsós vizű beltengeri medencéket hatalmas kiterjedésű, soktelepes összletek jellemzik. A kontinensbelseji kisebb (rendszerint édesvizű) tavakban pedig többnyire egyetlen kis méretű, de vastag telep fejlődött ki. A tengerpartok és a kisebb édesvizű tavak telepei gyakran kőszéntartalmú rétegsorokhoz (általában azok legfelső részéhez) kapcsolódnak. Kapcsolódásukat a kőszénmedence süllyedésének a felgyorsulása okozta, mert a kimélyült medence még mindig gazdag tápanyagellátása a plankton nagy mértékű elszaporodását eredményezte, és a környezet a törmelékcsapdaként működő láperdővel együtt megteremtette az olajpala képződésének lehetőségét.

A vázolt feltételek teljesülése esetén olajpalatelepek a trópusitól a mérsékelt–hűvös éghajlatig mindenütt kialakulhatnak. Természetesen a meleg klíma általában kedvezőbb az algák életműködésére; tengeri tele-



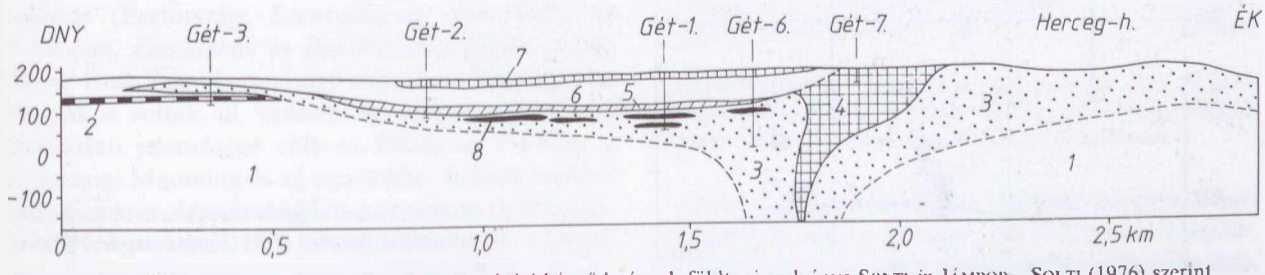
31.81 ábra. A Föld legjelentősebb olajpala-előfordulásai

1. Észtország (O_1). — *2.* Vologdai-medence, SZU (O_1). — *3.* Lenai-medence, SZU (O). — *4.* Liepajai-medence, Litvánia (O—S). — *5.* Izsevi-medence, SZU (D_3). — *6.* Izsmai-medence, SZU (D_3). — *7.* Pripjatyi-medence, SZU (D_3). — *8.* Uszai-medence, SZU (D_3). — *9.* Mississippi-medence, USA (C_3). — *10.* Pennsylvaniai-medence, USA (C_3). — *11.* Phosphoria Formáció, USA (P). — *12.* Irati, Uruguay–Paraguay–Brazília (P). — *13.* Közép-Skócia (P). — *14.* Dél-Afrika (P). — *15.* Jeniszej-vidék, SZU (P). — *16.* Sydney, Ausztrália (P). — *17.* Stanleyville, Kiszangani-medence, Kongó (Mz). — *18.* Saskatchewan, Kanada (Mz). — *19.* ÉNy-Alaszka, USA (T—J). — *20.* Kelet-Alaszka, USA (T—J). — *21.* Elzász, Franciaország (J). — *22.* Kosztrovi-medence, SZU (J). — *23.* Pecsora-medence, SZU (J). — *24.* Volga-medence, SZU (J). — *25.* Tanger, Marokkó (K). — *26.* Timadit-medence, Marokkó (K). — *27.* Paraiba-völgy, Brazília (Tercier). — *28.* Green River Formáció, USA (E). — *29.* Messel, Németország (E). — *30.* Karatau, SZU (Pg). — *31.* Harkov–Lesznai-medence, SZU (Ol—M_1). — *32.* Kelet-Szicília (M). — *33.* Fu-sun, Kína (M_1).

peknél viszont a csapadékbőségnek kisebb a jelentősége.

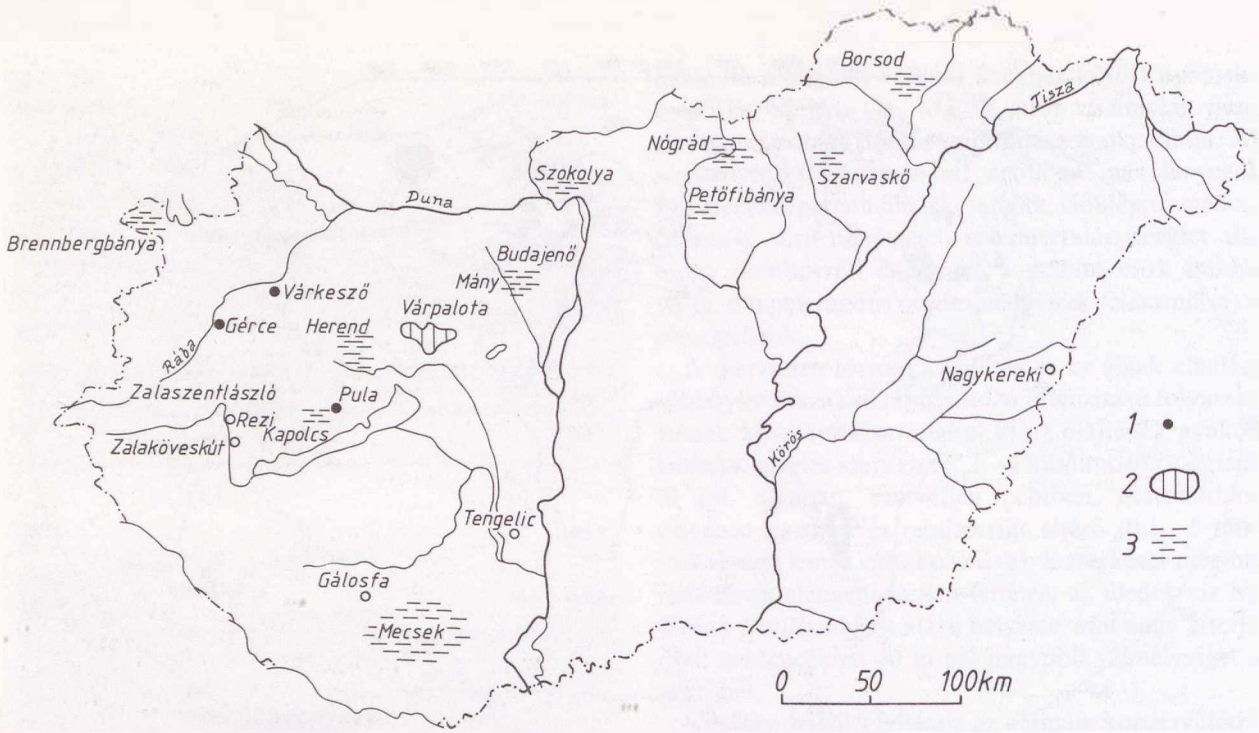
Egyes szerzők újabban arra törekednek, hogy a sok, és sokféle helyi névvel ellátott olajpala-változatot egységes szempontok szerint osztályozzák. A *torbanit* nevet pl. az édesvízi (kőszénnel társult, vastagtelepes), a *tasmanit*ot a tengerparti vékonytelepes, a *tulajdonképpeni olajpala* elnevezést pedig a nagy beltavak (pl. az északamerikai Green River) soktelepes kőzettípusára javasolják (YEN—CHILINGARIAN 1976). Egyelőre azonban szinte minden nagyobb előfordulás olajpalájának külön neve van (pl. *coorongit, balkaszit, alaszkit, kukkerszit, alginit* stb.).

Olajpala az ópaleozóikumtól a jelenkorig a földtörténetnek szinte minden szakaszában képződött, és telepei minden kontinensen megtalálhatók *(31.81 ábra)*. Hazánkból a dunántúli felső-pannóniai bazaltok kicsiny, kb. 0,2—2 km² közötti alapterületű krátertavaiban *(31.82 ábra)*, valamint a Mecsek, a Várpalotai- és a Nógrádi-medence 1—2 nagyságrenddel nagyobb miocén lagúnáiban keletkezett telepek és indikációk méltóak említésre *(31.83 ábra)*, bár az utóbbiak gyakorlati jelentősége jelenleg nem nagy. A várpa-



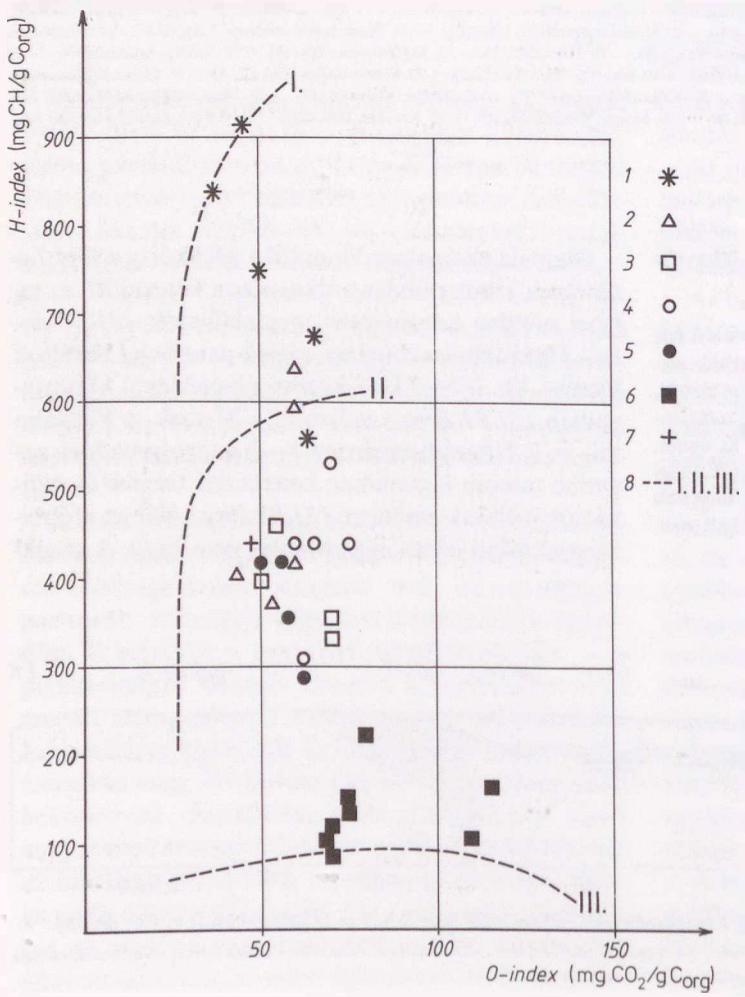
31.82 ábra. A gércei bazaltkrátert kitöltő felső-pannóniai képződmények földtani szelvénye SOLTI *in* JÁMBOR—SOLTI (1976) szerint

1. Agyag és aleurit. — *2.* Szenes agyag-betelepülés az *1.*-ben. — *3.* Bazalttufit. — *4.* Tömör és salakos bazalt. — *5.* Diatomás, ostracodás, alginites aleurit, alján bazalthomokkal. — *6.* Kőzetlisztes alginit, alginites aleurit. — *7.* Mészmárga, alginites mészmárga. — *8.* Agyagmárgás diatomit.



31.83 ábra. Magyarországi olajpala-telepek és indikációk (JÁMBOR—SOLTI 1980)

1. Krátertavi (maar-típusú) felső-pannóniai telepek. — *2.* Lagúna-típusú miocén telepek. — *3.* Lagúna-típusú miocén indikációk.



31.84 ábra. A hazai olajpala-telepek és indikációk szerves anyagának típusai a *H*- és *O*-index alapján HETÉNYI (1984) szerint

1. Pula. — *2.* Gérce. — *3.* Várkesző. — *4.* Várpalota. — *5.* Mátraszele. — *6.* Mátranovák és Homokterenye. — *7.* Mecsek. — *8.* Az I.-, II.- és III.-típusú kerogén evolúciós sávjainak elméleti lefutási iránya.

lotai bádeni korú barnakőszéntelep fedőjét alkotó, átlagosan 45 m vastagságú és kb. 50 km²-en át nyomozható, lemezes, diatomitos olajpala-összlet kevésbé jó minőségű ugyan, de mintegy 2 milliárd tonnát tesz ki. A lényegesen jobb minőségű szarvaskői előfordulás viszont (a már lefejtett ottnangi korú, 2. sz. barnakőszéntelep fedőjében) kicsiny — 50—80 cm-es vastagsága és kis kiterjedése miatt — valószínűleg nem lesz kiaknázható (JÁMBOR—SOLTI 1976, 1980).

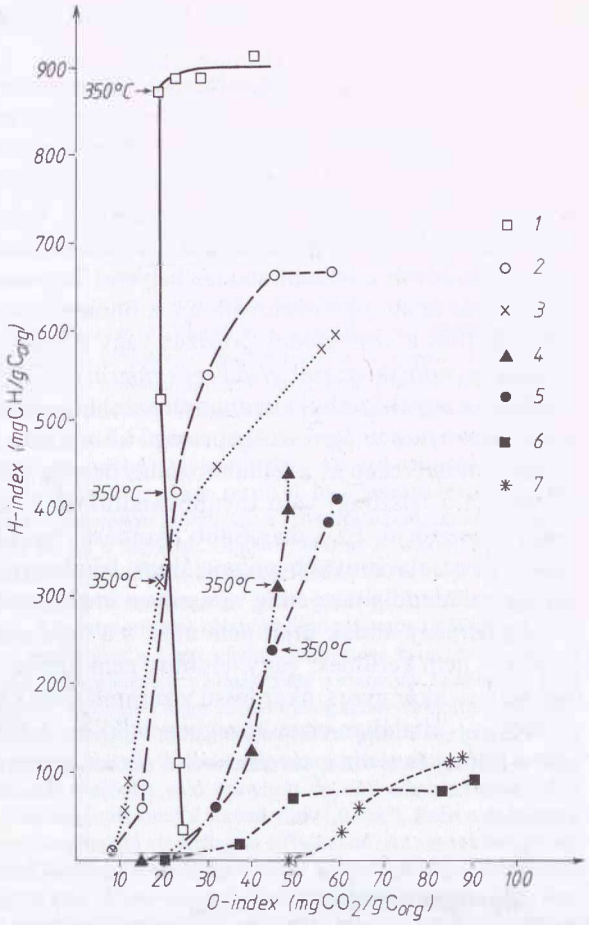
HETÉNYI (1983, 1984) szerint a hazai olajpalák (alginitek) és olajpala-indikációk szerves anyagai a *H*-index ($mgCH/gC_{org}$) és *O*-index ($mgCO_2/gC_{org}$) alapján, a TISSOT—WELTE-féle kerogéntípusokhoz *(31.20 táblázat)* hasonlóan, három mezőben helyezkednek el *(31.84 ábra)*. A krátertó-jellegűek közül a 13,4% átlagos C_{org}-tartalmú pulai olajpala az *I.*, a gércei és várkeszői a *II. típus*ba tartozik. A lagúna jellegűek közül a várpalotai, a mátraszelei és mecseki olajpala *II.*, a homokterenyei és mátranováki — egyébként nem algás — indikáció pedig *III. típusú.*

Az I. típusú (alginites) olajpalából a laboratóriumi degradáció során nyert (és 500 °C-on 14%-ot is elérő) palaolaj zöme alifás jellegű; kerogénjének kiindulási anyagai tehát főként zsírsavak lehettek. Pirolízissel a pulai kerogénnek 85—90%-a, a várkeszőinek és a várpalotainak kb. 70%-a volt szénhidrogénné alakítható. A különböző előfordulások mintaanyagából előállított palaolaj mennyisége és alifás jellege a mintáknak az evolúciós diagramban *(31.85 ábra)* elfoglalt helyzete szerint az I. típustól a III. (vitrinites) típus felé haladva csökkent, aromás jellegük viszont kismértékben fokozódott.

A hazai olajpalák energetikailag nem hasznosíthatók ugyan, de a hő- és hangszigetelő gyapot gyártásban, kerogénben szegényebb fajtáik (Gérce) pedig enyhén lúgos pH-juk, 6,6—9,8%-nyi *humusz-*, valamint kedvező N-, S- és *mikroelem*-tartalmuk folytán különösen a savanyú homoktalajok javítására eredménnyel alkalmazhatók.

Európa legnevezetesebb olajpalája az ordovíciumi tengeri összletbe települt, észtországi *kukkerszit,* amely ma is jelentős méretű bányászat tárgya. A múlt században az erdélyi *Stájerlak-Anina* liász korú feketekőszén-telepeinek kíséretében lévő olajpalát olajtermelés céljából éveken át termelték. Jugoszláviából az *Alekszinác* melletti oligocén, Csehszlovákiából a *Kladno* melletti miocén cypriszes pala, Németországból pedig *Messel* eocén olajpala-telepe érdemel említést. Jelentős kiterjedésű olajpala-telepek ismeretesek Nyugat-Európa *(Franciaország, Luxemburg, Belgium, Németország)* epikontinentális kifejlődésű júra összletéből is.

A Föld legnagyobb méretű olajpala-telepeit a Szovjetunióban (Észtország, Szentpétervár környéke), az *USA-ban, Kanadában* és *Brazíliában találták (31.81 ábra)*. Ezek legjobb minőségű részein kisebb-nagyobb bányák is voltak, ill. vannak. Korábban számottevő gyakorlati jelentősége volt az ÉK-kínai Fu-Sun, a kvantungi Maoming és az ausztráliai Sydney melletti telepeknek is. Leművelésüket a ma még gazdaságosabb kőolajtermelés, ill. a kőolajáraknak a II. világháború utáni alacsonysága azonban átmenetileg visszaszorította.



31.85 ábra. A hazai olajpalák szerves anyagainak evolúciója laboratóriumi szimulálás alapján (HETÉNYI 1984)

1. Pula. — *2.* Várpalota. — *3.* Várkeszői. — *4.* Mecsek. — *5.* Mátraszele. — *6.* Mátranovák. — *7.* Homokterenye.

HUGHES (1978) szerint a feltárható készletek 2/3-a az USA-ban, 1/5-e Brazíliában található. Leggazdagabb Wyoming, Utah és Colorado államok eocén korú *Green River Formáció*ja, amelynek telepei 5—700 m vastagságú, folyamatos szelvényekben nyomozhatók 3600 km²-en át. Ezek időnként kiszélesedő, majd összébb zsugorodó, tavi–sós-síksági környezetben lerakódott üledékei algákban gazdag és szegény lemezek varv-szerű váltakozásából állanak. Egyes mintáik 14%-nyi szerves anyagot tartalmaznak. A jobb minőségű minták kerogénje a cement szerepét tölti be. A 86%-nyi szervetlen anyag hozzávetőleges megoszlása:

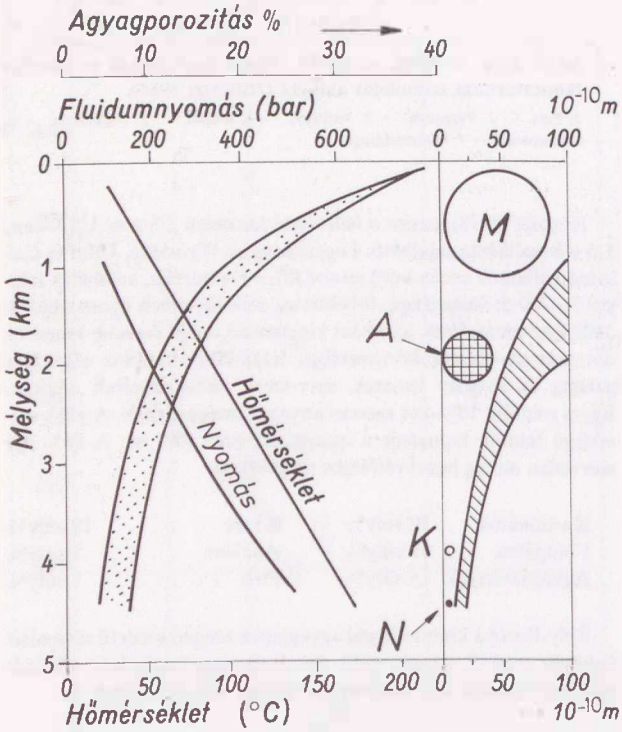
Karbonátok	50 súly%	Kvarc	10 súly%
Földpátok	19 súly%	Analcim	5 súly%
Agyagásványok	15 súly%	Pirit	1 súly%

ÉNy-Európa kimmeridge-i agyagjának tengeri eredetű olajpalái *kokkolit eredetű* varvok építik föl. Ezek nagy mélységbe süllyedt részleteit tekintik az északi-tengeri kőolaj anyakőzetének.

Az olajpalák olajkészletét a kőolaj jelenleg ismert készleteinek (31.32 táblázat) 600-szorosára becsülik. Értékesítésüket a nagyméretű pala-lepárlás költségessége és környezeti kihatásai nehezítik.

31.25 A SZÉNHIDROGÉNEK VÁNDORLÁSA

Mivel a szénhidrogén-előfordulások többsége nagy hézagtérfogatú, de diszpergált szerves anyagban szegény kőzetekben helyezkedik el, már régen világossá vált, hogy azoknak a víznél jóval kisebb sűrűségű kőolaja és földgáza nem helyben képződött, hanem szerves anyagban gazdagabb, anyakőzet jellegű üledékekből vándorolt a felhalmozódás helyére. Gáz- vagy cseppfolyós állapotú összetevőiknek a finomszemcsés anyakőzetből a szomszédos porózus vagy repedezett kőzetekbe való távozását *elsődleges migráció*nak nevezzük. Az anyakőzetből kiszabadult szénhidrogéneknek a viszonylag jó áteresztőképességű kőzeteken, ill. repedésrendszereken át a felhalmozódás helyéig (szélső esetben a felszínig) való továbbvándorlása a *másodlagos migráció*. Ez a magasabb nyomáspotenciálú helyekről az alacsonyabb potenciálúak felé irányuló mozgás mindaddig tart, amíg valamilyen impermeábilis képződmény annak útját nem állja, s a fluidumok csapdába nem kerülnek, vagy felszínre nem jutnak. A migráció — akár gyors, akár lassú vízáramláshoz kapcsolódva — általában vizes közegben zajlik le. A földgáz, a kőolaj és a víz a tárolón belül sűrűsége szerint igyekszik rétegződni. Ezért a kőolajtelepeket többnyire *gázsapka* fedi, a rétegvíz pedig alattuk helyezkedik el. Ennek bekövetkeztét laboratóriumi kísérletekkel igazolták. Ha a szénhidrogén-telepet hegységszerkezeti erők felszínre vagy annak közelébe emelik, anyaguk újbóli, *harmadlagos migráció*ja — a szénhidrogének nagy részének elszökésén és maradékának oxidációján keresztül — a telep pusztulását eredményezi.



31.86 ábra. A szénhidrogének másodlagos vándorlásának tényezői TISSOT—WELTE (1978) szerint

Balról, *pontozva:* agyagporozitás. — Jobbról, *vonalkázva:* az agyag pórusainak, ill. néhány szervesanyag részecskéinek átmérője.

M = micella. — *A* = Aszfaltén-molekula. — *K* = Komplex gyűrűs molekula. — *N* = *n*-alkán molekula.

31.251 Az elsődleges vándorlás alatt az anyakőzet kerogénjéből kiváló szénhidrogén-alkotóknak az anyakőzetből a tárolóig való mozgását értjük, ahol a kőolaj és a földgáz már cseppekben, zsinórokban vagy folyamatosan összefüggő fázisban gyűlik össze. Az elsődleges vándorlásban részt vevő szénhidrogének molekulasúlya 16 (metán) és > 5000 (aszfaltén), molekulaátmérője pedig $3{,}8 \times 10^{-10}$ m és 5×10^{-9} m között ingadozik; míg a vízmolekuláé $3{,}2 \times 10^{-10}$ m, a CO_2-é pedig $3{,}3 \times 10^{-10}$ m. E molekuláknak az anyakőzet vízzel telt pórusain való áthatolására (áramlására, diffúziójára) hat a hőmérsékletnek a mélységgel 250—300 °C-ig, a kőzetben levő gázokat és folyadékokat terhelő fluidumnyomásnak (amit helytelenül képződmény-, réteg-, kőzet-, formáció- vagy tárolónyomásnak is neveznek) kb. 1400 at-ig (132 292,4 kPa-ig) való emelkedése, valamint a pórusvíz sótartalmának általános növekedése. Mindezt figyelembe véve, a szénhidrogének kapilláris vándorlásának a következő lehetőségei vannak *(31.86 ábra)*:

1. Kolloid és micellás oldatok képződése (BAKER 1967; MEINSCHEIN 1959; CORDELL 1972, 1973). A kolloid oldatok diszpergált részecskéinek átmérője 10^{-9}—10^{-6} m. Az olyan kolloid oldatot, amelynek diszpergált anyaga hidrofób és hidrofil részeket tartalmazó, poláros szerves molekulák rendezett halmazából áll, micellásnak nevezzük. Az efféle oldatokban történő vándorlás azonban csak alacsony hőmérsékleten, kb. 2 km mélységig lehetséges *(31.63 ábra)*. Karbonátos kőzetekben azonban a szénhidrogénekhez kapcsolódó szerves savaknak a pórusvíz Ca^{2+} és Mg^{2+} ionjain oldhatatlan sók alakjában való lekötődése megakadályozza a micellaképződést. Agyagos kőzetekben pedig az agyagásványok és a szerves molekulák felületaktív részeinek azonos töltése, vagy a szerves anyagnak az agyagásványokon való adszorpciója gátolja meg azt. Mivel a micellák csak homokon és tiszta aleuriton képesek áthatolni, a migráció ezen módja csak a kőolajképződés kezdeti fázisára szorítkozó jelenség lehet. Ha az elsődleges vándorlás kizárólag micellás oldatok útján történnék, akkor a micellák képzésére elsősorban alkalmas *N*-, *S*- és *O*-tartalmú vegyületeknek minden kőolajban dúsulniuk kellene. Ezt azonban eddig csak egyes, kis mélységekből származó kőolajokban tapasztalták (TISSOT—WELTE 1978).

2. Molekuláris oldatok keletkezése. A kőolaj nagyszámú és változatos alkotóinak vízoldhatósága igen különböző, de még a viszonylag legjobban oldódó könnyű szénhidrogéneké is csak néhány tucat, ill. 1740 ppm között van. A vízoldhatóság mértéke a *C*-szám növekedésével előbb gyorsan, majd lassan csökken. Noha PRICE (1973, 1976) szerint a vízhőmérséklet emelkedése növeli oldhatóságukat, a szállítódás ezen módja — a könnyű szénhidrogénekre korlátozódva

— a Föld kőolajkészletének csak néhány százalékánál érvényesülhetett.

3. A kőolajnak földgázban való eloszlása. Sokolov *et al.* (1963) szerint 1 milliárd m^3 földgáz 400 °C-on 1—8 millió t kőolajat képes „oldva" szállítani. A gyanták és aszfaltének migrálása azonban ily módon nem lehetséges.

4. Szénhidrogénbuborékok és folyamatos kőolajfázis keletkezése. A gáz- vagy folyadékbuborékokat a felhajtó erő hajtja át az anyakőzet szűk és vízzel telt pórusain. Áthaladásukat mindaddig semmi nem akadályozza, míg átmérőjük a pórusátmérővel azonos, vagy annál kisebb. A nagyobb buborékok azonban csak eltorzulva képesek a póruskapukon áthatolni, s ehhez a felhajtóerőnek felül kell múlnia a torzulásukat akadályozó felületi feszültséget. A felhajtó erőt fokozza a könnyű szénhidrogéneknek a kerogénből való s a molekulatérfogatot növelő leszakadása. A mélység és a tömörülés növekedésével egyre szűkülő pórustér nagy részét kitöltő, és az ásványszemcsékhez tapadása miatt mozdulatlan víz természetesen gátolja a migrációt. Mivel egy kőolajcseppnek egy $< 10^{-8}$ m átmérőjű póruson való áthaladásához > 240 bar nyomás szükséges, az egyes buborékok alakjában történő vándorlás csak töredezett kőzetben játszhat jelentősebb szerepet.

Hunt (1973) és Dickey (1975) szerint azonban a tömörödés előrehaladtával a szabad és a kötött pórusvíz aránya folytonosan csökken, a kőolajrészecskék viszont — az idegen anyagoknak a jégképződésnél és más kristályosodási folyamatoknál tapasztalt kizáródásához (kifagyásához) hasonló módon — a pórustérben maradnak. Ezért nemcsak a pórusfolyadék kőolajkoncentrációja nő, hanem a pórusfal is víznedvesből olajnedvessé válhat.

Ez végül is összefüggő olajszálak kialakulását s a szénhidrogén folyamatos vándorlását eredményezi. Mivel ennek bekövetkezése az anyakőzet bitumenekben való gazdagságát és mozgékony vízben való szegénységét feltételezi, az elsődleges migráció ezen módja csak mélyen eltemetett, vagy nagyon gazdag anyakőzetben és csak a kőolajképződés csúcspontján képzelhető el.

Az elsődleges vándorlás legfontosabb tényezői: a kőolajképződés, a kőzetek tömörödése, az ozmótikus nyomás, a montmorillonit illitté alakulása, a diffúzió és a fluidumok hő okozta kiterjedése.

A tömörödés csökkenti a kőzet porozitását, áteresztőképességét és elektromos vezetőképességét; növeli a sűrűségét és szeizmikus sebességét, s mindig fluidum-leadást eredményez. Az üledékek (kőzetek) porozitásának a betemetődési mélység növekedésével csökkenő értéke jó megközelítéssel a következő képlettel fejezhető ki:

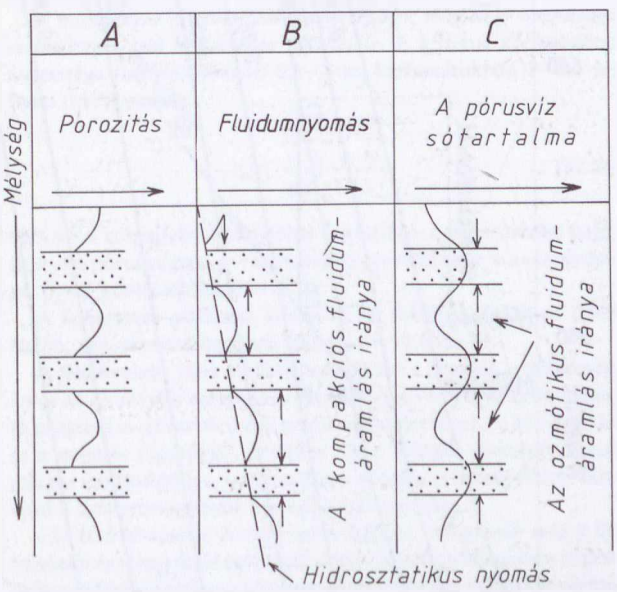
$$P = P_0 e^{-cy}, \qquad (31.22)$$

ahol P a porozitás y mélységben; P_0 a porozitás a felszínen (vagyis a betemetődés előtt: $y = 0$); c egy állandó; e a természetes logaritmus alapszáma.

A fluidum kiszorulásának iránya az üledéksor felépítésétől függ. Viszonylag vékony agyagrétegekkel tagolt, jó áteresztőképességű, homokos üledékben főleg horizontális irányú áramlás jön létre. Vastag agyagösszletek esetén azonban az áramlás a nagyobb fokú tömörödés miatt vertikális irányú lesz. Korábban úgy vélték, hogy a szénhidrogének anyakőzetből való, vízzel együtt történő kiszorulásának a tömörödés a közvetlen oka. Karbonátos kőzetekben azonban, a korai kőzettéválás folytán, a kompakció okozta fluidumáramlás már viszonylag kis mélységben megszűnik. 3—3,5 km alatti mélységek agyagos képződményeiben pedig, ahol még jelentős mennyiségű szénhidrogén képződik, de a víztartalom a kompakció következtében már kicsiny, és a pórusok $1-2{,}5 \times 10^{-9}$ m átmérőjét a tapadóvíz még tovább csökkenti, a nagy átmérőjű szénhidrogén molekulák migrációját nem lehet kizárólag a tömörödés rovására írni.

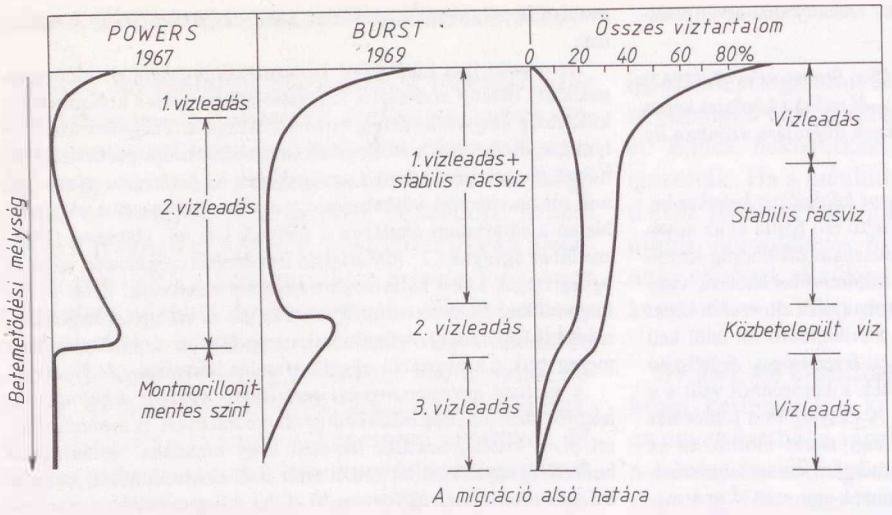
Az ozmózis két különböző koncentrációjú (só)oldat oldószerének a két oldatot elválasztó, féligáteresztő hártyán a koncentrációkülönbség kiegyenlítődéséig tartó átszivárgása. Féligáteresztő hártyaként viselkednek a különböző sókoncentrációjú pórusvízzel átitatott rétegek közé települt agyagrétegek is. A rétegsor pórusvizének sókoncentráció-különbségei ozmotikus átszivárgást okoznak, hiszen a sótartalom általában a mélység felé nő. Hedberg (1964) szerint az agyagok Cl^- iontartalma a porozitás csökkenése, tehát az agyagrétegek külső határlapjai irányában emelkedik. Ezért az ezt kiegyenlíteni törekvő ozmotikus szivárgás is az agyagréteg szomszédsága felé irányul. A fluidumok ozmotikus szivárgásának iránya megegyezik a kompakció okozta áramlás irányával *(31.87 ábra)*.

*A duzzadó agyagásványok*at tartalmazó kőzetek *dehidratációja* jelentős vízmennyiség felszabadulását eredményezi. A montmorillonit pl. a kristályrácsának lemezeit négy molekula vastagságban burkoló és egyébként jól kötött vizét csak elektrosztatikus káliumbefogás révén, vagy akkor veszíti el, ha a betemetődéssel járó hőmérséklet-emelkedés mobilizálja a vízmolekulákat, és eközben illitté alakul át. Ez a folyamat Burst (1969) és Powers (1967) szerint általában 1500—1800 m mélységnél kezdődik, és kb. 3600 m-nél (a „montmorillonit-mentes szint" felső határán) fejeződik be *(31.88 ábra)*. A montmorillonit-rácsból kilépő víz szabad pórusvízzé válásával egyidejűleg a kőzet effektív porozitása és permeabilitása is megnő, a rétegterhelési nyomás pedig a szemcsék közé került vizet kiszorítja, úgyhogy a teljes vízmennyiség kiszorulása után visszamaradó illit térfogata a montmorillonitének éppen a fele lesz. A kötött víz sűrűsége (1,4 t/m^3) — a dipól vízmolekuláknak a szilárd ásványi részecskék felületén való irányított és sűrű elhelyezkedése miatt — jóval nagyobb, mint a szabad vízé (1,0 t/m^3). Ezért a deszorpció során felszabaduló víz térfogata 40%-kal nő. Az agyagkőzet pórusvizének tényleges növekedése tehát az üledékképződési környezettől függően igen változó montmorillonittartalom függvénye. Nagy kezdeti montmorillonittartalom esetén az illitesedés következtében fel-



31.87 ábra. Homokkal *(pontozva)* váltakozó agyagrétegek porozitásának *(A)* és fluidumnyomásának *(B)* megoszlása és az ennek következtében meginduló tömörödéses fluidumáramok iránya *(B)*. — Az agyagrétegek vízben oldott sótartalmának megoszlása folytán fellépő ozmotikus fluidumáramok iránya *(C)*

Vázlat Hobson (1977) nyomán.

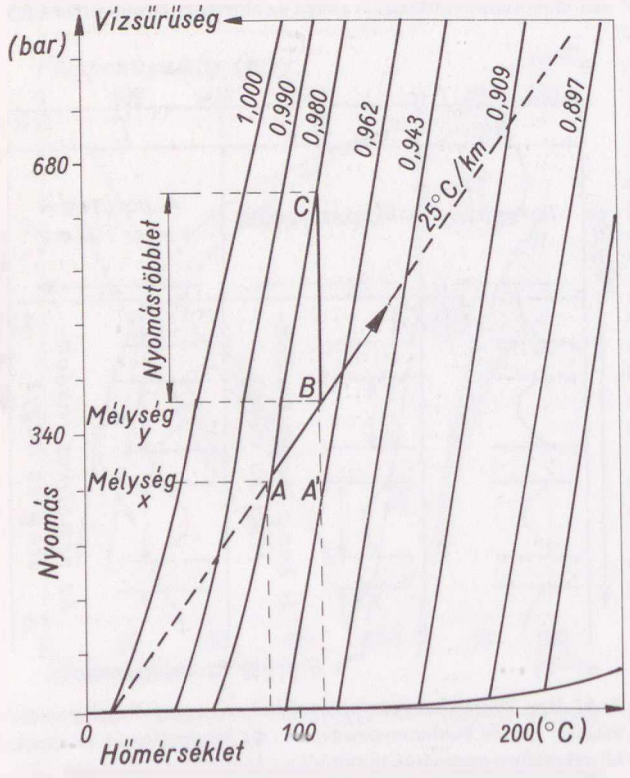


31.88 ábra. Agyagok vízleadási képességének alakulása a mélység függvényében

Vázlat POWERS (1967) és BURST (1969) nyomán.

szabaduló víz mennyisége is jelentős; ez pedig — az illitesedési és a szénhidrogén-képződési folyamat mélységének egybevágása esetén hathatósan segítheti az elsődleges vándorlást.

A szénhidrogének diffúziója a magasabb koncentrációjú, ill. vegyi potenciálú helyek felől a kisebb koncentrációjú, ill. vegyi potenciálú helyek felé irányul. A diffúzió szerepe egyébként csak a metánnál és etánnál fontos; a C-szám emelkedésével csökken. Ezért a diffúziónak nem annyira az elsődleges migrációban, mint inkább a kialakult szénhidrogéntelepek tönkremenetelében van jelentősége.

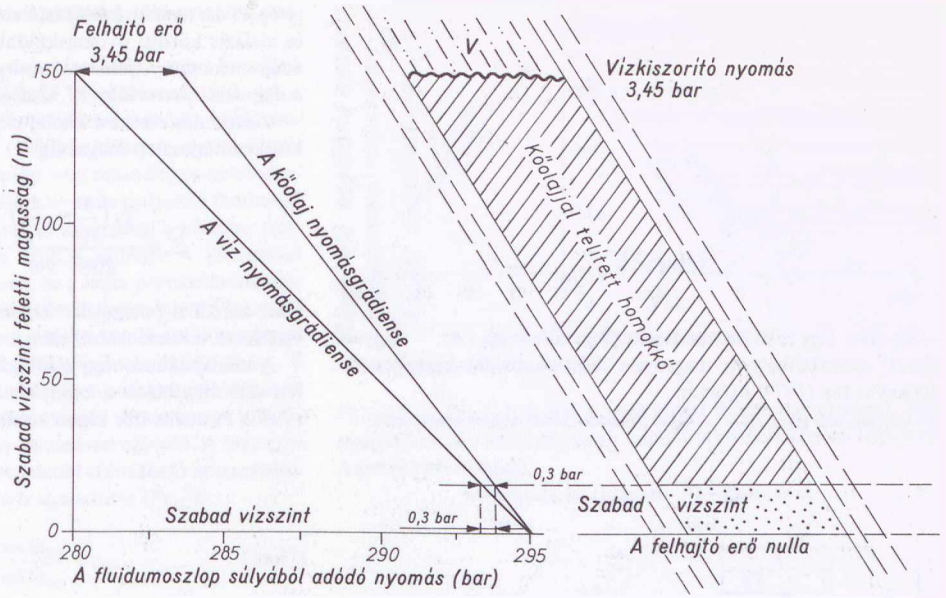


31.89 ábra. A víz nyomás/hőmérséklet/sűrűség-diagramja 25 °C/km geotermikus grádiens mellett, nyílt és zárt rendszerben, BARKER (1972) szerint

Az anyakőzetben nagy tömegben képződött *fluidumok* hőkiterjedése — az adott mélységhez tartozó hidrosztatikus nyomást felülmúló túlnyomás következtében — nagy mélységben levő agyagokban is mikrorepedéseket hoz létre (SNARSKY 1962; TISSOT—PELET 1971). A víz termális expanzióját szemléltető nyomás/hőmérséklet diagramon *(31.89 ábra)* a vízsűrűség izovonalain kívül a 25 °C/km-es geotermikus grádiens vonalát is feltüntetve, a következők állapíthatók meg:

Szabad áramlás (nyílt rendszer) esetén a fluidumok nyomása és hőmérséklete a geotermikus grádiensnek megfelelően alakul. Olyan lezárt tárolóban (vagy anyakőzetben) azonban, amely úgy kerül *x* mélységből *y* mélységbe, hogy vizének sűrűsége konstanssá válik, de hőmérséklete emelkedik, a víz nyomása nem a geotermikus grádiens *(A—B)* szerint, hanem az *A—C* sűrűségi izovonalnak megfelelően fog változni. Az ilyen zárt rendszeren belüli hőmérséklet-növekedésnél tehát a nyílt rendszerben tapasztalt *A'—B* nyomásnövekedéshez a *B—C* nyomástöbblet adódik hozzá. Ennek nagysága pedig attól függ, hogy az elszigetelt réteg eredetileg milyen betemetődési mélységben volt, majd a további süllyedés és betemetődés folyamán mennyit nőtt a hőmérséklete. SNARSKY (1962) szerint 3100 m mélységben az agyagok víztartalmának hőkiterjedésből adódó nyomása legalább 750 bar, ami 2,4-szer nagyobb a hidrosztatikus nyomás értékénél, sőt — zárt rendszerről lévén szó — a geosztatikus nyomását is meghaladja. A kőolajok hőkiterjedése 5-ször, a földgázoké 20-szor nagyobb a vízénél. Erősen tömörödött kőzetekben tehát az elsődleges migráció legvalószínűbb módja az lehet, hogy az anyakőzetben kialakult lokális fluidumtúlnyomás hajszálrepedéseket idéz elő, amelyek lehetővé teszik a szénhidrogén kiáramlását. Ha azután a túlnyomás ennek következtében a küszöbérték alá csökken, a repedések a rétegterhelés hatására lezárulnak. E folyamat a földtörténet folyamán többször megismétlődhet. Mivel ez a mechanizmus nem igényel vízkiáramlást, a szénhidrogének folyamatos gáz- vagy olajfázisban áramolhatnak. A repedések felnyílásakor bekövetkező gyors nyomáscsökkenés a túlnyomás alatt még gázállapotú, több alkotós szénhidrogén-rendszerek fázisváltozását eredményezheti. [Egyes kutatók azonban — pl. NEGLIA (1980) — az anyakőzet repedései mentén történő migrációt már másodlagosnak tekintik.]

Az elsődleges vándorlás kora és mélysége a szénhidrogén-képződés korától és mélységétől függ. 1000—1500 m-nél kisebb mélységben, és fiatal korú migrációval sehol nem keletkeztek jelentős szénhidrogén-előfordulások. Mezozóos és tercier kőzetekben az el-



31.90 ábra. Sztatikus állapotú kőolajtárolóban érvényesülő felhajtóerő SMITH (1966) szerint

V = Vízzel telített aleurit-test.

sődleges vándorlás általában 1500—3500 m mélységben következett be. Mélyen eltemetett premezozóos képződményekből azonban sokkal későbbi szénhidrogén- (főleg gáz-) képződés is lehetséges: a groeningeni perm korú képződményekben tárolt, de karbon kőszenekből származó földgáz pl. a mezozóikum folyamán, tehát akkor keletkezett, amikor a kőszéntelepek 4—6 km mélységig betemetődtek.

31.252 A másodlagos vándorlás a folyamatos fázist alkotó szénhidrogénnek a víztartalmú kőzetek pórusain, repedésein és vetőzónáin át a felhajtó- és a hidrodinamikai erő következtében a kőolaj- vagy földgázcsapdában való felhalmozódásig végzett mozgása. Ez a mozgás ugyan közvetlenül nem figyelhető meg, módjára azonban laboratóriumi kísérletek és a tárolók megnyitása után végzett mérések és megfigyelések alapján nagy biztonsággal következtethetünk. A tárolókon belül ui. két fő eset lehetséges:

(1) Hidrosztatikus viszonyok esetén a tárolóban nincs vízáramlás, mert az egymással közlekedő kőzetpórusokban helyet foglaló, homogén víztest bármely pontjára nehezedő és a felette levő vízoszlop magasságával arányos hidrosztatikus nyomás a felhajtóerővel egyensúlyt tart. Mivel a felhajtóerő a fluidum sűrűségének a függvénye, a víz és a szénhidrogén keverékéből a vízzel nem elegyedő szénhidrogén hidrosztatikus viszonyok között is kiszabadulni, és a nagyobb nyomású, mélyebb szintek helyett a kisebb nyomású, többnyire magasabb szintekben elhelyezkedni törekszik. Ez azt jelenti, hogy *hidrosztatikus viszonyok esetén a másodlagos vándorlásnak az egymással nem elegyedő víz- és szénhidrogén-fázis közötti sűrűségkülönbséggel arányos felhajtóerő* (úszóképesség) *a fő mozgatója.* Ennek egy folytonos szénhidrogén-szálon, ill. -oszlopon belül függőlegesen fölfelé növekvő értékét a víz-, ill. a szénhidrogén-oszlop súlyából adódó nyomásgrádiensek közti, s a szabad vízszint felett különböző függőleges magasságokban megállapítható nyomáskülönbségek fejezik ki. A szabad vízszint az a mélység, amelyen a fluidumtartalmú kőzettest vize megnyitása után megállapodik. Mivel e mélységben mind a víz, mind a szénhidrogén nyomása a fluidum-oszlop súlyából adódó nyomással egyenlő, a szabad vízszintet a felhajtóerő nullpontjának tekintik. A fluidumok nyomásgrádiensének hajlásszöge (α) a következő képletből számítható:

$$\operatorname{tg}\alpha = 1/10R, \qquad (31.23)$$

ahol R a folyadék sűrűsége. Mivel a víz sűrűsége 1, a kőolajé ellenben 0,77, azok fluidumnyomásának különbsége (vagyis a felhajtóerő) a kőzettest magasabb részében annak ellenére növekedni fog, hogy a szabad vízszint feletti fluidumnyomás abszolút értéke a mélység csökkenésével maga is csökken. A *31.90 ábrán* bemutatott példában a felhajtóerő egy 150 m magasságú kőolajoszlop tetején 3,45 bar.

A másodlagos migráció bekövetkezésének megfelelő magasságú szénhidrogén-szál kialakulása a feltétele. E kritikus kőolajoszlop magassága (homokköveknél 0,3—3 m, karbonátokban 1—2,5 m) BERG (1975) szerint:

$$z_o = \frac{2\gamma\left(\frac{1}{r_k} - \frac{1}{r_p}\right)}{g(\rho_v - \rho_o)}, \qquad (31.24)$$

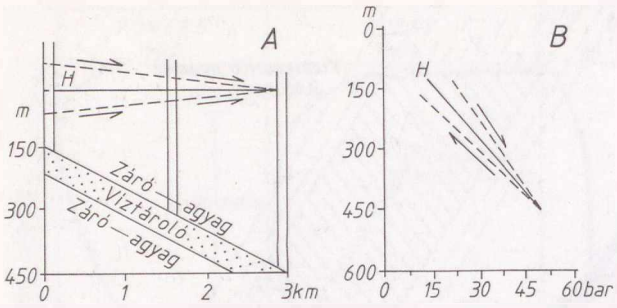
ahol γ = a kőolaj/víz határ felületi feszültsége, r_k = póruskapu sugara, r_p = a pórus sugara, g = a gravitáció gyorsulása, ρ_v = a víz sűrűsége, ρ_o = a kőolaj sűrűsége.

A felhajtóerő grádiense kőolaj és víz esetében általában 0,023 bar/m, gáz–víz rendszereknél pedig 0,05—0,1 bar/m.

A felszín alatti vizek sűrűségét általában a nyomás, a hőmérséklet és az oldott sók mennyisége befolyásolja. A felszín alatti kőolaj és gázkondenzátum sűrűsége az oldott gáztartalom, a hőmérséklet és a nyomás függvénye. A felszín alatti földgáz sűrűségét annak átlagos molekulasúlya, a felszín alatti nyomás és hőmérséklet, valamint a kompresszibilitási tényező határozza meg.

(2) Hidrodinamikai hatások attól függően változtatják meg a felhajtóerőt és a migrációs potenciált a hidrosztatikus állapothoz képest, hogy a fluidum áramlása a kőzettest dőlését követi-e, vagy azzal ellentétes. Dőlés mentén lefelé történő vízáramlás esetén ui. a nyomás/mélység függvény vonalának a hajlásszöge nagyobb, ellenkező esetben pedig kisebb lesz, mint hidrosztatikus állapotban *(31.91 ábra)*.

Ezért a réteg emelkedésének irányában áramló víz esetében, egy csapdázódott kőolajoszlop tetején a víz- és az olajfázis közötti nyomáskülönbség nagyobb lesz, mint hidrosztatikus helyzetben. A



31.91 ábra. Egy artézi vízrendszer potenciálfelszíne *(A)*. — Ugyanannak nyomás/mélység diagramja hidrodinamikai hatás esetén, SCHOWALTER (1979) nyomán

H = hidrosztatikus egyensúly. — A *nyilak* a hidrodinamikus áramlás irányát jelzik.

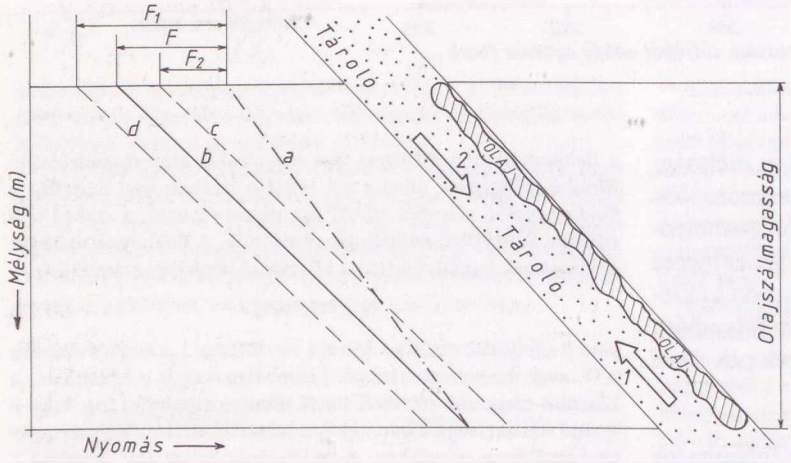
réteg dőlése mentén lefelé tartó vízáramlás viszont csökkenti az olaj- és vízfázis közötti nyomáskülönbséget. *Lefelé irányuló vízáramlás tehát csökkenti, felfelé tartó vízáramlás pedig növeli a felhajtóerőt és a migrációs potenciált (31.92 ábra).*

Vízáramlás esetén a kőolaj-migráció megindulásához szükséges kritikus olajoszlop-magasság:

$$Z_o = \frac{2\gamma\left(\frac{1}{r_k} - \frac{1}{r_p}\right)}{g(\rho_v - \rho_o)} \pm \frac{\rho_v}{\rho_v - \rho_o} \cdot \frac{\Delta h}{\Delta x} \cdot X_o\,, \qquad (31.25)$$

ahol $\Delta h/\Delta X$ a potenciális felszín dőlése, x_0 pedig a kőolajoszlop vízszintes vetülete *(31.93 ábra)*.

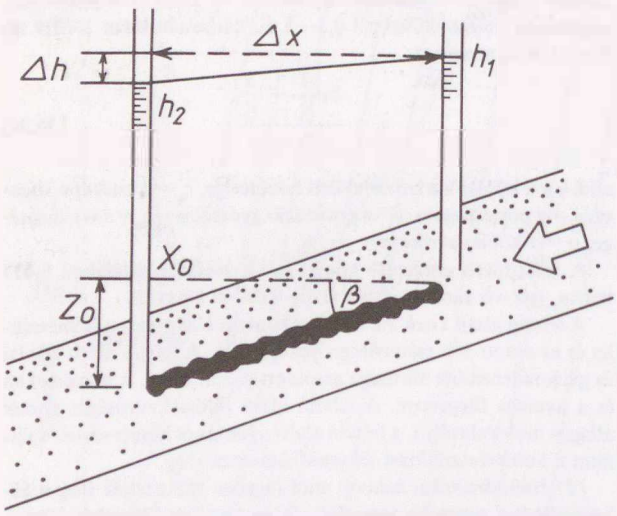
A kőolajszálnak vagy a földgázbuboréknak a víztartalmú kőzeten való áthatolását a *kapilláris erő* gátolja. Ennek kritikus értéke *(Pd)* a PURCELL-féle képlet szerint a szénhidrogén/víz határfelületi



31.92 ábra. A felhajtóerőre gyakorolt hidrodinamikai hatás állandó magasságú kőolajtest esetén *(Petrol. Research Corp.)*

a: Sztatikus olajnyomás-grádiens. — *b:* Sztatikus víznyomás-grádiens. — *c:* Hidrodinamikai víznyomás-grádiens lefelé irányuló áramlás *(2)* esetén. — *d:* Hidrodinamikai víznyomás-grádiens fölfelé irányuló *(1)* áramlás esetén.

F: Felhajtóerő sztatikus víznyomás esetén. — F_1: Felhajtóerő fölfelé irányuló vízáramlás *(1)* esetén. — F_2: Felhajtóerő lefelé irányuló *(2)* vízáramlás esetén.



31.93 ábra. A kőolajmigráció megindulásához szükséges kritikus kőolajoszlop-magasság (Z_0) vízáramlás esetén, BERG (1975) nyomán

Z_0 = A kőolajoszlop függőleges magassága. — X_0 = Ugyanannak a vízszintes vetülete.

α = A kőolajtest átlagos dőlésszöge. — h_1 és h_2 = A fúrásokban észlelt fluidumfelszín.

Δh = A h_1 és h_2 különbsége. — Δx = A kutak távolsága.

feszültségével (γ) és a szénhidrogén (ill. a víz) nedvesítési szögének (Θ) cosinusával egyenes, a pórushoz kapcsolódó legnagyobb pórusbejárat (póruskapu) sugarával *(R)* pedig fordított arányban van:

$$Pd = 2\gamma \cos\Theta / R\,. \qquad (31.26)$$

Ez az érték egyúttal a szénhidrogén-szál áttörési erejének minimuma.

A kőolaj/víz rendszer határfelületi feszültségét egyebek közt a kőolaj vegyi összetétele, oldott gáztartalma, a felületaktív anyagok mennyisége és típusa befolyásolja. Légköri nyomáson és 21 °C hőmérsékleten a kőolajok és a velük kapcsolatos vizek közötti felületi feszültség 0,013—0,035 N/m (vagyis 13—35 dyn/cm) között van; értéke a hőmérséklet növekedésével általában csökken. A nyomásváltozás a határfelületi feszültséget csak kis mértékben módosítja.

A metán/víz rendszer határfelületi feszültsége rendes nyomáson és hőmérsékleten 0,07 N/m. Értéke a vízben levő felületaktív anyagok s a gázban oldott nehezebb szénhidrogének mennyisége szerint változik. A nyomás vagy hőmérséklet növekedésével a földgáz/víz határfelületi feszültsége csökken.

A nedvesítő képesség a nedvesítő folyadék és a szilárd test elválasztásához szükséges munkával mérhető; geometriailag pedig a szénhidrogén/víz érintkezési felületének a kőzet- vagy pórusfallal bezárt „nedvesítési szög"-ével fejezhető ki. Fluidum/kőzet rendszerekben 0°—90° közötti nedvesítési szög esetén a kőzet *víznedves*. Ha azonban a nedvesítési szög > 90°, a kőzet *olajnedves*, és ez elősegíti a kőolaj-vándorlást. A vízi üledékek általában víznedvesek, a vasás-

ványokban és szerves anyagban gazdag kőzetek többnyire olajnedvesek.

A póruskapu sugara vékonycsiszolatokból vagy pásztázó elektronmikroszkópi felvételekről való meghatározásának azt a hátrányát, hogy e módszerek egy térbeli jelenségről csak kétdimenziós képet adnak, a PURCELL-féle (1949) kapilláris nyomás-vizsgálattal lehet kiküszöbölni. Ennek során — a másodlagos szénhidrogén-vándorlás jelenségeinek mintájára — nem-nedvesítő fluidumot (higanyt) sajtolnak mindaddig növekvő nyomással a kőzetbe, mígnem annak egy összefüggő szála átjut a mintán. A különböző nyomásértékek és a hozzájuk tartozó, de a teljes pórustelítettséghez szükséges higanymennyiségek kumulatív függvényvonala lapos részének kezdete jelzi azt a nyomást, amely megfelel a másodlagos migrációhoz szükséges minimális felhajtóerőnek *(31.94 ábra)*. E küszöbértéken túl indul meg tehát a kőzetben a víznek szénhidrogén általi kiszorítása. Ez a vízkiszorító nyomás általában a 10%-os higanytelítettséghez tartozó higany-nyomással egyenlő. A higanyos kapilláris nyomás a PURCELL-féle képlettel számítható át *a szénhidrogén/víz rendszer mélybeli kapilláris nyomására* (Pc_{hw}):

$$Pc_{hw} = \frac{\gamma_{hw} \cdot \cos \Theta_{hw}}{\gamma_{ma} \cdot \cos \Theta_{ma}} \cdot Pc_{ma}, \qquad (31.27)$$

ahol mérendő adatok:

Pc_{ma}, vagyis a PURCELL-féle cellával megállapítható kapilláris nyomás;

γ_{hw}, vagyis a szénhidrogén (kőolaj vagy gáz) és a víz határfelületi feszültsége;

ismert átlagadatok:

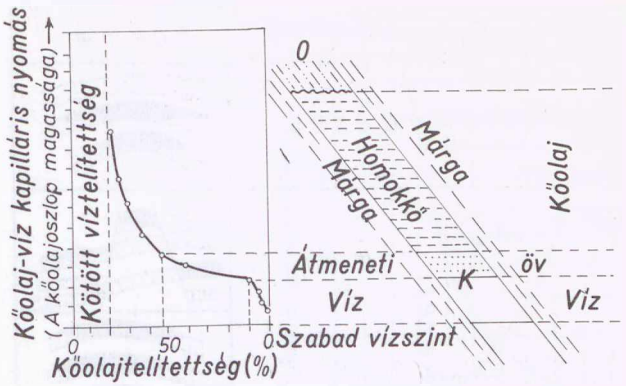
Θ_{hw}, vagyis a szénhidrogén és a víz nedvesítési (érintkezési) szöge (értéke: 1 °);

γ_{ma}, vagyis a víz és a levegő határfelületi feszültsége (értéke 0,48 N/m);

Θ_{ma}, vagyis a higany és a levegő nedvesítési (érintkezési) szöge (értéke 0,776 °).

A mélybeli viszonyok közötti kapilláris nyomás és annak küszöbértéke tehát szénhidrogén- és vízmintákon, valamint fúrásmagokon végzett határfelületi feszültségmérések, továbbá a higanyos kapilláris nyomásgörbe felvétele útján viszonylag könnyen megállapítható.

A fentiek értelmében a 10%-os higanytelítettségnek megfelelő vízkiszorító nyomás 10% körüli szénhidrogén-telítettségnél áll elő, vagyis *a másodlagos szénhidrogén-migráció 10%-os szénhidrogén-telítettségnél indul meg*. A migráció eredményeként a tiszta víz- és a tiszta szénhidrogén-fázis szintje között általában olyan, a kőzet, ill. a benne mozgó fluidumok kapilláris tulajdonságaitól függő vastagságú, átmeneti öv alakul ki, amelynek víztartalmát a szénhidrogén még nem bírta teljesen kiszorítani *(31.94 ábra)*.



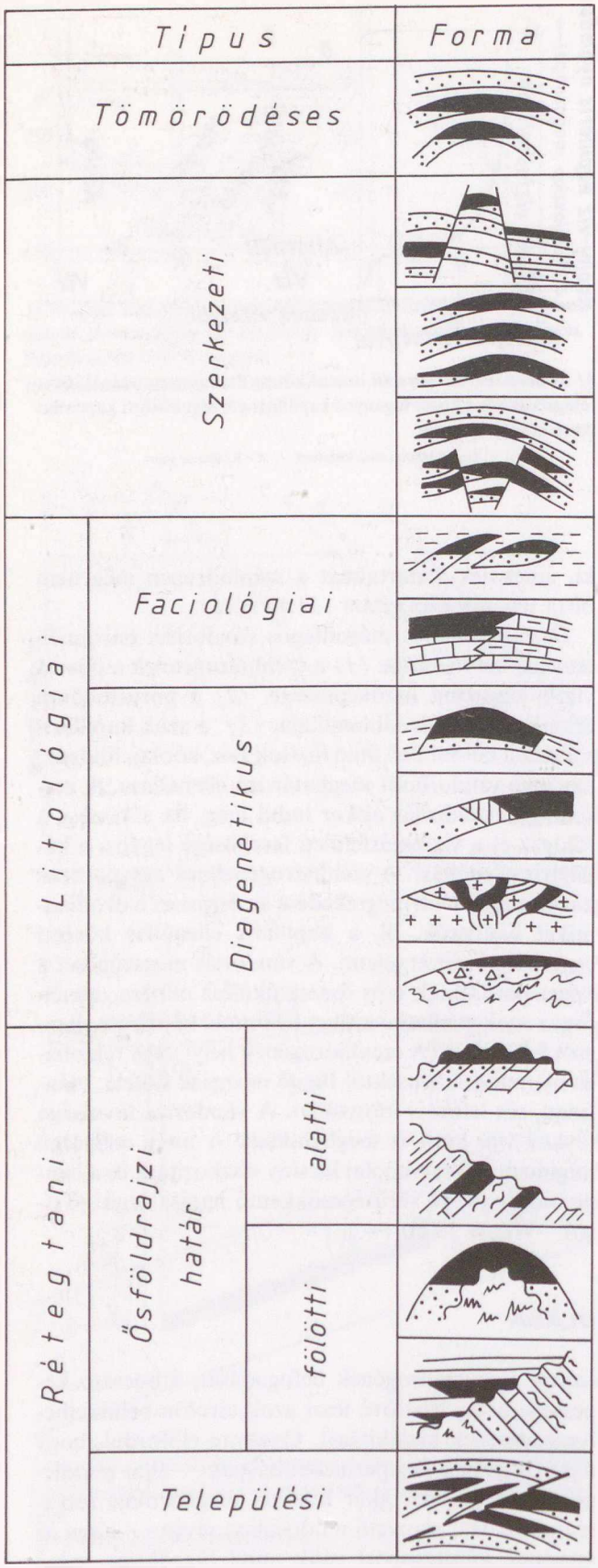
31.94 ábra. Ferde helyzetű homokkőtest fluidumtartalmának öves rétegződése és a kőzet higanyos kapilláris görbéje közötti kapcsolat ARPS (1964) nyomán

O = Oldalasan záró kőzettest. — *K* = Kőolaj és víz.

Összefoglalva: a másodlagos vándorlást három fő tényező befolyásolja: *(1)* a szénhidrogénnek a pórusvízzel szembeni úszóképessége, *(2)* a pórusfluidum áramlásának hidrodinamikája, *(3)* a szűk kapillárisoknak a különböző fluid fázisok (víz, kőolaj, földgáz) együttes vándorlását meghatározó ellenállása. A másodlagos vándorlás akkor indul meg, ha a kőolaj, a földgáz és a víz határfelületi feszültsége legyőzi a kapilláris ellenállást. A szénhidrogéneknek egy porózus kőzettesten belüli megrekedése az úszási és hidrodinamikai hajtóerők, ill. a kapilláris ellenállás közötti egyensúly beálltát jelenti. A vándorlás megszűnését a kőzet pórusainak erős összeszűkülése okozza, minélfogva azok a felhajtó erőket felülmúló kapilláris ellenerőt fejtenek ki. A szénhidrogének helyi vagy regionális nyomásgrádiensektől függő mozgása fölfelé, oldalasan, sőt lefelé is irányulhat. A vándorlás távolsága olykor 100 km-t is meghaladhat. A nagy mélységű migrációt a forró kőolaj kicsiny viszkozitása és a benne oldott gázok sűrűségcsökkentő hatása segíti (TISSOT—WELTE 1978).

31.26 KŐOLAJ- ÉS FÖLDGÁZTELEPEK KIALAKULÁSA

Az anyakőzetből kiszabadult szénhidrogének másodlagos migrálása akkor áll meg, ha csapdába kerülnek, vagyis, ha kis porozitású, nem repedezett, gyakorlatilag át nem eresztő, viszonylag vastag, oldalirányban folyamatosan összefüggő *zárókőzet* (pl. agyag-, márga- vagy evaporitréteg) állja útjukat. A kőolaj és földgáz elszökését gátló zárókőzet mellett minden szénhidrogén-csapdának az olyan *tárolókőzet* a másik lényeges része, amelynek pórustérfogata biztosítja a szénhidrogének befogadását, átbocsátó képessége pedig lehetővé teszi azok tárolón belüli elhelyezkedésének kialakítását. Gyakran előfordul, hogy a porozitásnak és a permeabilitásnak — akár elsődleges fáciesváltozás, akár későbbi diagenetikus folyamatok okozta alapvető módosulása révén — maga az áteresztő kőzetcsoport válik mind függőleges, mind oldalirányban át nem eresztővé. Máskor a hegységszerkezeti mozgásfelületek vagy az egykori üledékszü-



31.95 ábra. A hazánkban gyakori szénhidrogén-csapdák rendszere (SOMFAI 1976b, 1981 nyomán)

neteket jelző eróziós diszkordanciák mentén tapasztalható litológiai változások gátolják meg a szénhidrogének továbbvándorlását. Azonban a tároló- és zárókőzetek találkozásának általában csak az olyan kombinációi jelentenek jó szénhidrogén-csapdát, amelyek tárolótestei (akár üledékképződési vagy kompakciós, akár tektonikus, ill. ősföldrajzi okokból) a vízszintestől eltérő helyzetben vannak.

A felszín alatti kőolaj- és földgáztelepek feltárása annak feltételezésével indult meg, hogy azok rétegboltozatok tetővidékének nagy hézagtérfogatú rétegeiben foglalnak helyet. Ezt részint a felszíni szénhidrogén-szivárgások közelében mélyített kutak, részint a vízkutatási célból már i. e. 1700 évvel a kínaiak által végzett kezdetleges kézifúrások adatai valószínűsítették. Ezen az alapon az első kőolajkutat Európában SZEMJONOV mérnök mélyítette 1846-ban Baku, Amerikában pedig DRAKE „ezredes" 1859-ben a pennsylvaniai Titusville mellett. A kutatási tapasztalatok szaporodásával a szénhidrogéntelepek képződésének négy alapfeltételét

— az anyakőzet szervesanyag-tartalmában,
— a tárolókőzet likacsos vagy repedezett voltában,
— a kőolaj és földgáz elillanását megakadályozó fedőkőzet és
— a csapdázódásra alkalmas pozitív redőalakulat jelenlétében

állapították meg. E feltételek ma is érvényesek, csupán a felhalmozódásra alkalmas szerkezeti formák (szénhidrogén-csapdák) száma bővült azóta jelentékenyen. Ezeknek hazai viszonylatban jelenleg használt rendszerét a *31.95 ábra* szemlélteti.

Az ipari értékű kőolaj- és földgázelőfordulások legkisebb egysége a *telep,* vagyis a tárolókőzet kőolajjal és/vagy földgázzal telített, egységes nyomásrendszerbe tartozó része. Van földgáztelep, földgázcsapadéktelep, telítetlen és telített (vagyis földgázsapkás) kőolajtelep. A telep — kiterjedése és szénhidrogén-tartalma szerint — kicsiny, nagy vagy óriási. A telep elhelyezkedhet néhány m-re a felszíntől, de még 6—8 km mélységben is tárnak fel ipari értékű szénhidrogéntelepeket. A felszín alatti telepek többnyire nem egyediek, hanem egy-egy szénhidrogénmező több egymás fölötti vagy melletti rétegében, hasonló vagy eltérő litológiai, rétegtani és szerkezeti körülmények között találhatók. A több mezőt magába foglaló, nagy kiterjedésű földtani egységet regionális övnek (provinciának) nevezzük.

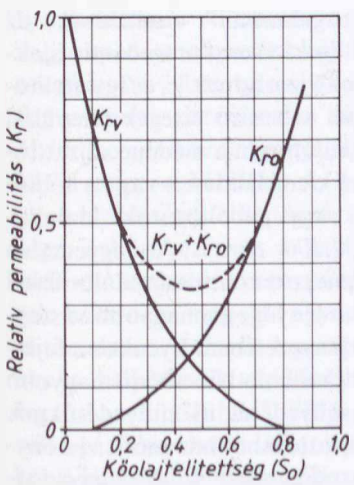
31.261 A kőolaj és a földgáz felhalmozódásának általános feltételei. A földkéreg különböző részeinek szénhidrogénpotenciálja igen eltérő. Egyes területeken nagy mennyiségű szénhidrogén képződött és halmozódott fel, másutt nyomokban sincs kőolaj vagy földgáz. A földtani egységek szénhidrogén-potenciálját fejlődéstörténetük határozza meg.

A legnagyobb kőolaj- és földgázelőfordulások üledékes medencékhez kötődnek. Egy üledékes medence akkor reményteljes szénhidrogénföldtani szempontból, ha üledékösszletének kora, vastagsága, kőzettani kifejlődése, hegységszerkezete, szervesanyag-tartalma

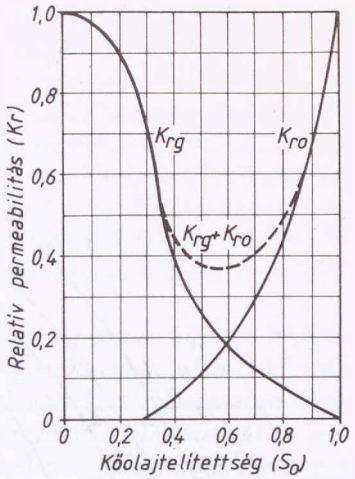
és hőtörténete megfelel a szénhidrogén-képződés és -felhalmozódás feltételeinek, ha van benne megfelelő anya- és tároló-kőzet, valamint csapda.

Üledékes kőzetek nagy vastagságban való felhalmozódását a befogadó medencének a környezetéhez viszonyított süllyedése teszi lehetővé. A felhalmozódott üledék minőségét végső soron a medence környezetének felépítése és morfológiája, az üledékgyűjtő fizikai és kémiai folyamatai, élővilágának összetétele és bősége, feltöltődésének transzgressziós vagy regressziós jellege határozza meg.

31.2611 A tárolókőzet porozitása és átbocsátóképessége. Kedvező szerkezeti helyzetben, típusától és korától függetlenül, az anyakőzet és a természetben előforduló valamennyi permeábilis kőzet szolgálhat szénhidrogének tárolókőzetéül. A legalkalmasabb és leggyakoribb tárolók többsége üledékes kőzetekben található. A törmelékes kőzetek közül elsősorban azok az — általában nagy elsődleges porozitású, jól osztályozott — homok-, homokkő- és konglomerátum-rétegek jönnek számításba, amelyek vertikális és horizontális kiterjedése is nagy. Ilyenek a folyóvizek alsó szakaszának homok(kő)leplei, a sivatagi sóstavak homoklerakódásai, a litorális és szublitorális régió karbonátos és törmelékes rétegei, a deltahomlokok és selfek homokjai, a tengeralatti törmelékkúpok proximális lerakódásai. A kiékelődő, egymásba fogazódó, lencsés és vertikálisan ismétlődő „szendvics"-telepek viszont csak kevés szénhidrogént tartalmaznak. *A karbonátos kőzetek* hézagtérfogata származhat kristály-, ill. szemcseközi porozitásból, de lehet repedéses, üreges, fosszília- és zátony- vagy zátonytörmelék-porozitás is. Mátrixporozitás esetén a pórusok nagysága és áteresztőképessége kicsiny. Hasadék-, csatorna- és üreg-porozitás alkalmával ugyanez nagy lehet. Rétegeik nagy területen egységes kifejlődése következtében helyenként a vegyi üledékekhez és a kőszénhez is nagy szénhidrogéntelepek kötődnek. Az üledékes medencék aljzatát felépítő *magmás és metamorf kőzetek* repedezett és mállott — gyakran helyben maradt sajátanyagú törmelékkel is borított — felső részei kedvező körülmények között szintén feltöltődhetnek a medence üledékes anyakőzeteiből származó szénhidrogénnel, a többnyire kis mátrixporozitás miatt azonban nagy telepek kialakítására általában alkalmatlanok.



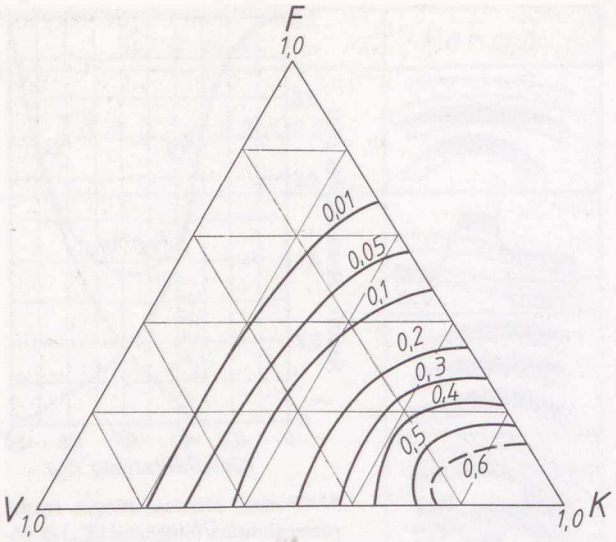
31.96 ábra. Homok átlagos relatív permeabilitása kőolajjal (K_{ro}) és vízzel (K_{rv}) szemben a kőolajtelítettség (S_o) függvényében, 1,04—1,08 μm² permeabilitás-értékek között (Tissot—Welte 1978)



31.97 ábra. Homok átlagos relatív permeabilitása földgázzal (K_{rg}) és kőolajjal (K_{ro}) szemben a kőolajtelítettség függvényében, 11—200 μm² permeabilitás-értékek között (Tissot—Welte 1978)

A szénhidrogén-kutatás ma már elképzelhetetlen a mélyfúrási anyag fácieseinek részletes elemzése és a tárolókőzetek őskörnyezeti viszonyainak a modellezése nélkül, mert ennek eredményei mind a kiaknázás, mind a továbbkutatás módját meghatározzák. A szénhidrogén-bányászat sikere a csapdák morfológiáján kívül a porozitás csapdán belüli megoszlásától függ.

Az ipari értékű tárolók porozitása 2,5—30%, túlnyomórészt azonban 10—20% között mozog. A porozitásnak elsősorban a tárolt szénhidrogén mennyisége szempontjából van jelentősége; a termelés viszont a tárolókőzetnek m²-ben kifejezett fluidumvezető képességétől (permeabilitásától) függ. Mivel a tárolókőzetben többnyire 2—3 különböző viszkozitású fázis áramlik egyszerre, és ezek mindegyikének áramlása hatással van a másikéra, a kőzet tényleges (effektív) áteresztőképessége a jelenlevő többi fluidum mennyiségétől is függ. Ennek értékét kétfázisú rendszerekben a *31.96* és *31.97 ábra*, háromfázisú rendszerekben a

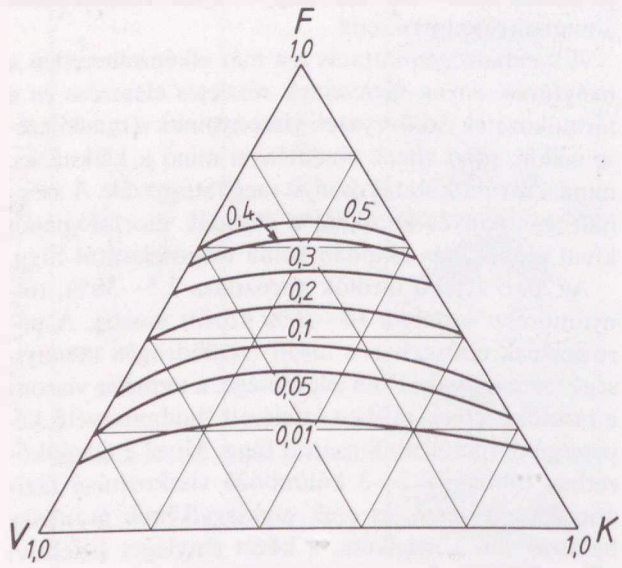


31.98 ábra. A kőolajjal szembeni relatív permeabilitás háromfázisú fluidumáramban, PIRSON (1958) nyomán

F = Földgáz. — *V* = Víz. — *K* = Kőolaj.

31.98 és *31.99* ábra diagramjai alapján határozhatjuk meg. Az üledékes tárolókőzet átbocsátóképessége egyébként a tömörödés következtében többnyire iránytól függő: horizontális irányban nagyobb, mint függőlegesen.

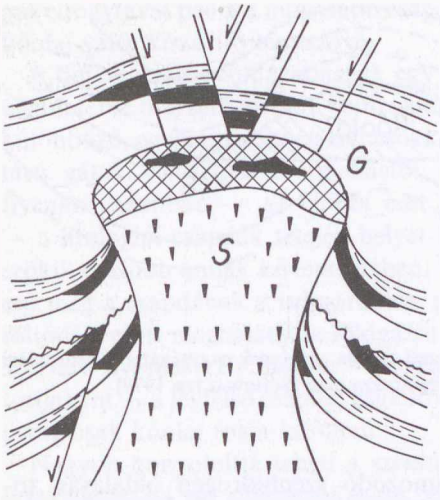
A cementásványok a pórustér és főleg a póruskapuk szűkítésével csökkentik a porozitást és permeabilitást. Ez a potenciális szénhidrogéncsapda részleges vagy teljes meddőségét eredményezheti. Homokköveknek a diagenetikus agyagásványok, mészköveknek a karbonátok a leggyakoribb cementanyagai. Ha azonban a szénhidrogén még a cementálódás kezdetén behatol a pórusokba, megakadályozhatja a további cementációt. Ezért Szaúd-Arábia, Qatar és Abu Dhabi kőolajban gazdag mészhomokjainak pórusait csak vékony cementszegély béleli. Ugyanezen homok kőolajat nem tartalmazó, felszíni és felszínalatti részleteinek pórusait viszont csaknem teljesen második generációs cement tölti ki. A kőolaj/víz határ alatti diagenetikus cementációnak különösen a másodlagosan megbillent csapdákra van kedvezőtlen hatása. Vadózus kioldódás viszont számos homokkő, karbonát és evaporit porozitását jelentékenyen megnöveli. Zátonymészkövek dolomitosodása — a kőzettérfogat csökkentése révén — emelheti a már cementezett kőzet porozitását, és annak tektonikus összetöredezése is 10%-os pórustér-növekedést eredményezhet (Irak, Irán). Az északi-tengeri *Ekofisk*-mező magában véve kis permeabilitású kréta kőzete egy felnyomuló kősódiapír hatására összetöredezve vált nagy kiterjedésű, kitűnő tárolókőzetté.



31.99 ábra. A földgázzal szembeni relatív permeabilitás háromfázisú fluidumáramban, PIRSON (1958) nyomán

F = Földgáz. — *V* = Víz. — *K* = Kőolaj.

31.2612 A tömörödés hatása a tárolókőzetre és a csapdaképződésre. A kőzetek tömörödése nemcsak a szénhidrogének elsődleges és másodlagos vándorlását, hanem a tárolókőzetek sajátságait és a csapdaképződés módját is jelentősen befolyásolja. A kompakció mértéke általában a mélységgel nő. Ennek következtében az üledék porozitása a mélységgel többnyire csökken, sűrűsége viszont nő. A kompakció okozta porozitáscsökkenést azonban a kőzeteknek a mélységi anyagvándorlás folytán kialakuló s a tárolódás szempontjából előnyös másodlagos porozitása mérsékli. A vízzel telített kőzetek porozitása pedig csak akkor csökken, ha a víznek eláramlási lehetősége van. A homokok és homokkövek kvarcszemcséi a nyomással szemben „rugalmasan" viselkednek, az összenyomódó agyagrétegek viszont maradandó alakváltozást szenvednek, sok vizet adnak le, és így atektonikusan is átalakíthatják a bezáró rétegek települési formáit. Ennek hatása különösen a medencealjzat tömörödésre már képtelen kiemelkedéseit vagy a sódiapírokat fedő, „települt" vagy „álboltozatok" kialakulásában jelentkezik *(31.100 ábra)*. Az egyenetlen domborzatú medencefenekekre transzgredáló fiatal üledék az aljzat árkaiban lényegesen nagyobb vastagságú lehet, mint azok környezetében. Ilyenkor a fajlagos terhelésnek az üledéktöbbletből adódó nagyobb értéke az árkok továbbsüllyedését, ill. süllyedésüknek a magasabb helyzetű aljzattömbökhöz mért, viszonylagos meggyorsulását eredményezheti. A fellépő nyíróerők következtében az árkok szélein olyan, ún. *„növekvő vetődések"* keletkeznek, amelyek az árkok belseje felé homorúak, s amelyek mentén az egykor összetartozó rétegek elvetési magassága lefelé növekszik. A vetőmenti mozgás az eltemetett szárnyon a rétegek



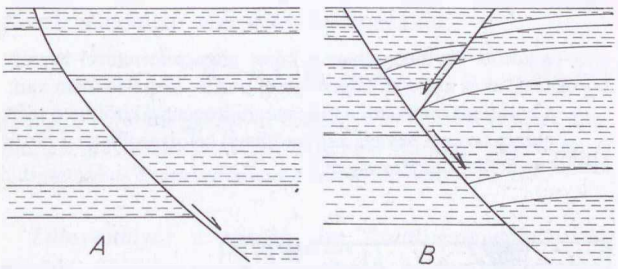
31.100 ábra. Sótest fölötti települt boltozat kőolajcsapdái *(fekete)* LEVORSEN (1956) szerint
S = Kősótest. — *G* = Gipszkalap.

lehajlását (flexuráját), vagy egy újabb vetősík menti „becsúszását" eredményezheti *(31.101 ábra)*. Nagy jelentőségűek a csapdázódás szempontjából az evaporitrétegek kőzetnyomás, fajsúlykülönbség és tektonikai erőhatások következtében támadt és a fedő összleteket átdöfő redőinek (diapírjainak) oldalait és tetőrészét kísérő rétegfelhajlások *31.101 ábra: A)* és a sótestek fölötti üledékekben kialakult, sugárirányú törések. A differenciális nyomás következtében folyóssá vált és a nyomáscsökkenés irányába nyomuló *„agyagdiapír"*-ok általában csak felboltozzák, de nem törik át a fedő kőzeteket, vagy felszínig hatoló vetőket eredményezve, *iszapvulkán*okat hoznak létre.

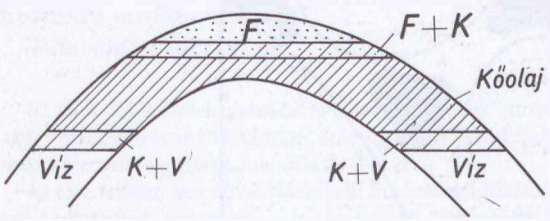
31.2613 A fluidumok tárolón belüli elhelyezkedése. A szénhidrogének a tároló pórusait vagy repedésrendszerét kitöltő vizen át vándorolnak a telepbe, s a víztartalom zömét kisebb fajsúlyuknál fogva annak peremére és talpára szorítják. Vékony vízfilm *(tapadóvíz)* borítja azonban a kőzetszemcséket a telepen belül is. A fluidumok tárolón belüli elrendeződését a felhajtóerő, a pórustér relatív telítettsége, a környezeti és a kapilláris nyomás, a tároló hidrodinamikai állapota, porozitása és anyagi összetétele határozza meg. Ha egy telep kőolajat és földgázt is tartalmaz, a tároló legmagasabb helyén a *földgázsapka* helyezkedik el, középütt van a *kőolajtest* és legalul a *víz*. „Szabad" földgáztelepben a víz közvetlenül a gázfázis alatt található. Minden kőolaj tartalmaz több-kevesebb földgázt. Gázsapka akkor alakul ki, ha a telep körülményei között annak földgáza nem képes a kőolajban maradéktalanul feloldódni. A telep fluidumai a légkörinél magasabb nyomáson és hőmérsékleten vannak a telepben. Az egyes fázisok határa nyugalmi helyzetben vízszintes felület; a telep alatti víz-áramlás vagy litológiai okok azonban ferde vagy szabálytalan fázisfelületet eredményezhetnek.

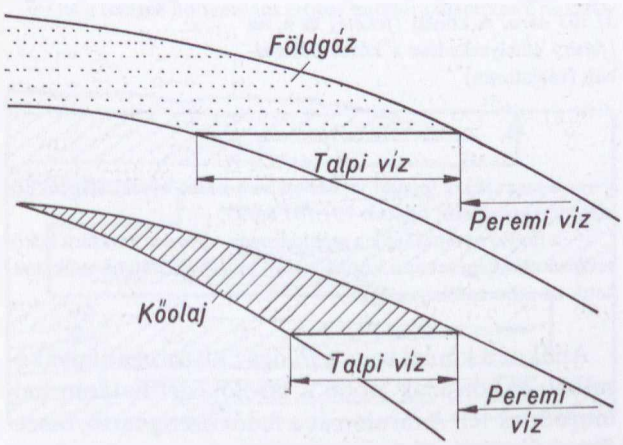
A fázisok elkülönülése nem éles, hanem a rendszer fizikai tulajdonságaitól függő vastagságú átmeneti zónával elválasztott. A fluidumsűrűségekből és a kőzetek kapilláris tulajdonságaiból levezethető, hogy a földgáz–kőolaj és a földgáz–víz közötti átmeneti öv cm (legfeljebb dm) nagyságrendű, míg a kőolaj és a víz fázis átmeneti övének vastagsága sokszor 10 m körül van.

A tárolókőzet pórusait, repedéseit kitöltő, áramlásra képes vizet *szabad víz*nek, ennek a szénhidrogénfázis alatti részét *talpi víz*nek, a fázishatáron kívüli részét *peremi víz*nek nevezik *(31.102 ábra)*. Ha a tároló vize az üledékes medence permeábilis rétegein át beszivárgó, de lényegileg légköri eredetű víz, akkor



31.101 ábra. Lefelé növekvő vetődés *(A)*. — Ugyanaz becsúszással *(B)*





31.102 ábra. Különböző fluidumok tárolón belüli elhelyezkedése
F = Földgáz. — *F+K* = A földgáz és kőolaj közti átmenet öve. — *K+V* = A kőolaj és a víz átmeneti öve.

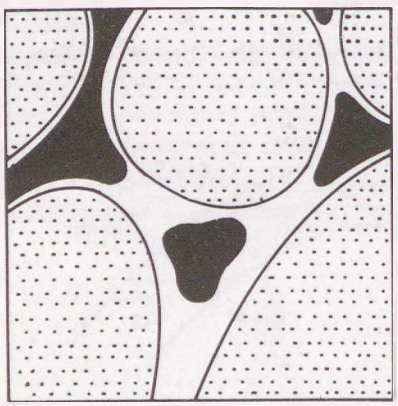
kezdeti oxigéntartalma a szulfidokat szulfátokká oxidálja, CO_2-tartalma pedig hidrogénkarbonátokat hoz létre. A peremi víz szulfát- és hidrogénkarbonáttartalma tehát felszíni eredetre utal. Származhat azonban a szabad víz annak a tengervíznek a kőzetszemcsékre tapadt maradékából is, amelyből a szemcsék leülepedtek. A NaCl-ben és egyéb ásványi anyagokban dús szabad vizet sokan *„fosszilis tengervíz"*-nek vélik. A legtöbb tároló szabad vize mégis kevert *(felszíni + fosszilis)* eredetű lehet, amit kloridokat, szulfátokat és hidrogénkarbonátokat vegyesen tartalmazó összetételük bizonyít. A kőolajtelepekkel összefüggő vizekre jellemző ezenkívül a H_2S, valamint biogén anyagok, bróm, jód, ammónia jelenléte.

A telep kötött vize a kőzetszemcsék felületén adszorbeálódott és kapillárisan fogva tartott víz. Ennek mennyisége általában 10—30%, szélső esetben 50—60%. A kötött víztartalomnak azért van nagy jelentősége, mert:

— a kötött víz mennyisége a kőzet szemcseméretével negatív, porozitásával és áteresztőképességével pozitív korrelációban van;

— a kötött víz csökkenti a telep szénhidrogénnel kitölthető terét;

— oldott ásványi anyaga kedvezőtlenül befolyásolhatja a tároló kémiai és fizikai tulajdonságait;

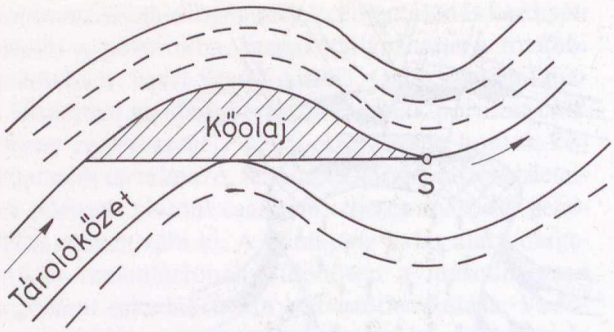


31.103 ábra. A kőolaj *(fekete)* és a víz *(fehér)* elhelyezkedése a kőzet pórusaiban (vázlatosan)

— a szemcsékre tapadó vízhártya nem kőzet/kőolaj, hanem kőolaj/víz kapcsolatot biztosít *(31.103 ábra)*;

— a tároló nyomásának a szénhidrogén-termelés hatására bekövetkező csökkenésekor a kötött vízből kiváló kristályok csökkenthetik az átbocsátóképességet.

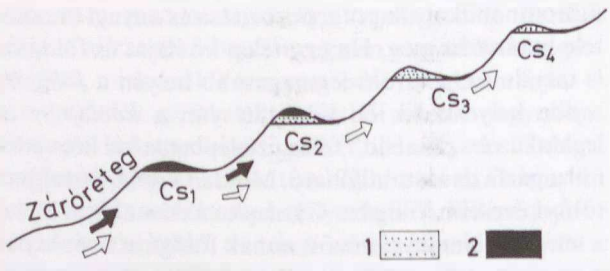
Amikor a kőolaj vagy a földgáz kiszorul az anyakőzetből, akkor azok előbb a tárolókőzet határán halmozódnak fel. A tárolón át a fedőkőzetig tartó, összefüggő fázisban végbemenő vándorlásuk pedig akkor következik be, amikor a szénhidrogén felhajtóereje meghaladja a vízkiszorító nyomás értékét. A fedőkőzet alatt felhalmozódó szénhidrogén oldalasan továbbvándorol a fedőkőzet emelkedése irányába. Ennek során a kapilláris erő kisebb-nagyobb, izolált kőolajfoltokat tart vissza a tárolóban. Földgázlefűződések általában nem maradnak fenn, mert ezek vízben oldódva, hamarosan szétszóródnak.



31.104 ábra. Szerkezeti csapda, amelynek nagyságát a túlcsordulási pont *(S)* helyzete határozza meg (SCHOWALTER 1979)

A *tárolókőzet heterogenitása* esetén annak átbocsátóképessége sem lesz egyenletes. Az ilyen kőzetben mozgó szénhidrogén tömege és sebessége az útvonal bonyolódása folytán fokozatosan csökken, és mozgása végül is megszűnik. Ha azonban a szénhidrogén utánpótlódása folyamatos, a csapda feltöltődése addig tart, amíg a fázishatár el nem éri a *túlcsordulási pont*ot, amelyen a később érkező szénhidrogén egy másik csapda felé továbbvándorol *(31.104 ábra)*.

Ha a szénhidrogén vándorlása folyamatos, akkor az első nagyobb csapda feltöltődése után a kőolaj és a földgáz megoszlása (differenciált csapdázódása) következik be. GUSSOW (1954) szerint egy migrációs útvonal mentén először a legmélyebb csapda töltődik fel, és ezt fokozatosan követi az egyre magasabbak feltöltődése *(31.105 ábra)*. Az ilyen csapdasorozatban a két fázis együttes áramlása esetén a legmélyebb csapdát földgáz, a legmagasabbat kőolaj tölti ki. Ennek az a magyarázata, hogy az alsóbb csapdákba került földgáz az alatta felhalmozódó kőolajat a túlcsordulási ponton át a magasabb csapdákba kényszeríti, a föld-



31.105 ábra. A kőolaj és földgáz elkülönülése egyre magasabb helyzetű szerkezeti csapdák (Cs_{1-4}) felé irányuló szénhidrogén-vándorlás esetén (GUSSOW 1954)

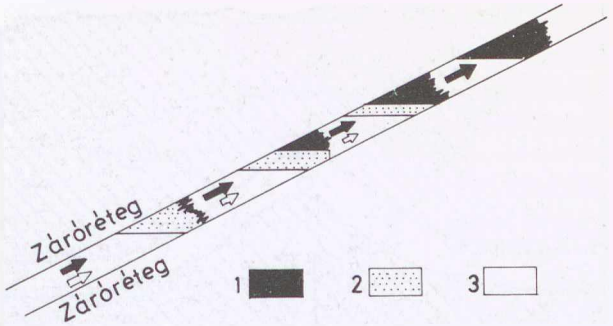
1. Kőolaj. — *2.* Földgáz.

gáz elfogytával pedig a magasabb csapdákban maga a kőolaj válik kiszorító tényezővé.

A differenciált csapdázódásnak egy másik esete az olyan, ferde helyzetű tárolón belül alakul ki, amelynek különböző, egymás feletti részeit csökkent permeabilitású gátak választják el egymástól *(31.106 ábra)*. Ilyenkor azonban — az előbbi eset fordítottjaként — a litológiai csapdák tetején helyet foglaló földgáz szökik el előbb annak következtében, hogy a felhajtó erő még a csapdának a túlcsordulási pontig való feltöltődése előtt meghaladja a földgázra jellemző vízkiszorítási nyomást. Ily módon — az előbbi eset fordítottjaként — a legfelső csapdát csak földgáz, a legalsót pedig csak kőolaj fogja kitölteni.

Nagyon bonyolulttá teheti a szénhidrogének elhelyezkedését, ha egy migrációs övön belül a szerkezeti és a litológiai csapdák váltakoznak egymással. A kőolaj- és földgázképződés mélysége, a hőmérséklettől való függése és ideje ugyancsak jelentősen befolyásolja a fluidumok megoszlását, hiszen a kőolaj alacsonyabb, a földgáz magasabb hőfokon képződik, és az utóbbinak későbbi keletkezése mélyebb fekvésű földgáztelepeket eredményezhet.

HOBSON (1961) és SILVERMAN (1965) szerint a szénhidrogéneknek a másodlagos migráció és a differenciált csapdázódás során bekövetkező vegyi változásai az olajfázis vándorlásának kizárólagossága esetén viszonylag kicsinyek. Nagy változást eredményez azonban az együttesen vándorló kőolaj és földgáz *szeparációs migrációja*. Ennek egyik formája földgáz- és kőolajtartalmú csapdából a kisebb nyomású helyre továbbvándorolt földgáz retrográd kondenzációja, melynek során a gázfázisból földgáz és a mélyebb telepben hátramaradt „anyaolaj"-étól jelentősen eltérő összetételű kőolaj válik ki. Gázsapkás kőolajtelep esetében a záróréteg kis mértékű repedezettsége teszi lehetővé a földgáz megszökését, és a hátramaradt kőolajtól való elkülönülését, ami a litológiai csapdákon belüli differenciálódáshoz hasonló helyzetet eredményez *(31.106 ábra)*.



31.106 ábra. Kőolaj és földgáz elkülönülése ugyanazon tároló litológiai gátakkal elválasztott, különböző magasságú részeiben (SILVERMAN 1965)

1. Földgáz. — *2.* Kőolaj. — *3.* Litológiai gát.

31.2614 A tároló fluidumnyomása. A tároló kőzetét a felette levő kőzettömeg és az abban elhelyezkedő fluidumok súlyának összege terheli. A fedőkőzetek geosztatikus nyomásának (p_k) értéke (I. kötet, 12.3. fejezet):

$$p_k = 0{,}1 \cdot \rho_k \cdot g \cdot h_k, \qquad (31.28)$$

ahol ρ_k a vízzel telített fedőkőzet átlagsűrűsége, g a gravitációs gyorsulás a vizsgált helyen, h_k pedig a fedőkőzetek vastagsága. A geosztatikus nyomásgrádiens értéke általában 10 m-enként 2,3 bar.

Természetesen a tároló kőzet pórusaiban, repedéseiben és üregeiben levő fluidumok is nyomás alatt vannak. Ez a nyomás (p_h) a felszínnel összeköttetésben levő tárolókban *(31.107 ábra)* hidrosztatikus, mert a tároló bármely pontján megegyezik az ezen pont és a nyugalmi (piezometrikus) vízszint függőleges távolságának megfelelő vízoszlop nyomásával:

$$p_h = 0{,}1 \cdot \rho_v \cdot g \cdot h_v, \qquad (31.29)$$

ahol ρ_v a víz átlagsűrűsége az üledékösszlet hőmérsékletének átlagán, g a gravitációs gyorsulás, h_v pedig a vízoszlop magassága. A hidrosztatikus nyomásgrádiens értéke 10 m-enként 1,0 bar.

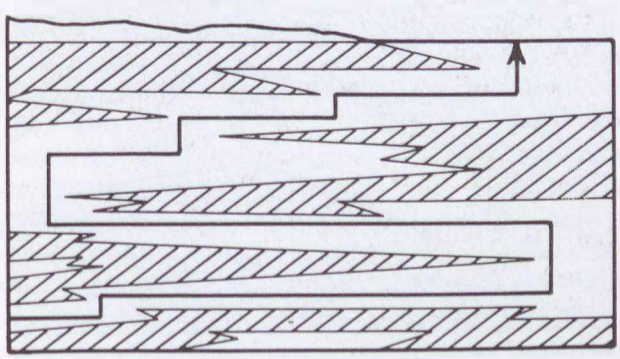
Túlnyomásos a tároló, ha fluidumnyomása nagyobb, *elégtelen nyomású* a tároló, ha fluidumnyomása kisebb a hidrosztatikus értékénél. Túlnyomás általában azokban a zárt tárolókban alakul ki, amelyeknek nincs permeábilis kapcsolatuk hidrosztatikus nyomású tárolórendszerrel.

Túlnyomást idézhet elő,

a) ha a fedőkőzetek nyomására a tárolóból akár horizontális, akár vertikális irányban kiszoruló fluidum távozását a kőzet korlátozott áteresztőképessége fokozatosan lefékezi;

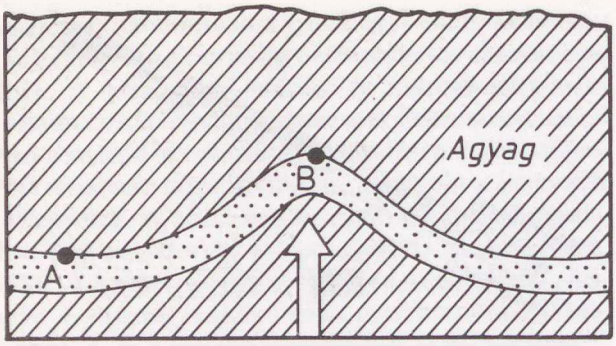
b) ha a teljesen zárt tárolóban rekedt fluidum a fedőkőzet sztatikus terhelésének egy részét — a tárolókőzet tömörödése folytán — átveszi;

c) ha a rétegek horizontális erőpár hatására diapírszerű mozgás-



31.107 ábra. A fluidumok mozgása a felszínnel regionális összeköttetésben levő tárolóban

Fehér: Homok. — *Vonalkázva:* Vízzáró kőzet.

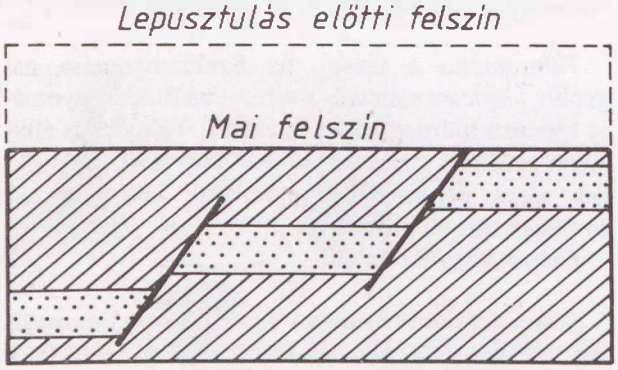


31.108 ábra. Agyag- vagy sódiapír által szakadás nélkül meghajlított tároló kisebb mélységű *B* pontján a mélyebb *A* pontnak megfelelő (túl)nyomás keletkezése

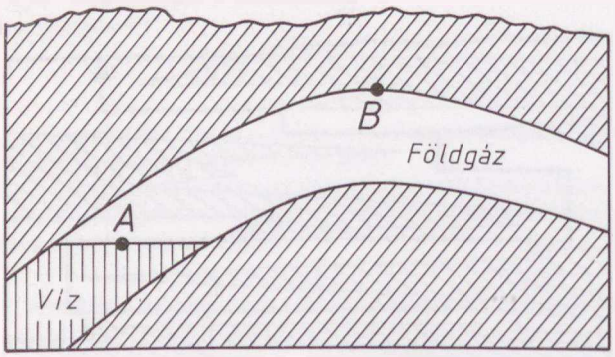
sal (vagy beroskadással) és/vagy oldalirányú elnyíródással válaszolnak;

d) ha só- vagy agyagdiapír gyors felemelkedése a felette levő tárolóréteget törés nélkül fölfelé hajlítja *(31.108 ábra)* úgy, hogy a rétegben tárolt nagyobb nyomású szénhidrogének a kisebb mélységnek megfelelő, kisebb nyomású környezetbe kerülnek;

e) ha a gyors lepusztulás eredményeként kialakult felszín a fluidumok nyugalmi (piezometrikus) szintje alá kerül *(31.109 ábra)*;



31.109 ábra. A fedő gyors lepusztulása révén felszínközelbe került tárolóban uralkodó fluidumnyomás az új helyzetnek megfelelőnél nagyobb lesz



31.110 ábra. A szénhidrogéntest nagy etázsmagassága esetén a tároló *B* tetőzónájában uralkodó nyomás alig kisebb, mint az *A* pontban. A *B* ponton tehát a helyzetének megfelelőnél nagyobb (túl)nyomás van

f) ha a tárolónak nagy a szénhidrogén–víz határ és a tároló legmagasabb pontja közti függőleges etázsmagassága, s a szénhidrogénnek (különösen a földgáznak) a vízénél lényegesen kisebb nyomásgrádiense következtében a tároló tetőzónájában a nyomás nem sokkal kisebb, mint a fázishatáron, vagyis jelentős relatív nyomástöbblet lép fel *(31.110 ábra)*;

g) ha egy magasabb szerkezeti helyzetben levő és eredetileg hidrosztatikus nyomású tárolóba egy alsóbb tárolóból (vetősík mentén, vagy elszerencsétlenedett fúráson keresztül) szénhidrogén vagy víz fejtődik át *(31.111 ábra)*;

h) ha a montmorillonitnak a betemetődéssel járó nyomás- és hőmérsékletváltozás következtében illitté való alakulása kapcsán felszabaduló víz a tároló zártsága következtében nem tud eltávozni; ilyenkor a víztartalom nemcsak a tárolóban, hanem a tároló feletti agyagban is jelentősen megnövekedik (Powers 1967; Burst 1969); mivel pedig a folyadékkal telített pórusokban a hővezetés rosszabb, mint a kőzetszemcséken át, az ilyen típusú túlnyomásos tárolók fölött a hőmérsékleti grádiens is megnövekszik; Magara (1975) szerint azonban a montmorillonit dehidratációja — bár fontos tényezője lehet a túlnyomás kialakításának — mégis csak másodlagos jelentőségű;

i) ha a belső erők működésével kapcsolatos termodinamikai folyamatok révén a pórusfluidum térfogata megnövekszik, és a fluidumfelesleg távozását a csapda rossz áteresztőképessége megakadályozza (Barker 1972; Hedberg 1974; Magara 1976); a kőzet és a fluidumok hőtágulása között ui. nagyságrendi különbség van, ráadásul a mélységbeli szénhidrogének térfogata a hőbomlás során eredeti értékének 2—3-szorosára növekedhet.

Elégtelen fluidumnyomás zárt és nyitott tárolóban is kialakulhat:

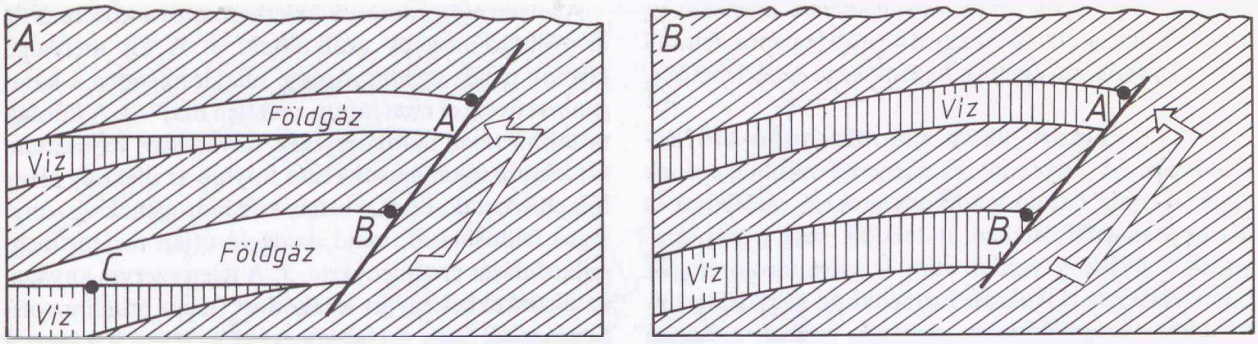
a) ha hidrosztatikus környezetben a felszín a nyugalmi szint fölött van, s az adott hely nyomásgrádiense kisebb a hidrosztatikus nyomásgrádiensnél,

b) ha tektonikus erők a rétegek függőleges irányú beroskadását eredményezik, vagy ha egy tároló a lezáródását követően úgy kerül mélyebb helyzetbe, hogy közben megőrzi az eredeti helyzetének megfelelő, alacsony nyomását;

c) ha orogén erők hatására támadt kőzetfellazulás és pórusnövekedés következtében a pórusteret kitöltő fluidumok nyomása eredeti értékük alá csökken;

d) ha az eredetileg hidrosztatikus vagy túlnyomásos tárolókban a fluidumnyomás a letermelés következtében csökken (ez különösen a földgáztelepeknél ölthet jelentős mértéket).

Összefoglalva: mind az elégtelen, mind a túlnyomás kialakulásának általában előfeltétele *a tároló lezáródása és izolálódása.* Bekövetkezhet ez üledékképződési okokból (ha pl. a tárolásra alkalmas kőzettestet vastag agyag- vagy evaporitréteg takarja be, vagy ha a tárolóréteg permeabilitását kémiai vagy szerves üledék helyenkénti közbeiktatódása rontja), továbbá diagenetikus avagy hegységszerkezeti hatásokra. A diagenetikus lezáródás azonban többnyire lassú folyamat, hiszen a tömörödés bizonyos fázisáig a tároló peremi része, vagy később át nem eresztővé váló fedőkőzete még permeábilis, és kezdetben még a vetősíkok sem záródnak tökéletesen. A tároló átbocsátóképességét módosító tényezők sorában jelentős szerepe van a $CaSO_4$-ásványok vízfelvételének, ill. vízleadásának, ami térfogatuk 30—40%-os változását eredményezhe-



31.111 ábra. Szénhidrogén *(A)*, ill. víz *(B)* vetődésmenti átfejtődése magasabb helyzetű tárolóba

ti. A félig áteresztő agyagrétegeknek ionvisszatartó, valamint fluidumokat adszorbeáló képessége azoknak impermeábilissá válását okozhatja. Jelentősen ronthatja a tároló kőzet átbocsátóképességét a víz karbonáttartalmának nyomáscsökkenés hatására történő kicsapódása. A tárolón át vagy abból kiáramló vizek nyomásváltozásai és ioncserei só-, esetleg agyagrészecskék, vagy más ionizálatlan anyagok lerakásával csökkenthetik a permeabilitást.

A Pannóniai-medence üledékei lényegileg három nyomásrendszer között oszlanak meg (SOMFAI 1976b):

1. a felső-pannóniai és annál fiatalabb üledékek *hidrosztatikus nyomásrendszere;*

2. az alsó-pannóniai homokkőösszlet fokozatos grádiensű, de helyenként igen magas nyomásértékekkel jellemzett, *felső túlnyomásos öve;*

3. az alsó-pannóniai mészmárga szint, vagy az ezt helyettesítő összlet alatti rétegek ugrásszerű grádiensváltozással jelentkező, *alsó túlnyomásos öve.*

A felső túlnyomásos zóna alatt rendszerint az alsó öv is túlnyomásos; ennek fordítottja azonban nem mindig igaz. A miocén vagy az alsó-pannóniai alapkonglomerátumában kialakult alsó túlnyomásos övhöz azok közvetlen kristályospala fekvője is hozzátartozik. A medencén belül sok kisebb-nagyobb, zárt tárolórendszer helyezkedik el.

Az alsó-pannóniai homokkő-tárolók túlnyomása elsősorban azok elsődleges, üledékképződési eredetű elagyagosodásának a következménye. Ezenkívül tömörödés okozta vertikális kompresszió, a fluidumok hőtágulása, végül diagenetikus és fizikokémiai folyamatok is befolyásolták annak kialakulását.

Az alsó túlnyomásos öv létrejöttéért elsősorban a tárolók magas hőmérséklete felelős, de nem becsülendő le a vertikális összenyomódás hatása sem.

A túlnyomás a mélység felé nő. A felső, ill. az alsó túlnyomásos öv nyomásgrádiensének fokozatos, ill. ugrásszerű növekedését az üledékképződés változásának fokozatos, ill. ugrásszerű jellege magyarázza (SOMFAI 1976b).

31.27 A HARMADLAGOS VÁNDORLÁS

A jól záródó csapdák szénhidrogénje földtanilag hosszú időn át is helyén maradhat. A csapdák megsérülésekor azonban a vízben oldódó földgázok könnyen eltávoznak a telepből. Ez az oka annak, hogy a szénhidrogénmezők közelében a vizek sok oldott gázt tartalmaznak. A kőolaj molekuláit azonban — vízben való oldhatatlanságuk következtében — csak erősebb vízáramlás ragadja magával.

A későbbi hegységszerkezeti mozgások során megsérült vagy tönkrement csapdákból elszökött szénhidrogénnek újabb csapdáig, vagy a felszínig tartó mozgását a harmadlagos vándorlás fogalomkörébe szokás utalni. E mozgásfajta megkülönböztetésének azonban inkább csak elvi jelentősége van, hiszen a felszínig hatoló szivárgás — akár közvetlenül, akár a csapda túlcsordulási pontján való áthaladás révén — másodlagos migrációval is létrejöhet, anélkül, hogy a kialakult felszíni előfordulások anyagát élesen meg lehetne különböztetni egymástól. A felszínre került szénhidrogének maradéka ui. a légkörrel való közvetlen érintkezés következtében — java részük elillanása vagy bakteriális lebontása után — oxidálódik, és sűrűn folyó vagy szilárd állapotú, nagy molekulasúlyú szénhidrogén-származékokká alakul. Bonyolítja a helyzetet, hogy a felszínről beszivárgó, oxigéntartalmú vizek hatásának kitett, viszonylag kis mélységben fekvő szénhidrogén-telepek anyaga is hasonló átalakuláson mehet keresztül anélkül, hogy ő maga felszínre került volna. A képződési mechanizmus e különbségei ellenére is genetikailag összeköti azonban ezen előfordulásokat keletkezésük felszíni vagy felszínközeli jellege, s az anyagukra gyakorolt hatások, meg a kialakult képződmények hasonlósága. Ha úgy fogjuk fel, hogy a „harmadlagos vándorlás"-nak a könnyen illók elosztása, ill. a felszíni tényezőknek a szénhidrogén feletti érvényesülése a lényege, akkor szinte közömbössé válik, hogy ezt a hatást a szénhidrogén fölfelé vándorlása, avagy az oxigéndús felszíni vizek beszivárgása okozza-e. Ennek következtében a felszíni szénhidrogén-előfordulások aktív és fosszilis példáinak kapcsán

tárgyaljuk a felszín alatti *kátrányhomok*-telepeket is, amelyek létrejöttének magyarázatát éppen a felszíni előfordulások anyagának hasonlósága tette lehetővé.

31.271 Felszíni aktív szénhidrogén-előfordulások. A folyékony és gáznemű szénhidrogének vagy felszínig hatoló vetőrendszereken, rátolódási és diszkordanciafelületeken át találják meg a tárolórétegtől a felszínig vezető utat, vagy a tárolórétegük búvik felszínre. Gyakran forrásokhoz vagy iszapvulkánokhoz kapcsolódnak, amelyek vizében a kőolaj cseppek, a földgáz buborékok alakjában jelentkezik. A forrásvíz beszivárgása vagy elpárolgása után a kőolaj besűrűsödik, és nehéz szénhidrogénekben gazdag, viszkózus vagy szilárd anyaggá alakul. Ha viszont folyóvízbe kerül, baktériumok hamarosan lebontják. A száraz sivatagokban felszínre kerülő földgázt az erős párolgás miatt nehéz észrevenni.

Különösen nagy méretű felszíni szénhidrogénszivárgásokat ismerünk Baku környékéről, Venezuelából, Kaliforniából, Trinidad szigetéről és Közép-Kelet számos pontjáról. A 600 m átmérőjű trinidadi Pitch Lake (aszfalttó) kör alakú mélyedése pl. kb. 25 millió tonnányi, max. 40 m bányászott vastagságú aszfalttömeget tartalmaz; a kibányászott mennyiség utánpótlódását a fekvő mio–pliocén rétegek nehéz kőolajának felszínre szivárgása jelenleg is biztosítja. Számos világhírű felszíni kőolaj- és földgázszivárgás, szuroktó, bitumenes üledék és tengervizen úszó aszfalttábla van továbbá Közép-Keleten.

Földgázt és földgázos vizet hoznak felszínre az *iszapvulkánok* (II. kötet, *17.73 ábra:* **B**). Ezeknél a gáztartalmú porózus rétegekkel váltakozó, képlékeny agyagrétegek az alattuk levő, kisebb fajsúlyú kősótelepek törésekkel és gyűrődésekkel kapcsolatos, diapírszerű mozgásának hatására a felszínig nyomulnak, miközben a repedéseken át felszínre áramló földgáz iszapot, vizet, kőzettörmeléket, esetleg kőolajat ragad magával, szivárgást vagy folyást eredményez, vagy szökőkútszerűen folyamatosan, vagy megszakításokkal lövell a magasba, és felszínre jutása helyén iszapkúpot épít. A Föld legmagasabb (400 m-t is elérő) iszapvulkánjai a Kaszpi-tó Ny-i szélén, Baku környékén vannak. Egy részük gáztartalma hatalmas fáklyaként folyamatosan ég.

31.272 Felszíni és felszínközeli fosszilis szénhidrogén-előfordulások (kátrányhomokok). Ezek aszfalttal, bitumennel vagy „nehéz olaj"-jal átitatott kőzetekhez fűződnek. Szerves anyaguk vagy az üledék kötőanyagát alkotja, vagy a kőzet pórusait, repedéseit, üregeit tölti ki. Elsősorban bitumenes homokokról vagy bitumenes mészkövekről, esetleg (mint a bükkalji Tardon) likacsos vulkáni tufákról van tehát szó.

Az ilyen előfordulások keletkezéséről a közelmúltig igen eltérő nézetek uralkodtak: *1.* A kis mélységű tárolók nehéz szénhidrogénje tulajdonképpen a katagenezis övéig el nem jutott, „éretlen olaj". *2.* A kőolajtartalmú réteg fedőkőzetének folyamatos lepusztulását követő nyomáscsökkenés folytán az illékony alkotók eltávoztak, és ez a nehéz szénhidrogének viszonylagos feldúsulását, majd oxidáció útján történt megszilárdulását eredményezte. *3.* A telep szerves anyagai az üledékekkel együtt lerakódott (tehát áthalmozott) bitumenből vagy aszfaltból származnak, s a telepet a későbbi erózió hámozta ki betemetődött helyzetéből.

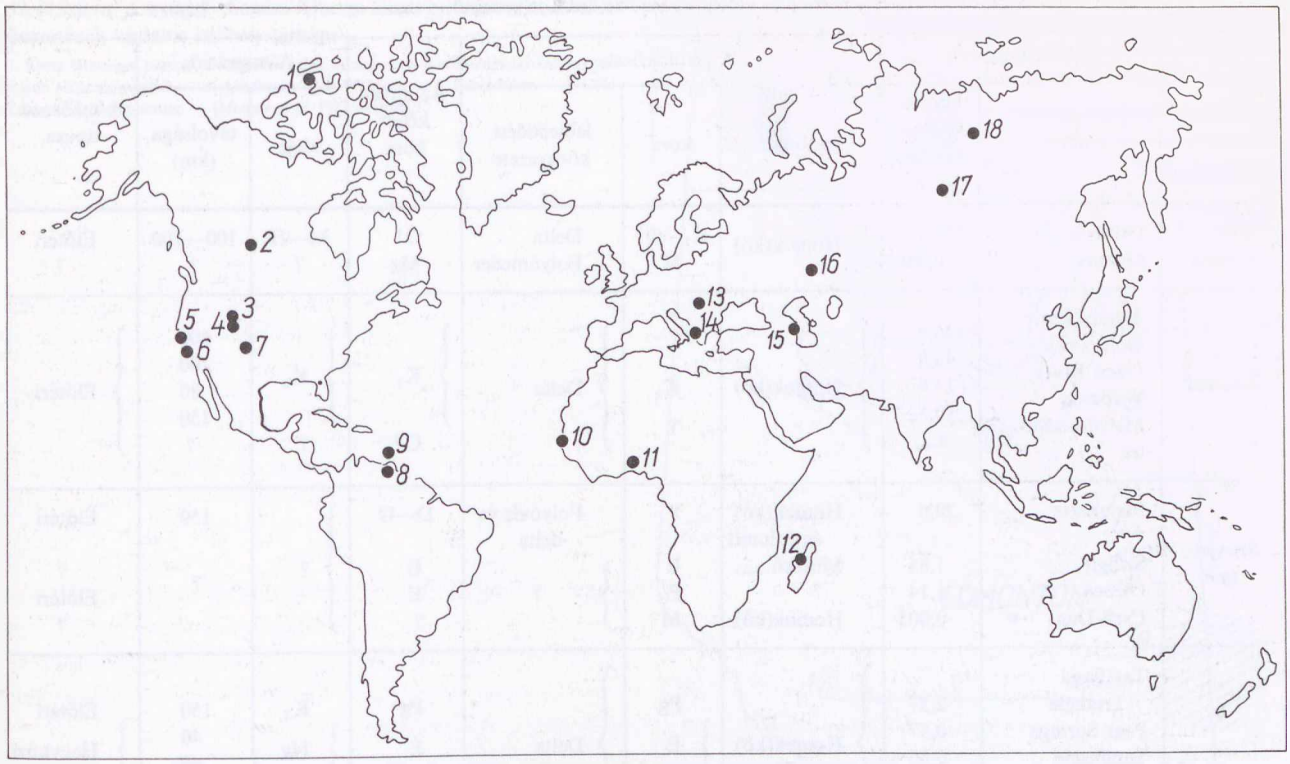
Az effajta telepekről jelenleg a következőket mondhatjuk:

*Kátrányhomok*nak (bitumenes vagy aszfaltos homoknak, ill. homokkőnek) nevezünk minden olyan, homokos tárolókőzethez kötött szénhidrogén-előfordulást, amelynek 0,930 t/m³ feletti sűrűségű „nehéz olaj"-át hagyományos termelési technológiával folyékony vagy gáznemű állapotban felszínre hozni nem lehet. A szakirodalom e homokkövekkel együtt említ meg a bitumenes mészkő- és dolomit-előfordulásokról is. E látszólagos következetlenséget mindezek genetikai és teleptani azonossága indokolja.

A „nehézolaj"-előfordulások a hagyományos szénhidrogén készletek fogytával a 2000-es évek elejének fontos energiaforrásaivá válhatnak. Jelenleg ismert földtani készletük — CARRIGYnek 1980-ban az egész Földre készített becslése szerint — 692 milliárd m³, ami (0,9659 t/m³ átlagsűrűséggel számolva) 666 Gt szénhidrogénnek felel meg. Ez pedig több mint 8-szorosa a Föld bizonyítottan ismert, hagyományos módszerekkel kitermelhető, 81,6 Gt-nyi kőolajvagyonának (ERDMAN–PETTY 1980), és 4,45—2,67-szerese (sőt a legpesszimistább becslés szerint is 1,45-szöröse) ugyanezen kőolajkategória reménybeli készletének, amelyet PERRODON (1980) szerint az ezzel foglalkozó szerzők 2/3-a 150—250 Gt-ra, 1/3-a pedig 150—450 Gt-ra becsül.

E hatalmas vagyon 93,8%-a — szinte példátlan összpontosulással — Nyugat-Kanada (43,3%) és a venezuelai Orinoco övezet (50,5%) között oszlik meg. Az athabaskai kátrányhomok kőolajkincsét a Föld legnagyobb termelt kőolajmezeje — a Szaúd-Arábiában levő Ghawar mező — készletének négyszeresére becsülik. Egy-két nagyságrenddel kisebb előfordulások ismeretesek még a Szovjetunió, az Egyesült Államok és Madagaszkár területén; ezek összvagyona a Föld készletének 3%-át teszi ki csupán, a fennmaradó 3,2% zöme pedig Nyugat-Afrikára esik *(31.112 ábra; 31.31 táblázat)*.

BEZKROVNIJ *et al.* (1975) szerint e gigászi lelőhelyek nagy kiterjedésű lepusztulási övezetek előterében feküsznek. A tároló- és anyakőzetek kora a karbontól a neogénig terjed. A tárolókőzetek 25—30%-os porozitása és 1—10 μm²-nyi áteresztőképessége igen kedvező. A sok földpátot és kőzettörmeléket tartalmazó, éretlen homokkövek hatalmas ősdeltákban halmozódtak fel oly módon, hogy a tengeri előtér finomabb szemcséjű, de szerves anyagban rendkívül dús üledékei a szárazföld felől érkező durvább törmelékekkel változatos módon összefogazódnak. A tengeri üledé-



31.112 ábra. A Föld jelentősebb bitumenes homokkő előfordulásai DEMAISON (1977) nyomán

1. Melville-szigetek. — *2.* Athabasca, Cold Lake; Wabasca, Peace River. — *3.* Hill Creek, Sunnyside, Asphalt Ridge, Pear Springs. — *4.* Tar Triangle, Circle Cliffs. — *5.* Santa Margarita. — *6.* Edna, Sisquoc. — *7.* Santa Rosa. — *8.* Orinoco. — *9.* Trinidad. — *10.* Flore Dome (Szenegál). — *11.* Dél-Nigéria. — *12.* Bemolanga. — *13.* Derna–Tataros (Erdély). — *14.* Selenizza. — *15.* Cseil-Dag. — *16.* Melekessz. — *17.* Sziligir. — *18.* Olenek.

kekben képződött szénhidrogének oldalirányú migrációs távolságát 20—40 km-re becsülik (DEMAISON 1977). A rétegtani vagy szerkezeti csapdákban felhalmozódott szénhidrogéneket jellemzi:

— a könnyű (benzin) frakció, s ezen belül is az *n*-alkánok jelentéktelen mennyisége vagy teljes hiánya;

— a N-, S- és O-tartalmú (tehát nem szénhidrogén jellegű) szerves vegyületek, továbbá az aszfaltének magas részaránya;

— az 50 °C-on 10^3—10^4 cSt-t, szobahőmérsékleten 10^5—10^6 cSt-t elérő, nagy viszkozitás (SILVERMAN 1978).

A jelenleg uralkodó felfogás szerint kátrányhomok általában akkor képződik, ha az alacsony (≤ 90 °C) hőmérsékletű, oxigénben és baktériumokban gazdag csapadékvíz beszivárgás közben közepes fajsúlyú kőolajjal kerül érintkezésbe. A víz a könnyebben oldható, könnyű aromás szénhidrogéneket magával ragadja, a többi szénhidrogént (elsősorban az alkánokat) pedig baktériumok oxidálják. A képződő nehéz kátrány átszövi a kőolaj és a víz érintkezési övét, és lassanként az egész tárolót elfoglalja. Az egyidejűleg képződő CO_2 biokémiai eredetét ^{12}C-ben való viszonylagos gazdagsága igazolja. A kátrányhomokok túlnyomórészt medenceszegélyeken vagy felszínközeli szénhidrogéncsapdákban találhatók, ahol a csapadékvíz beszivárgását tektonikai törések könnyítik meg.

A nehézolaj-telepek kialakulásában tehát két tényező játszik főszerepet (SILVERMAN 1978):

1. A szénhidrogénben szegény, nagy viszkozitású anyag biodegradációval, az érett kőolaj oxidációjával jön létre. Ennek lehetőségét kísérletek bizonyítják, amelyek során a baktériumokkal beoltott, erősen szellőztetett kőolaj már 26 óra alatt gyakorlatilag teljesen elvesztette *n*-alkánjait (MECHALAS—MEYERS—KOLPACK 1973).

2. Megfelelő anyakőzet esetén azonban eleve folyadék-fázisú szénhidrogének és aszfaltének instabilis keveréke képződik, amelyből az aszfaltének kiválnak. Az így létrejött aszfalttelepeket lényegesen nagyobb *n*-alkán tartalmuk különbözteti meg a biodegradációs eredetű telepektől.

A kátrányhomokok „nehéz olaj"-ának keletkezésére vonatkozó régebbi elképzelések tehát az új megismerések fényében jelentékenyen módosulnak. A kis *n*-alkántartalmú végterméket nem tekintik többé „éretlen kőolaj"-nak, bár éretlen kőolajat is érhet degradáció, s az erősen viszkózus végtermék migrációképtelensége annak helyben történt felhalmozódását még megmagyarázná.

Nem teljesen fedi a mai elképzeléseket az az elmélet sem, miszerint a kátrányhomokok bitumenje felszíni kőolajszivárgások beszáradás utáni áthalmozódásával keletkezett. Bár az oxidatív degradáció felszínközelben is lejátszódhat, de itt nem a szénhidrogén-felhalmozódáshoz tartozó víztest, hanem az atmoszfé-

31.31. táblázat. A Föld nagyobb bitumenes homokkő előfordulásainak főbb jellemzői*

Ország	Az előfordulás		A tárolókőzet			Az anyakőzet kora	A migráció		A medence típusa
	neve	kezdeti földtani készlete 10^9 m³	minősége	kora	leülepedési környezete		ideje	távolsága (km)	
Venezuela	Orinoco	350,0	Homok(kő)	K_1—O1	Delta	O1	M—H	100—200	Előtéri
	Guanoco	0,086		H	Folyómeder	Mz	?	?	?
Kanada	Athabasca	146,0	Homok(kő)	K_1	Delta	K_1	K_2	400	Előtéri
	Gold Lake	43,0						200	
	Peace River	14,6						80	
	Wabasca	10,52		T				150	
	Melville-szigetek	n.a.				C?	?	?	
Szovjetunió	Melekessz	20,0	Homok(kő) és dolomit	P	Folyóvíz és delta	D—C	?	150	Előtéri
	Sziligir	1,85	Mészkő	E	?	E		?	?
	Olenek	1,14	?	P		E			Előtéri
	Cseil-Dag	0,003	Homok(kő)	M		?			?
USA	Tar Sand Triangle	2,57	Homok(kő)	Pg	Delta	Pg	K_2	150	Előtéri
	Pear Springs	0,57		E		E	Ng	40	Hegyközi
	Sunnyside	0,35						40	
	Circle Cliffs	0,16		Pg		Pg	K_2	150	Előtéri
	Asphalt Ridge	0,15		E		E	Ng	20	Előtéri
	Edna	0,021	Homok(kő) és konglomerátum	Pl	Tengerpart	M	?	?	Előtéri
	Santa Rosa	0,008	Homokkő	T_3	Folyóvíz	P_2(?)			?
	Sisquoc	0,007		Pl	?	M			
	Santa Margarita	0,003		M	Sekélytenger	M			
1	Bemdanga	0,25	Homok(kő)	J_1	Delta	J_{2-3}	K_1	?	Rift
2	Flore Dome	0,10		O1	Sekélytenger	E(?)	?		?
3	Asphalt Lake	0,28		M		K_2—O1 (?)			
4	Abeokute Form.	n.a.		K_2	Tengerpart és folyóvíz	?			Előtéri
5	Selenizza	0,053		M	Sekélytenger és delta				?
6	Felsőderna	0,004		Pl	Folyóvízi	E,O1	Q ?	?	Extenziós

1 = Malgas Köztársaság. *2* = Szenegál. *3* = Trinidad. *4* = Nigéria. *5* = Albánia. *6* = Románia.
* Demaison (1977), Carrigy (1980), Mossop *et al.* (1982) nyomán.

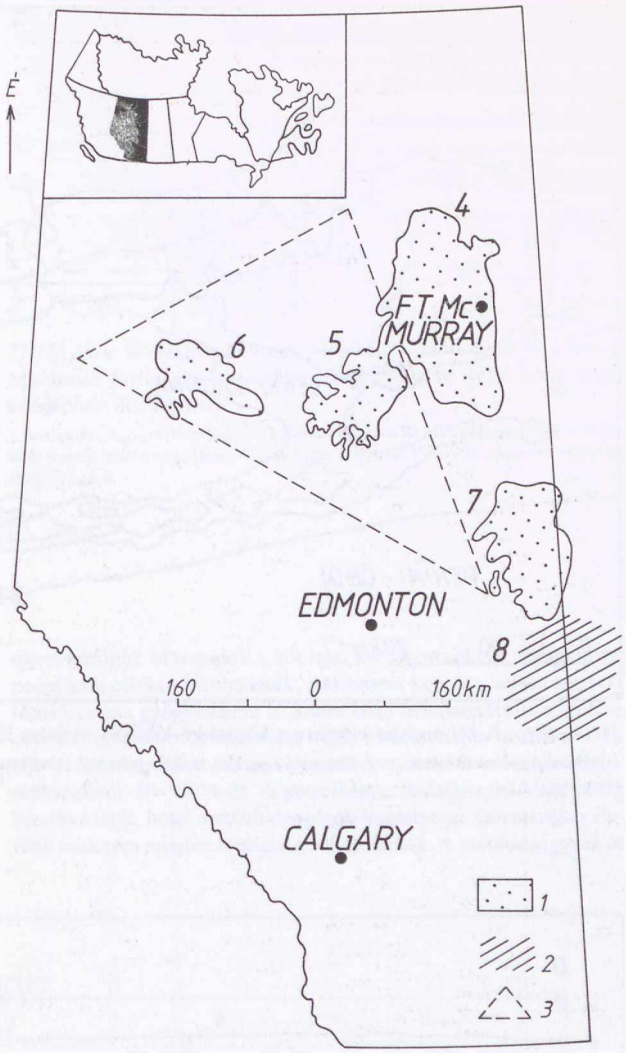
ra lehet az átalakulási folyamat megindítója és közvetítője.

A vízben viszonylag könnyen oldódó könnyű alkotórészek szelektív kioldódása is jelentős lehet. A Kiskunhalas ÉK-i mezőben már a feltárás kezdetén megállapítható volt, hogy a kőolaj oldott állapotú „kevertgáz" tartalma a mező peremei felé csökken. Ennek egyik lehetséges magyarázata az aktív víztest gázkioldó hatása. A víz/olaj határ körzetében — különösen baktériumokat tartalmazó és oxigénben dús rétegvizek esetében — ui. olyan bitumenes kiválások képződhetnek, amelyek e tárolók hidrodinamikai arculatát teljesen megváltoztatják (Demaison 1977).

Nyugat-Kanada kátrányhomok telepei (Peace River, Wabasca, Athabasca, Lloydminster, Coleville) egyetlen óriási, előtér jellegű, alsó-kréta ősdelta egymástól elkülönült részei, amelyek felső-devon és triász képződmények Ny felé lejtő, lepusztított térszínére települnek *(31.113* és *31.114 ábra)*. A telepek a termikus érettség geokémiailag megállapított felső határától jelentős távolságban vannak. Anyakőzetnek az alsó-kréta mindössze 1—2%-nyi szerves anyagot tartalmazó, de nagy kiterjedésű pélitjeit tekintik. Az olaj Ny-ról K-re növekvő sűrűsége igazolni látszik Vigrass (1968) feltevését,

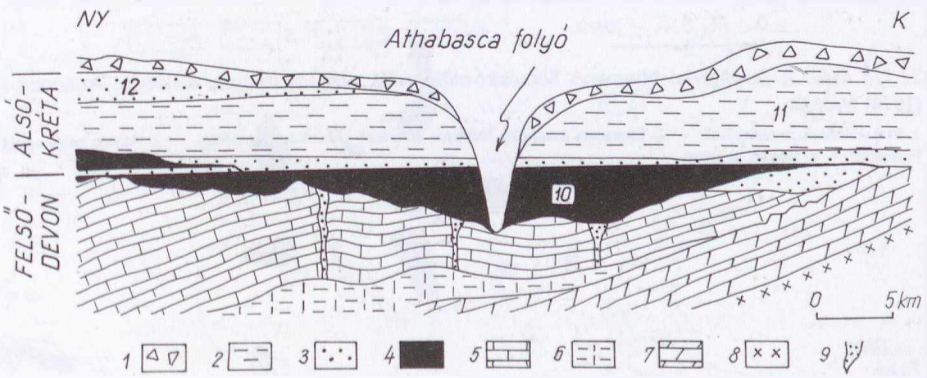
31.113 ábra. A nyugat-kanadai Alberta állam bitumenes homokkő övezetének vázlatos lelőhely-térképe

1. Kréta bitumenes homok. — *2.* Kréta nehéz kőolaj. — *3.* Karbonátos tárolókőzet kis felszín alatti mélységben. — *4.* Athabasca. — *5.* Wabasca. — *6.* Peace River. — *7.* Cold Lake. — *8.* Lloydminster. — (Mossop *et al.* 1982 nyomán.)



31.114 ábra. Az Athabasca folyó körzetének vázlatos földtani szelvénye Teitz—Young (1982) nyomán

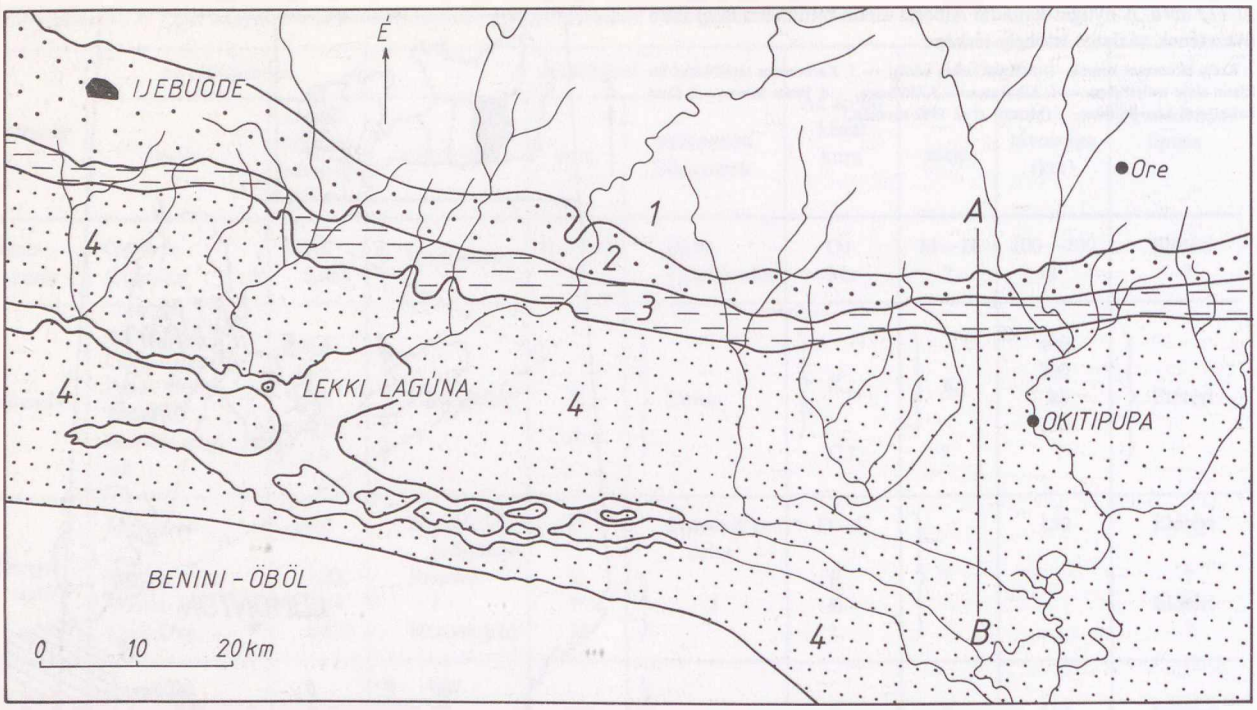
1. Glaciális üledék. — *2.* Palás agyag. — *3.* Homok. — *4.* Bitumenes homok. — *5.* Mészkő. — *6.* Só. — *7.* Dolomit. — *8.* Gránit. — *9.* Kréta előtti karsztosodási nyomok. — *10.* McMurray Formáció. — *11.* Clearwater Formáció. — *12.* Grand Rapids Formáció.



miszerint a micelláris oldatban Ny-ról K-re vándorló szénhidrogének kiválását a rétegvíz sótartalmának növekedése idézte elő.

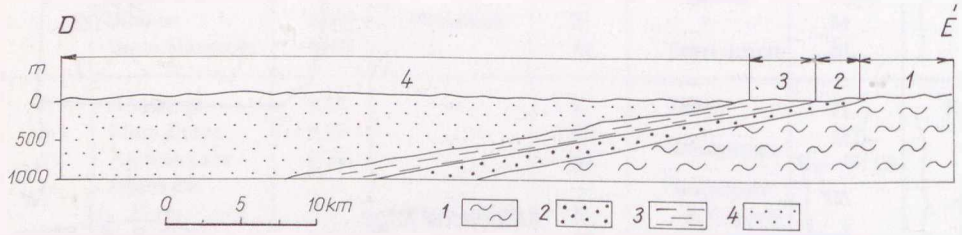
Dél-Nigéria bitumenes homokját *(31.115 ábra)* az Afrikai-pajzs metamorfitjainak lepusztulási felszínére transzgredáló felső-krétabeli Abeokuta Formáció D felé dőlő rétegsora zárja magába (Adegoke *et al.* 1974). Felső része tisztán tengeri eredetű palás agyag betelepüléseket tartalmaz. Ny-ról K felé a formáció 120 m-ről 50 m-nyire vékonyodik, és egyre durvább szemcséjű lesz. Alsó-eocén korú agyag fedi, erre mio–pliocén és negyedidőszaki homok következik *(31.116 ábra)*. A kb. 25—30%-os porozitású, helyenként teljesen laza tárolókőzet bitumen-telítettsége 60—70%. A migráció valószínű iránya: D→É.

Szenegál viszonylag kis területi kiterjedésű bitumenes homokköve (Flore Dome) 60—80 mély parti vizek feneke alatt 320—340 m mélységben van. Tárolókőzete paleocén mészkő- és dolomitra települt, 20—30 m vastag, 30—35%-os porozitású, oligocén korú fora-



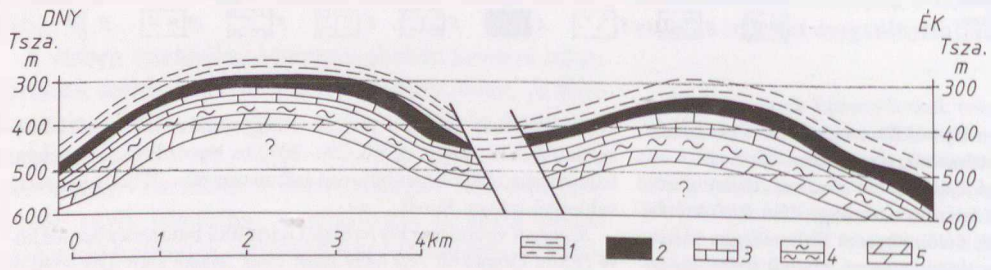
31.115 ábra. A dél-nigériai bitumenes homokkő-kibúvás vázlatos földtani térképe ADEGOKE *et al.* (1974) nyomán

1. Prekambriumi metamorfitok. — *2.* Bitumenes homokkő, kavicsos homokkő (Abeokuta Formáció). — *3.* Agyag, palás agyag (Imo Formáció). — *4.* Homok–agyag (Coastal Sand Formáció).



31.116 ábra. A dél-nigériai bitumenes homokkő-előfordulás vázlatos földtani szelvénye ADEGOKE *et al.* (1974) nyomán

1. Prekambriumi metamorfitok. — *2.* Bitumenes homokkő, kavicsos homokkő (Abeokuta Formáció). — *3.* Agyag, palás agyag (Imo Formáció). — *4.* Homok és agyag.



31.117 ábra. A szenegáli Flore Dome bitumenes homokkő-előfordulás vázlatos földtani szelvénye

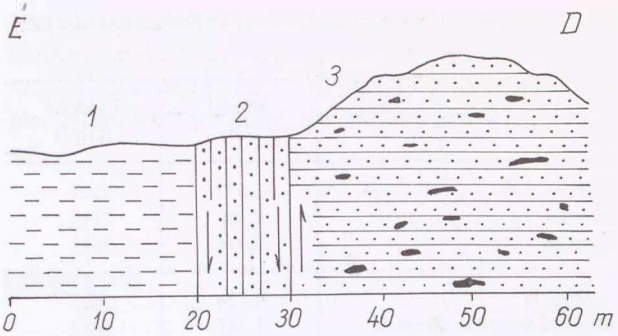
1. Oligo–miocén agyag. — *2.* Oligocén bitumenes homok. — *3.* Paleocén mészkő. — *4.* Paleocén márga. — *5.* Paleocén dolomit.

miniferás homok, amelyet oligo–miocén agyag fed. A valószínűleg vetővel elválasztott kettős boltozatot alkotó tárolószerkezet víz/olaj fázishatára bizonytalan *(31.117 ábra)*. Az aromás vegyületekben dús bitumen viszkozitása a kísérletek szerint 100 °C-on 2×10^{-2} Pa.s-re csökken, és ez a termikus kitermelés lehetőségét veti fel.

A *kaliforniai Santa Cruz* közelében levő, miocén korú Santa Margarita Formáció alsó néhány dekaméterének homokkövét a nagy bitumentartalom helyenként annyira plasztikussá teszi *(31.118 ábra)*, hogy ezek a kevésbé vagy egyáltalán nem bitumenes kísérő kőzeteket valósággal átdöfik.

Nagy kiterjedésük és jelentős vastagságuk következtében egyes *karbonátos összletek* bitumenkészlete is tekintélyes lehet: Melekeszsz, Sziligir (Szovjetunió); Carbonate Triangle (Kanada; *31.31 táblázat*).

Az erdélyi Felső-Derna és Tataros környékének „aszfalt-telepe" (IFJ. NOSZKY 1950), a Rézhegység ortogneisz tömegének Ny-i peremére települt pannóniai rétegek alsó harmadában helyezkedik el, szeszélyesen változó, 8—20%-nyi szervesanyag-tartalommal. Hazánkban csupán a bükkalji Tard község miocén riolittufája tartalmaz jelentéktelen bitumennyomokat (MAJZON 1940).



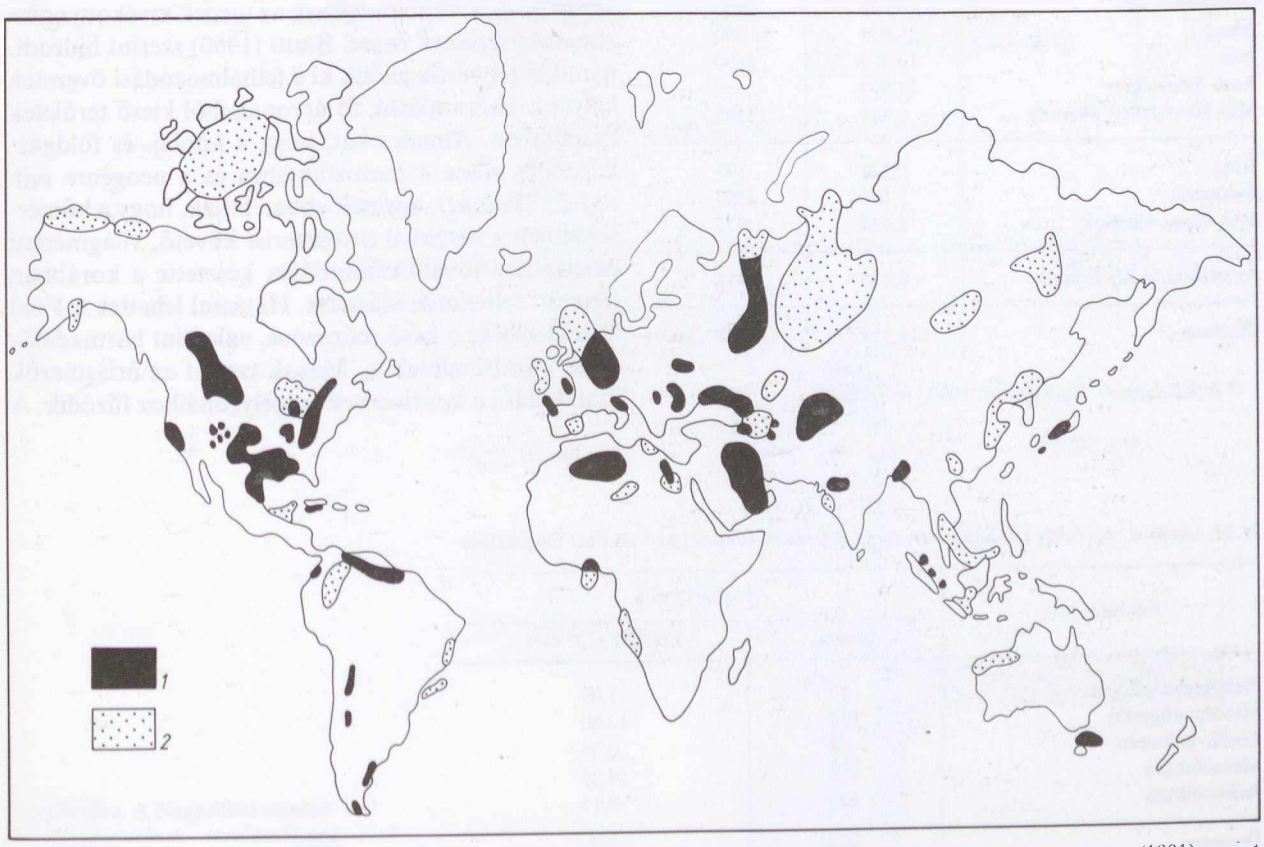
31.118 ábra. Bitumenes homokkő-injekció a Santa Cruz és a Santa Margarita Formáció tektonikus érintkezésén (a santa cruzi nagy kőfejtőben, Kalifornia)

1. Santa Cruz Agyagkő Formáció. — *2.* Santa Margarita Bitumenes Homokkő Formáció törés mentén lefelé mozgó része. — *3.* A Santa Margarita Formáció bitumenes kitöltésű féregjáratokkal.

31.28 A FÖLD KŐOLAJ- ÉS FÖLDGÁZKÉSZLETE

A szénhidrogéneket az emberiség régóta ismeri és hasznosítja.

A svájci cölöpépítmények faoszlopait már kb. 7000 évvel ezelőtt aszfalttal tartósították. Indiában már 5000 évvel ezelőtt használtak építési célokra aszfaltot. Egyiptomban, Perzsiában, Föníciában és Kínában már jóval időszámításunk előtt kőolajjal világítottak. Az ókori görögök és rómaiak a kőolajat kocsikenőcsként, meggyújtva pedig hadi célokra alkalmazták, de szerepet kapott a vallási szertartásokban és a gyógyításban is. Széles körű felhasználására azonban csak a robbanómotor feltalálása után, a 20. sz. elején került sor. Ma már az iparilag fejlett országok szénhidrogénekből fedezik energiaszükségletük 60—70%-át. A petrolkémia hallatlan fejlődése pedig lehetővé tette, hogy a szénhidrogének mesterséges származékai életünk csaknem minden területére behatoljanak. A szénhidrogének és



31.119 ábra. A Föld már huzamosabban termelt *(1)*, valamint fejlesztés alatt álló *(2)* szénhidrogén-előfordulásai HALBOUTY (1981) szerint

31.32. táblázat. A Föld kimutatott kőolaj- és földgázkészletei 1989. jan. 1-jén*

Ország	Kőolaj (Gt)	Földgáz (Gm^3)
USA	3,572	5301
Mexikó	7,362	2119
Kanada	0,914	2693
Venezuela	8,124	2895
Más dél-amerikai államok	1,341	1672
Egyesült Királyság és Norvégia	2,093	3065
Más Ny-európai államok	0,356	2600
Szovjetunió	7,959	42475
Lengyelország Magyarország Kelet-Németország Románia Jugoszlávia Más K-európai államok	0,250	821
Líbia	2,899	728
Algéria	1,070	2951
Nigéria	2,171	2407
Tunézia	0,232	80
Egyiptom	0,594	325
Más afrikai államok	0,613	683
Szaúd-Arábia	34,500	5012
Kuvait	12,436	1203
Osztott övezet	0,763	348
Irán	12,694	14000
Irak	13,417	2690
Arab Emírségek	12,893	
Más közel-keleti államok	1,888	11103
Kína	3,226	898
Indonézia	1,106	2367
Más ázsiai államok	1,424	3977
Ausztrália és Új-Zéland	0,215	471
Összesen	134,513 Gt	112884 Gm^3

* A *Kőolajipari Tájékoztató*, 1990, 1–2 szerint.

a hozzájuk kötött egyéb anyagok a mai civilizáció legfontosabb nyersanyagai és energiaforrásai.

A Föld feltárt kőolajkészletének 75%-a, a földgázkészletének 68%-a 9 nagy területen (provinciában) összpontosul *(31.119 ábra)*. Bolygónk kimutatott kőolajkészlete MASTERS—ROOT—DIETZMANN 1983. évi tanulmánya szerint (l. a *Kőolaj- és Gázipari Tájékoztató* 1984, 1—2. számát) 103 Gt, de még további 46 Gt hagyományosan kitermelhető kőolaj felfedezésére lehet 95%-os, 78 Gt-éra pedig 5%-os valószínűséggel számítani *(31.32 táblázat)*. Ugyanők a jelenlegi gazdaságossági szintet el nem érő, „kimutatott" kőolajmennyiséget 324 Gt-ra, a még föl nem fedezett „gazdaságtalan" tartalékot pedig — 95%-os valószínűség mellett — 89 Gt-ra becsülik.

A Föld „igazolt" földgázkészletei 1983. I. 1-jén HOUGH szerint 88 billió m^3-t tettek ki. MEYERHOFF (1979) szerint azonban még további 125 billió m^3 földgáz és 18 milliárd földgázpárlat vár felfedezésre.

A kőolaj- és földgázelőfordulások provinciákhoz kötöttsége igen bonyolult folyamatok eredménye; ezért annak minden igényt kielégítő, egységes magyarázata mindmáig hiányzik. Az e kérdéssel foglalkozók a jelenségeknek csupán egy-egy oldalát ragadták meg. BORISZOV (1959) pl. olyan nagyszerkezeti öveket lát bennük, ahol a szénhidrogénre perspektivikus üledékösszlet vastagsága nagy szélsőségek között, hirtelen változik, és a szénhidrogének az üledék kivékonyodási zónáiban gyűlnek össze. BROD (1960) szerint hidrodinamikai tényezők jelölik ki a felhalmozódási övezetek helyét a vízáramlások fő útvonalaiból kieső területek csapdáiban. Annak okát, hogy a kőolaj- és földgázképződés zöme a mezozóikumra és a neogénre esik *(31.33 táblázat)*, egyesek abban látják, hogy a hőmérsékletnek a hercíniai orogenezist követő, világméretű emelkedése továbbvándorlásra késztette a korábban létrejött felhalmozódásokat. Hatással lehettek a Föld hőtörténetére a késő-mezozóos, valamint harmadidőszaki bazaltömlések is. Mások szerint az óriásmezők kialakulása a kontinensek szegélyzónáihoz fűződik. A

31.33. táblázat. Az óriás kőolajlelőhelyek és készleteik földtani kor szerinti megoszlása

Földtani kor	Az óriásmezők	
	száma	készlete (10^9 m^3)
Pleisztocén–pliocén	20	1,09
Miocén–oligocén	178	12,60
Eocén–paleocén	38	6,36
Mezozóikum	158	54,20
Paleozóikum	152	8,15
Összesen	546	82,40

földkéreg mélytöréseinek, a lemeztektonika szubdukciós övezeteinek szénhidrogén-generáló szerepére a szerves és szervetlen elméletek hívei egyaránt hivatkoznak. A Szibériai-pajzs fiatal mélytöréseitől távolodva valóban ugrásszerűen csökken a szénhidrogéntelepek száma. A 20—30 km szélességű töréses övek szerkezetalakító szerepén kívül a törésmenti hőáramoknak a kőzetek szerves anyagaira gyakorolt hatása mozdíthatja elő a kőolaj- és földgáztelepek kialakulását.

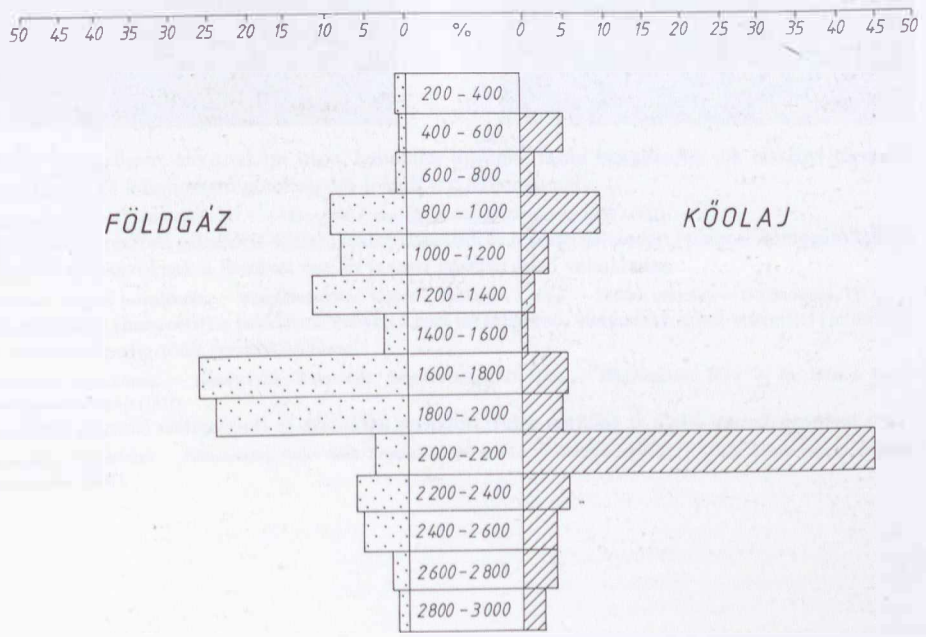
31.29 MAGYARORSZÁG KŐOLAJ- ÉS FÖLDGÁZTELEPEI

Hazánkban eddig 160 kőolaj- és földgáz-előfordulást tártak fel. Ezek nagy többsége kicsiny, néhányuk *(Nagylengyel, Algyő)* azonban közepes méretű. Kőolajtermelésünk világviszonylatban jelentéktelen ugyan, Európában is csak a 13. helyen állt *(31.34 táblázat)*. Gáztermelésünk jelentősége nagyobb, mint a kőolajé. Az országterület 82,8%-a olyan fiatal (felsőkréta–pannóniai) üledékekkel 2 km átlagos és 6—7 km legnagyobb mélységig kitöltött medence-alakulat, amelynek kb. 150 000 km³-nyi szervesanyag-tartalmú üledéke a geotermikus viszonyok kedvezése folytán sok helyütt már 1600—1800 m mélységben eléri a

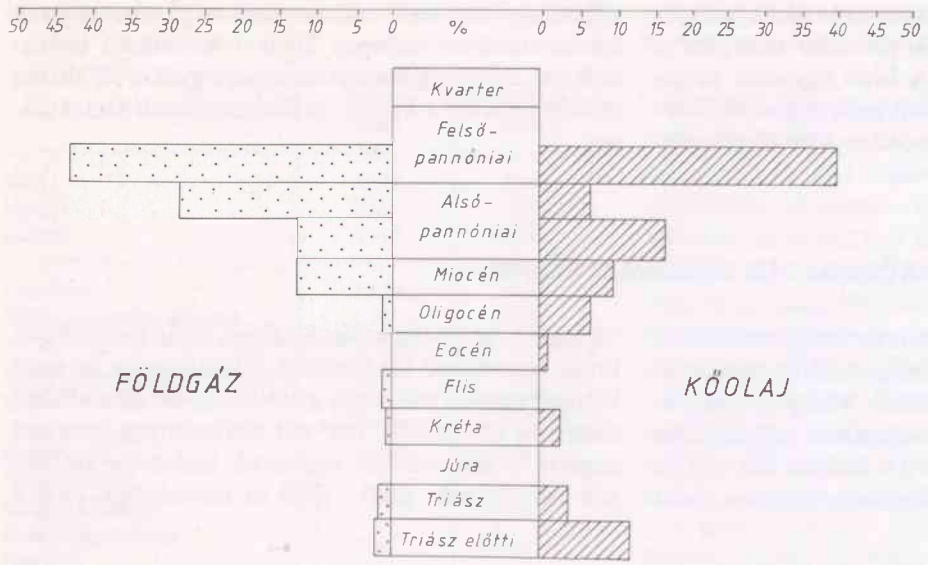
31.34. táblázat. Az európai államok 1989. évi becsült kőolajtermelése*

Ország	Mt	Ország	Mt
Szovjetunió	608,00	Olaszország	4,40
Egyesült Királyság	92,00	Magyarország	1,90
Norvégia	75,00	Franciaország	3,20
Románia	9,00	Görögország	0,90
Jugoszlávia	3,50	Ausztria	1,50
Nyugat-Németország	3,80	Bulgária	0,28
Albánia	3,00	Lengyelország	0,13
Spanyolország	1,10	Csehszlovákia	0,13
Hollandia	3,90	Kelet-Németország	0,06
Dánia	5,40		

* A *Kőolajipari Tájékoztató*, 1990, 1–2 szerint.



31.120 ábra. A Nagyalföld szénhidrogén-készletének tárolómélység szerinti megoszlása (SOMFAI 1976a)



31.121 ábra. A Nagyalföld szénhidrogén-készleteinek a tárolók kora szerinti megoszlása (SOMFAI 1976a)

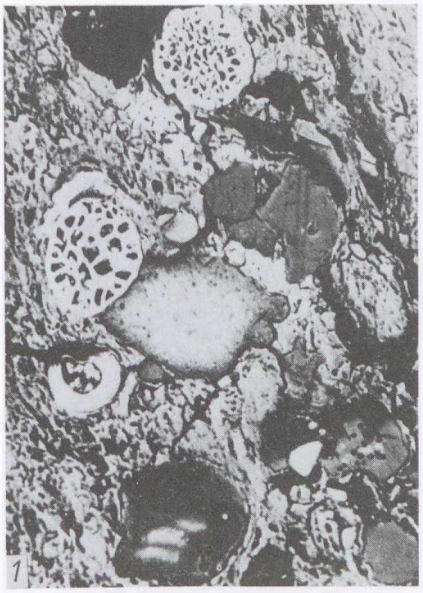
kőolaj keletkezéséhez szükséges hőmérsékletet. A tárolókőzetek anyaga uralkodóan homokkő.

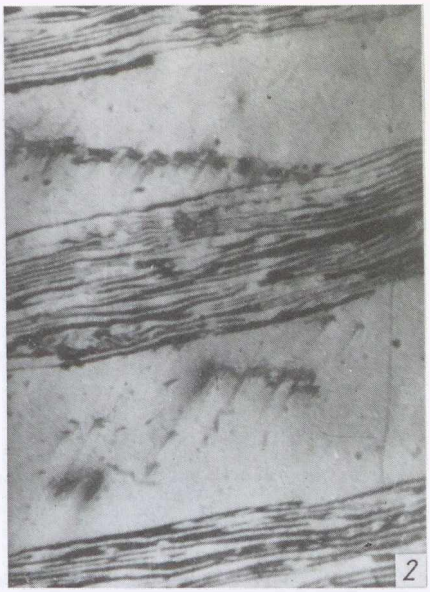
Szénhidrogén-csapdák azonban nemcsak a medencék töltelékében, hanem a kiemeltebb helyzetű aljzati képződményekben is vannak, és a fiatalabb (főleg pannóniai és miocén) képződményekben keletkezett kőolaj vagy földgáz sok helyütt ezekben halmozódott fel. A csapdák túlnyomó része rétegtömörüléses boltozat, a kristályos és mezozóos aljzat kiemelt és diszkordanciával árnyékolt röge litológiai csapda, kivételesen pedig *(Budafa, Lovászi)* gyűrt antiklinális szerkezet. A hazai fiatal medencéket a hirtelen mélységváltozások és a sok apró (1/2—5 km²) méretű szerkezet jellemzi. Az ebből eredő hátrányokat némileg csökkenti, hogy a geotermikus felfűtöttség miatt az Alföldön mind a generáló öv, mind a kőolaj- és földgáztelepek 100—200 m-rel magasabb helyzetben vannak, mint egyebütt *(31.120 ábra)*. A telepek szénhidrogénvagyonának zöme az alsó- és felső-pannóniai képződményekben van *(31.121 ábra)*.

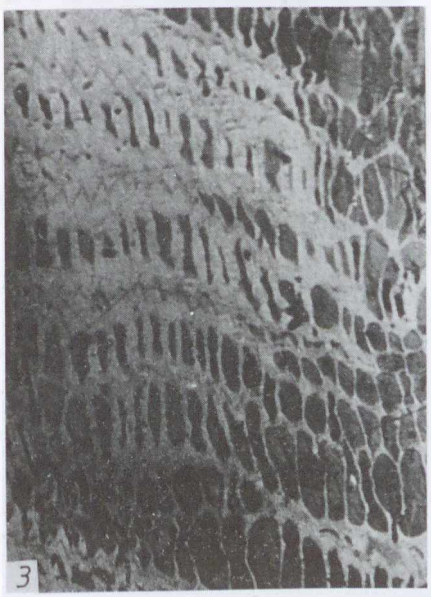
A fiatal medenceterületeken geofizikailag kimutatott szerkezetek közül még megkutatásra várók száma 100 felett van. A 120 °C-nak megfelelő mélységekből elsősorban földgáz és földgázpárlat várható. A Kis-Alföld közepén, s a közép-alföldi flis területén elsősorban kevert gázok, egyebütt pedig — a mélységtől függően — elsősorban földgáz, másodsorban kőolaj feltárása remélhető.

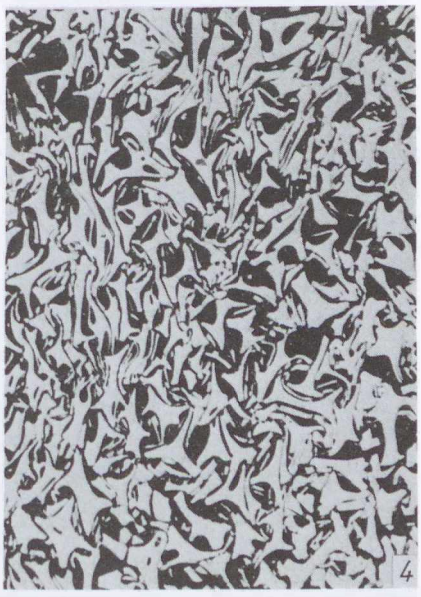
31.1. tábla

Kőszéncsiszolatok









1. Lágy barnakőszén mikroszkópi képe, huminites anyagba lazán beágyazott, sok növényi törmelék között két jól felismerhető gombaspóra-tokkal (szkleróciummal)

Felületi csiszolat. — Olajimmerzió, 227 ×. — Ex: *Atlas f. angewandt. Steinkohlenpetrographie* (1951).

2. Huminitek: részben gélesedett sejtfalú textoulminitből és teljesen gélesedett (világos, homogén) telogelinitből álló sávoknak a faszövet őszi és tavaszi pásztáit jelző váltakozása

Alsó-miocén kemény barnakőszén. — Nógrádi-medence: Kisteleki lejtősakna, 2. telep. — Felületi csiszolat. — Olajimmerzió, 151 ×.

3. Rezinoklárit (bimacerit) a periderma szöveti képét jól megőrző, világosabb színű vitrinittel (telinittel), a sejtekben pedig sötét rezinitkitöltéssel

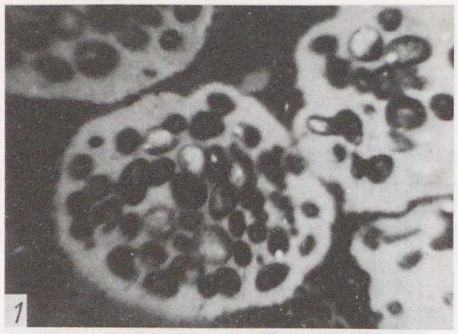
Felső-karbon feketekőszén. — Németország, Ruhr-vidék, Brassert-bánya, 27. telep. — Olajimmerzió, 265 × — Ex: *Atlas f. angew. Steinkohlenpetrographie* (1951).

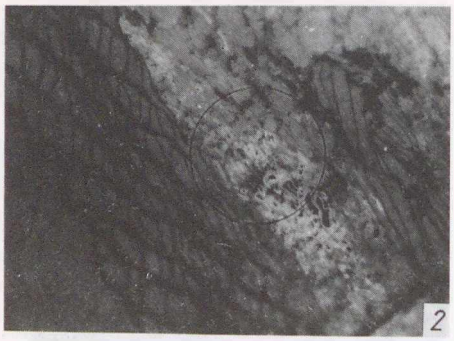
4. Inertinit (fuzinit) szétnyomott és egymásba torlódott, rideg sejtfalak ív alakú maradványaival

Felső-karbon feketekőszén. — Németország, Ruhr-vidék, Brassert-bánya, 1. telep. — Olajimmerzió, 227 × — Ex: *Atlas f. angew. Steinkohlenpetrographie* (1951).

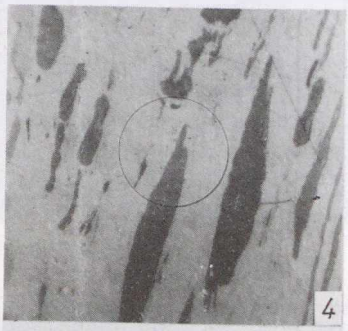
31.2. tábla

Barnakőszén-macerálok

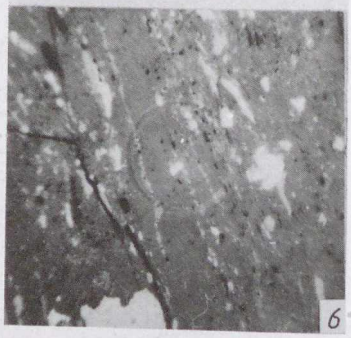


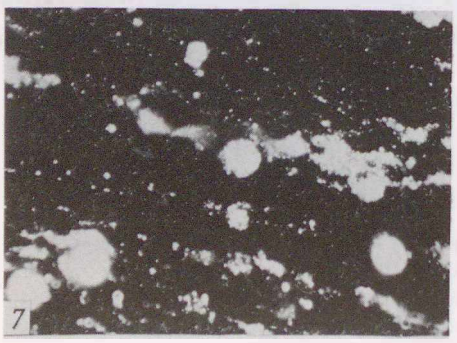


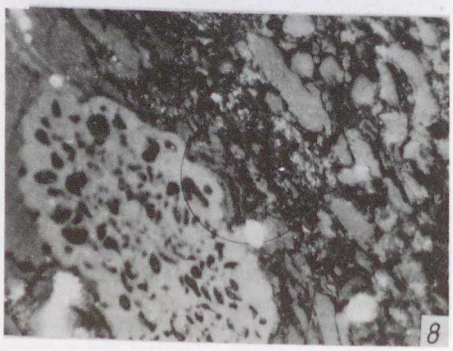












1. Inertinit (szklerotinit)

Felső-pannóniai lágy barnakőszén (lignit). — Gyöngyösvisonta. — Olajimmerzió, 450×.

2. Humodetrinitbe ágyazott exinites (szuberinites) sejtfalak és gombafonalak

Eocén korú fényes barnakőszén. — Tatabánya. — Olajimmerzió, 150×.

3. Huminitek: humotelinit textinites sejtfalakkal és gelinites sejtkitöltéssel

Felső-pannóniai lágy barnakőszén (lignit). — Gyöngyösvisonta. — Olajimmerzió, 450×.

4. Huminit és exinit: humokollinitbe ágyazott, rezinites sejtkitöltések

Alsó-miocén korú kemény barnakőszén. — Nógrádi-medence, Ménkes-akna. — Olajimmerzió, 150×.

5. Szervetlen anyaggal átszőtt humodetrinit (denzinit)

Alsó-miocén korú kemény barnakőszén. — Nógrádi-medence, Ménkes-akna. — Olajimmerzió, 150×.

6. Inertinit és vitrinit: a szürkés színű vitrinitben fehér mikrinit

Alsó-liász korú feketekőszén. — Északi-Mecsek, Mánza-Dél. — Olajimmerzió, 600×

7. Karbominerit hintett piritszemcsékkel és -konkréciókkal

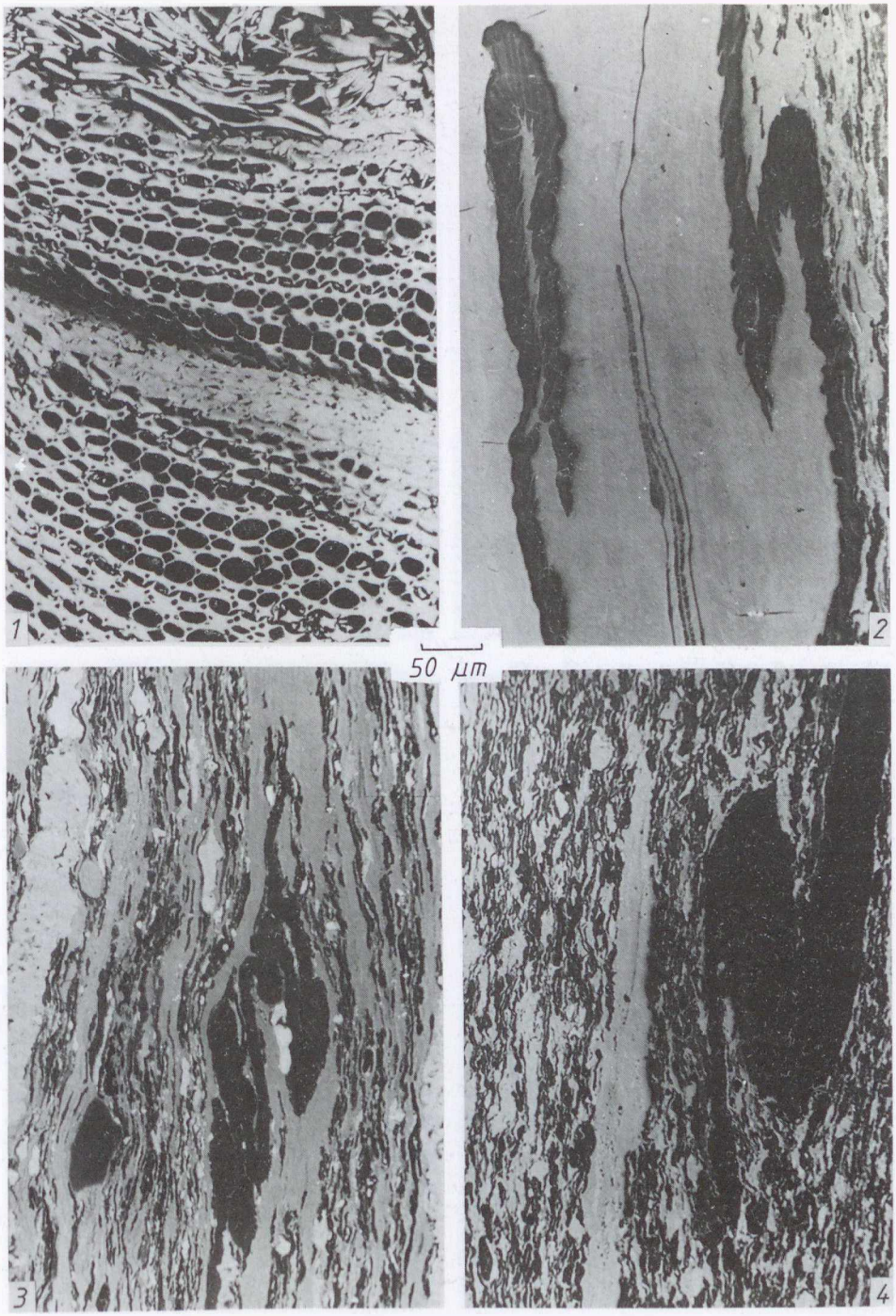
Alsó-miocén korú kemény barnakőszén. — Nógrádi-medence, Ménkes-akna. — Olajimmerzió, 450×.

8. Karbargillit nagy gombaszkleróciummal

Alsó-miocén korú kemény barnakőszén. — Nógrádi-medence, Ménkes-akna. — Olajimmerzió, 450×.

31.3. tábla

Feketekőszén-macerálok és mikrolitotípusok



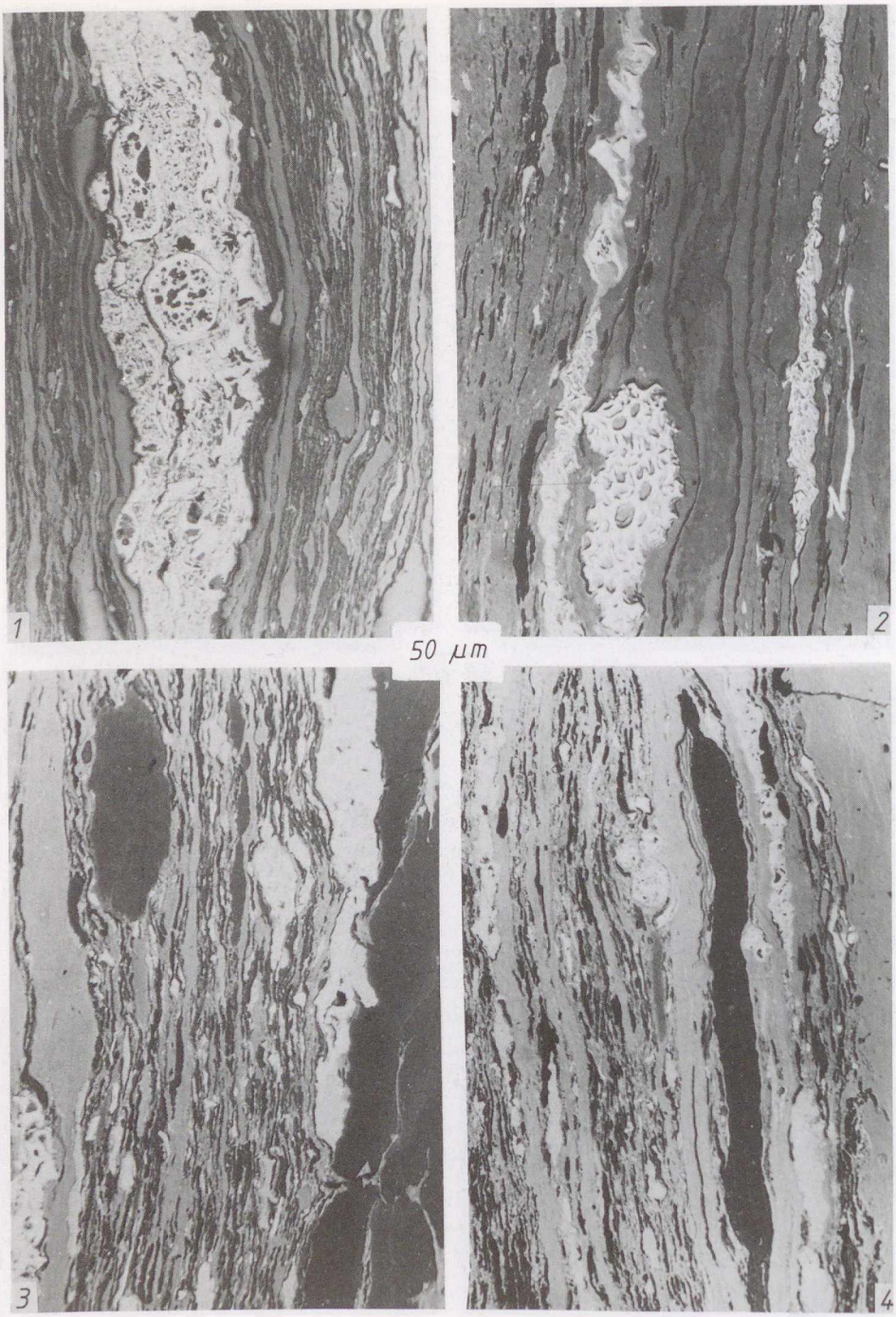
1. Inertinit (fuzinit): teljesen ép falú sejtsorok mellett összepréselt és összetöredezett sejtfalak

2. Vitrinit és exinit: szürke vitrinitbe ágyazott vastag és vékony, sötét színű kutikulák

3. Trimacerit: szürke vitrinitben sötét exinit és világos inertinit (gázkőszén)

4. Durit (bimacerit): szürke vitrinitbe ágyazott sötét exinitek (sporinitek és rezinitek)

Valamennyi csiszolat a Ruhr-vidéki (Németország) felső-karbon feketekőszénből készült. — Olajimmerzió, 162 ×. — *A Bergbauforschung (Essen) ajándéka.*



1. Trimacerit: vitrinit, exinit és inertinit. — A gombaszkleróciumból, hifákból és makrinitből álló középső sáv két oldalán a szürkés vitrinitben vékony (sötét) kutikula-csíkok és rezinitcsomók

2. Trimacerit: exinit, inertinit és vitrinit. — Vékony, sötét kutinit-, rezinit- és fehér inertinittöredékek szürkés vitrinitben

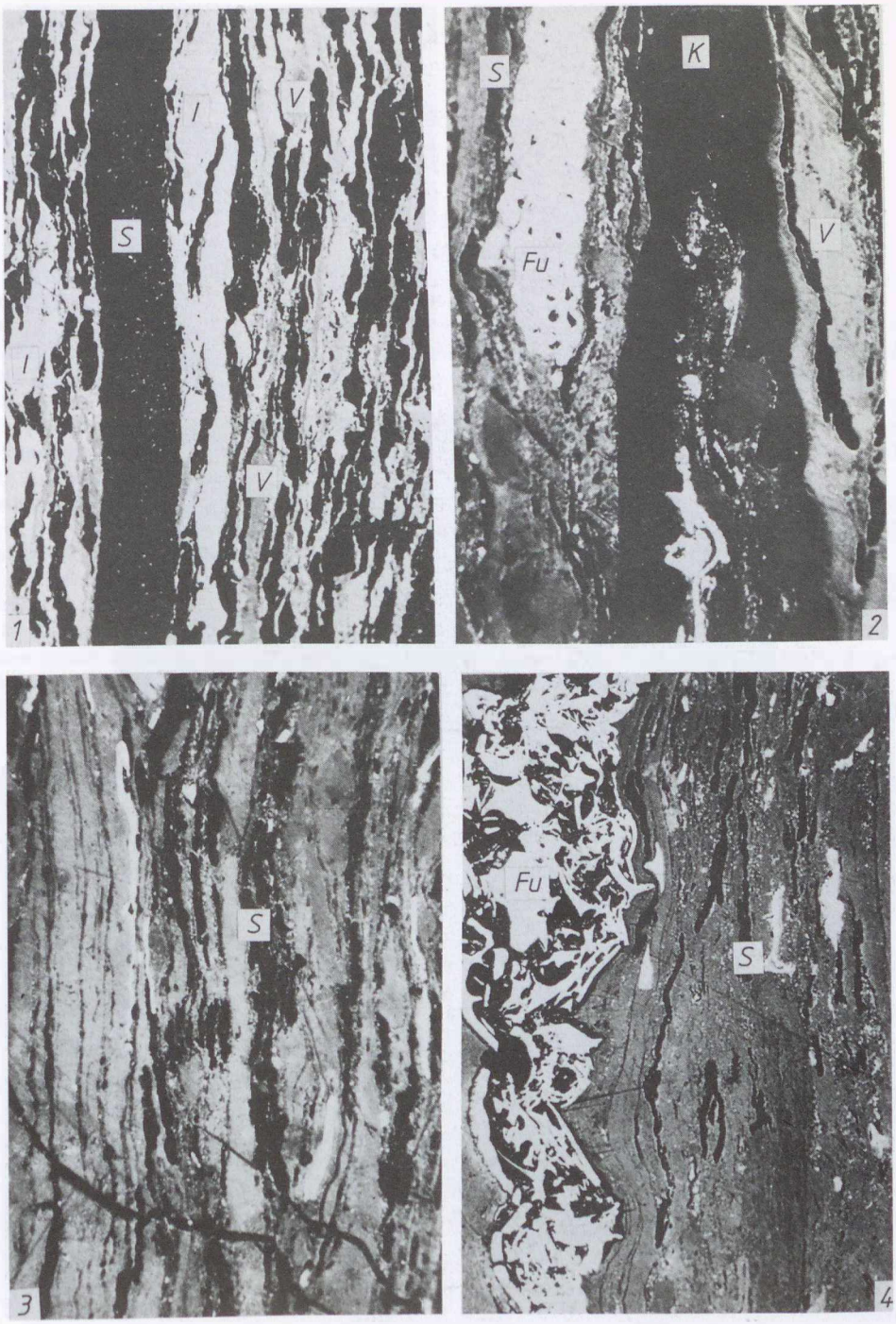
3. Trimacerit: vitrinit, exinit és inertinit. — Szürkés vitrinitbe ágyazott sötét rezinit, sporinit, kutinit és fehér inertinit

4. Trimacerit: duroklárit. — Szürke vitrinitbe ágyazott sötét exinitek (sporinitek és rezinitek); kevés fehér inertinit (gázlángkőszén)

Valamennyi csiszolat a Ruhr-vidéki (Németország) felső-karbon feketekőszénből készült. — Olajimmerzió, 159 ×. — *A Bergbauforschung (Essen) ajándéka.*

31.5. tábla

Feketekőszén-mikrolitotípusok



A Kohlhaven–1. sz. fúrás (Ruhr-vidék, Németország) különböző mélységeiből származó, wesztfáli C–B korú feketekőszén-minták szöveti képe TEICHMÜLLER (1982) szerint. — Felületi csiszolatok rendes fényben, olajimmerzióval, 444 × -es nagyítással:

1. 894 m (Rm = 0,84%). — Trimacerit: vitrinit *(V)*, sporinit *(S)*, inertinit *(I)*

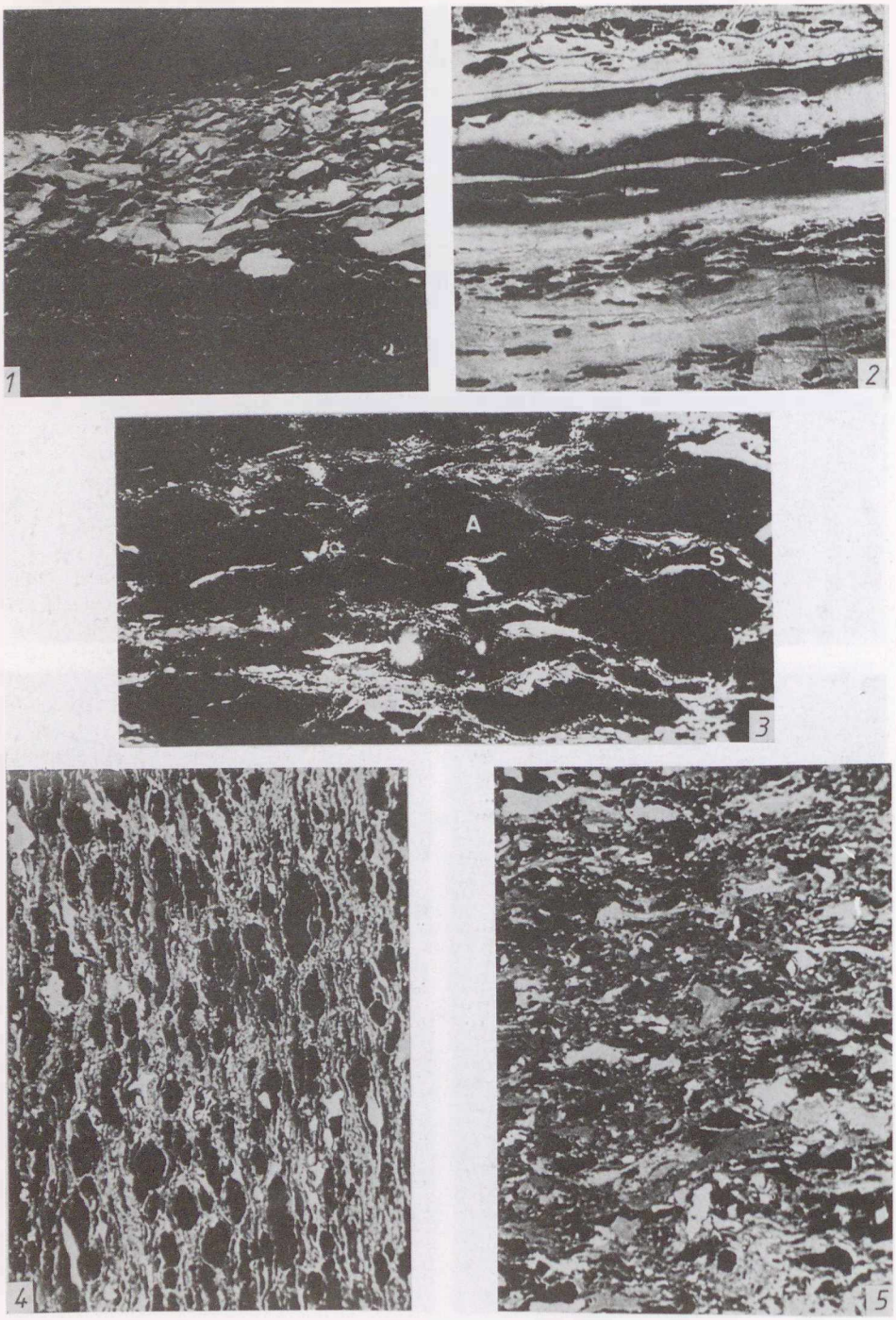
2. 978 m (Rm = 0,84%). — Trimacerit: vitrinit *(V)*, exinitek (sporinit: *S;* kutinit: *K*) és inertinit (fuzit: *Fu*)

3. 1297 m (Rm = 0,97%). — Klárit sporinittel *(S)* és mikrinittel .

4. 1385 m (Rm = 1,02%). — Klárit sporinittel *(S)* és mikrinittel. — Bal oldalt: fuzit *(Fu)*

31.6. tábla

Mikrolitotípusok; boghead- és kennel-kőszén csiszolatok



1. Vitrinites-kláritos anyagba ágyazott, > 50 μm szélességű duritsáv (középen)

Felső-karbon feketekőszén. — Németország, Saar-vidék, Heinitz-bánya, Tauentzien-telep. — Olajimmerzió, 263 ×. — Ex: *Atlas f. angew. Steinkohlenpetrographie* (1951).

2. Bimacerit (sporoklárit). — Sejtszerkezet nélküli, világos vitrinit- (kollinit-) sávok váltakozása sötét sporinitsávokkal

Felső-karbon feketekőszén. — Németország, Walsum-bánya, Erda-telep. — Olajimmerzió, 226 ×. — Ex: FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970).

3. A boghead- s a kennel-kőszén közötti állapotban levő feketekőszén (Rm = 0,73%)

Felső-karbon. — Németország, Ruhr-vidék, Brassert-bánya. — Felületi csiszolat rendes fényben, 444 ×.

A: Botryococcuszos alginit. — *S:* Densosporiteszes sporinit. — A szürke foltok anyaga vitrinit, a fehéreké inertodetrinit és mikrinit. — Ex: TEICHMÜLLER (1982).

4. Boghead-kőszén (algás kőszén): orsó alakú, fekete, exinites algatestek inertinites- (mikrinites-) agyagos alapanyagban. — Az algákat UV-fényben mutatott zöld lumineszcencia-színük különbözteti meg a spóráktól

Felső-karbon. — Németország, Lohberg-bánya, Q_1-telep. — Olajimmerzió, 263 ×. — Ex: *Atlas f. angew. Steinkohlenpetrographie* (1951).

5. Kennel-kőszén (spórás kőszén): inertinites (mikrinites) alapanyagban exinites mikrospórák, fuzinitszilánkok és finom agyagpelyhek

Felső-karbon. — Németország, Lohberg-bánya, Q_1-telep. — Olajimmerzió, 263 ×. — Ex: *Atlas f. angew. Steinkohlenpetrographie* (1951).

IRODALOM

1. Kőolaj és földgáz

ARPS, J. C. 1964: Engineering concepts useful in oil finding. — *AAPG Bull.*, **48,** 157—165.

ALEKSEJEW, F. A. 1977: Zum Zoning der Erdöl- und Erdgasgenese in der Lithosphäre nach isotopengeochemischen Untersuchungen. — *Z. angew. Geol.*, **25,** 8, 379—382.

ALEXANDER, R.—GRAY, M. D.—KAGI, R.—WOODHOUSE, G. W. 1980: Proton magnetic resonance spectroscopy as a technique for measuring the maturity of petroleum. — *Chem. Geol.*, **30,** 1—14.

AMMOSZOV, I. I.—GORSKOV, V. I. 1969: Vzaimoszvjaz' katageneza i neftegazonoszti otlozsenij Zapadno-Szibirszkoj izmennoszti. — *In:* AMMOSZOV, I. I. (szerk.): *Raszszejannüe vklucsenija uglja v oszadocsnüh porodah.* — Moszkva: Nauka, 5—80.

AMMOSZOV, I. I.—BABASKIN, B. G.—SARKOVA, L. S. 1975: Bituminit nizsnekembrijszkih otlozsenij Irkutszkoj neftegazonosznoj oblaszti. — *In:* JEREMIN, I. V. (ed.): *Paleotemperaturü zon nefteobrazovanija.* — Moszkva: Nauka, 25—29.

AMMOSZOV, I. I.—GORSKOV, V. I.—GRESNIKOV, N. P.—KALMIKOV, G. Sz. 1977: Paleotermicseszkie kriterii rezmescsanie neftanih zalezsej. — Leningrad: Nedra, 158 p.

ARHANGELSZKIJ, A. D. 1927: Obzor geologicseszkogo sztroenija Evropejszkoj Rosszii. *I. 3.* — Leningrad: Izd. Geol. Kom.

BADER, R. G.—HOOD, D. W.—SMITH, J. B. 1960: Recovery of dissolved organic matter in seawater and organic sorption by particulate material. — *Geochim. Cosmochim. Acta,* **19,** 236—243.

BAILEY, N. J. L. 1981: Hydrocarbon potencial of organic matter. — *In:* BROOKS, J. (ed.) 1981: 283—302.

BAILEY, N. J. L.—EVANS, C. R.—MILNER, C. W. D. 1974: Applying petroleum geochemistry to search for oil: examples from western Canada Basin. — *AAPG Bull.*, **58,** 2284—2294.

BAKER, E. G. 1967: A geochemical evolution of petroleum migration and accumulation. — *In:* NAGY, B.—COLOMBO, U. (eds): *Fundamental Aspects of Petroleum Geochemistry.* — Amsterdam: Elsevier.

BALÁZS Á.—KONCZ I. 1972: Kőzetek nem-oldható diszperz szerves anyagának diagenezis foka. — *OGIL Közlem.*, **1972,** 129—133.

BALÁZS Á.—KONCZ I. 1973: Der Diagenesegrad der unlöslichen dispersen organischen Substanz. — *VII. Geochem. Konferenz, Budapest,* **1,** 501—513.

BALÁZS Á.—KONCZ I. 1975: Üledékes kőzetek diszperz szerves anyagának vizsgálata. — *Földt. Kut.*, **16,** 7—20.

BARKER, C. 1972: Aquathermal pressuring — role of temperature in development of abnormal-pressure zones. — *AAPG Bull.*, **56,** 10, 2068—2071.

BARKER, C. 1974: Pyrolysis techniques for source-rock evaluation. — *AAPG Bull.*, **58,** 2349—2361.

BARNARD, P. C.—COLLVIS, A. G.—COOPER, B. S. 1981: Identification and distribution of kerogen facies in a source rock horizon. — Examples from the North Sea Basin. — *In:* BROOKS, J. (ed.) 1981: 271—282.

BASTIN, E. S. 1926: The problem of natural reduction of sulfates. — AAPG Bull., **11.**

BENDER, F. (ed.) 1984: *Angewandte Geowissenschaften. Bd. III. Geologie der Kohlenwasserstoffe, Hydrogeologie, Ingenieurgeologie, Angewandte Geowissenschaften in Raumplanung und Umweltschutz.* — Stuttgart: Enke, 674 p.

BERG, R. R. 1975: Capillary pressures in stratigraphic traps. — *AAPG Bull.*, **59,** 939—956.

BIEDERMAN, JR, E. W. 1978: Crude-oil composition and migration. — *In:* FAIRBRIDGE, RH. W.—BOURGEOIS, J. (eds) 1981: 212—220.

BORISZOV, A. A. 1959: O glubinnom sztroenii Murgabszkogo pogrebennogo vüsztupa. — *Geol. nefti i gaza,* **10,** 29—34.

BOSTICK, N. H. 1973: Time as a factor in thermal metamorphism of phytoclasts. — Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonif. Septième, Krefeld, Aug. 23—28, 1971. — *Compte Rendu,* **2,** 183—193.

BOSTICK, N. H. 1979: Microscopic measurement of the level of catagenesis of solid organic matter in sedimentary rock to aid exploration for petroleum and to determine former burial temperatures. — A review. — *SEPM Spec. Publ.*, **26,** 17—43.

BRAY, E.—EVANS, E. D. 1961: Distribution of *n*-paraffins as a clue to recognition of source beds. — *Geochim. Cosmochim. Acta,* **22,** 12—15.

BREGER, I. A. 1963a: Origin and Classification of Naturally Occurring Carbonaceous Substances. — *In:* BREGER, I. A. (ed.): *Organic Geochemistry. Chap. 3.* — Oxford: Pergamon, 50—86.

BREGER, I. A. (ed.) 1963b: *Organic Geochemistry.* — Oxford, London: Pergamon, 658 p.

BREGER, I. A.—BROWN, A. 1962: Kerogen in the Chattanorga Shale. — *Science,* **137,** 221—224.

BROD, I. O. 1960: On principal rules in the occurrence of oil and gas accumulations in the world. — *Internat. Geol. Review,* **2,** 11, 992—1005.

BROOKS, J. D. 1970: The use of coals as indicators of oil and gas. — *Austral. Petr. Exp. Ass. J.*, **10,** 35—40.

BROOKS, J. 1981a: Organic maturation of sedimentary organic matter and petroleum exploration: A Review. — *In:* BROOKS, J. (ed.) 1981: 1—38.

BROOKS, J. (ed.) 1981b: *Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration.* — London etc.: Academic Press, 441 p.

BROOKS, J.—WELTE, D. (eds) 1984: *Advances in Petroleum Geochemistry* **1.** — London etc.: Academic Press, 344 p.

BRUKNER, A.—VETŐ, I. 1983: Extracts from the open and closed pores of an Upper Triassic sequence from W. Hungary: A contribution to studies of primary migration. — *In:* BJORØY, M. *et al.* (eds): *Advances in Organic Geochemistry.* — New York. Wiley, 175—182.

BURST, J. F. 1969: Diagenesis of Gulf Coast Clayey Sediments and its possible relation to petroleum migration. — *AAPG Bull.*, **53,** 73—93.

CHAPMAN, R. E. 1973 és 1983; *Petroleum Geology.* — Amsterdam etc.: Elsevier.

CHAVE, K. E. 1970: Carbonate-organic interactions in sea-water. — *In:* HOOD, D. W. (ed.): *Organic Matter in Natural Waters.* — Symp. Univ. Alaska, Sept, 2—4, 1968. Inst. Mar. Sci.: Occasional Publ., **1,** 373—385.

CHUNG, H. M.—SACKETT, W. N. 1978: Carbon isotope effects during the pirolytic formation of methane from coal. — In: ZARTMAN, R. E. (ed.): *Short papers of the Fourth International Conference Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology.* — U. S. Geological Survey Open-File Report, **78—701,** 66—71.

CLARKE, F. W. 1924: Inorganic and organic theories of the origin of Oil. — *Data of Geochemistry, Bull.*, **770,** U. S. Geol. Surv., 731—755.

CONNAN, J. 1974: Time-temperature relation in oil genesis. — *AAPG Bull.*, **58,** 12, 2516—2521.

CONNAN, J. 1984: Biodegradation of Crude Oils in Reservoirs. — *In:* BROOKS, J.—WELTE, D. (eds): *Adv. in Petrol. Geoch.* **1.** — London: Academic Press, 299—336.

CORDELL, R. J. 1972: Depths of oil origin and primary migration: a review and critique. — *AAPG Bull.*, **56,** 2029—2067.

CORDELL, R. J. 1973: Colloidal soap as proposed primary migration medium for hydrocarbons. — *AAPG Bull.*, **57,** 9, 1618—1643.

CORNFORD, C. *et al.* 1980: A synthesis of organic petrographic and geochemical results from DSDP sites in the eastern central North Atlantic. — *In:* DOUGLAS, A. G.—MAXWELL, J. R. 1980: 445—453.

CURRIE, J. B.—NWACHUKWU, S. O. 1974: Evidence of incipient fracture porosity in reservoir rocks at depth. — *Can. Petr. Geol. Bull.*, **22.**

CSEKALJUK, JE. B. 1971: *Termodinamicseszkie osznovü teorii mineral'nogo proiszhozsdenija nefti.* — Kiev: Nauk. dumka, 253 p.

DANK V. 1970: Szénhidrogének genetikája, migrációja, felhalmozódása. — *Földt. Kutatás,* **13,** 1. 1—5.

DANK V. 1983: *Kőolajföldtan.* — Egyetemi jegyzet. — Budapest: Tankönyvkiadó, 508 p.

DEÁK B.-NÉ—GÁBOS L.—HUTTER E.—KARÁCSONYI S.—MARIK J. 1981: *A rétegvizek gázossága és a gázmentesítés.* — Vízdok, 248 p.

DEGENS, E. T. 1965: *Geochemistry of Sediments.* — Englewood Cliffs, N. Y.: Prentice-Hall, 342 p.

DEGENS, E. T. 1969: Biogeochemistry of stable carbon isotopes. — *In:* EGLINTON, G.—MURPHY, M. T. J. (eds) 1969: 304—329.

DEGENS, E. T. 1970: Molecular nature of nitrogenous components in seawater and recent marine sediments. — *In:* HOOD, D. W. (ed.): *Symp. Univ. Alaska, Sept. 2—4. 1969.* — Inst. Mar. Sci.: Occasional Publ. **1:** 77—105.

DICKEY, P. A. 1975: Possible primary migration of oil from source rock on the oil phase. — *AAPG Bull.*, **59,** 337—345.

DOLENKO, G. N. (red.) 1977: *Proiszhozsdenie nefti i gaza i zakomernoszti obrazovanija i razmescsenija ih zalezsej.* — Teziszü dokladov Reszpublikanszkogo szovescsanija, L'vov, apr. 1977. — L'vov: AN USzSzR, 280 p.

DOTT, R. H.—REYNOLDS, M. J. (eds) 1969: Sourcebook for petroleum geology. — *AAPG Mem.*, **5,** 471 p.

DOUGLAS, A. G.—MAXWELL, J. R. 1981: *Advances in Organic Geochemistry 1979.* — Oxford: Pergamon 784p.

DOW, W. G. 1977: Kerogen studies and geological interpretations. — *J. Geochem. Explor.*, **7,** 79—99.

DOW, W. G. 1978: Petroleum source beds on continental slopes and rises. — *AAPG Bull.*, **62,** 9, 1584—1606.

DUNTON, M. L.—HUNT, J. M. 1962: Distribution of low molecular-weight hydrocarbons in recent and ancient sediments. — *AAPG BULL.*, **46,** 2246—2248.

DURAND, B. 1980a: Sedimentary organic matter and kerogen. Definition and quantitative importance of kerogen. — *In:* DURAND, B. (ed.): *Kerogen.* — 1—34.

DURAND, B. (ed.) 1980b: *Kerogen — Insoluble organic matter from sedimentary rocks.* — Paris: Technip., 519 p.

EGLINTON, G.—MURPHY, M. T. J. (eds) 1969: *Organic Geochemistry.* — Berlin–Heidelberg: Springer, 828 p.

EMERY, K. O. 1963: Oceanographic factors in accumulation of petroleum. — *Proc. 6th World Petr. Congr. Frankfurt, Sect. I., Paper* **42,** PD2, 483—491.

EMERY, K. O. 1965: Characteristics of continental shelves and slopes. — *AAPG Bull.*, **49,** 1379—1384.

ENGLER, C. 1908: Die Entstehung des Erdöls. — *Zeit. f. angew. Chemie,* **21,** 1585—1597.

ERDMAN, J. G. 1975: Geochemical formation of oil. — *In:* FISCHER, A. G.—JUDSON, S. (eds): *Petroleum and Global Tectonics.* — New Jersey: Princeton Univ. Press, 322 p.

ESPITALIÉ, J. *et al.* 1977: Méthode rapide de caractérisation des roches mères de leur potential petrolier et de leur degré d'évolution. — *Rev. Inst. Fr. Pétrol.*, **32,** 23—42.

FAIRBRIDGE, RH. W.—BOURGEOIS, J. (eds) 1978: *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg: Dowden, Hutchinson, Ross, 901 p.

FORSMAN, J. P. 1963: Geochemistry of kerogen. — *In:* BREGER, J. A. (ed.): *Organic Geochemistry.* — New York: Pergamon Press, 148—182.

FORSMAN, J. P.—HUNT, J. M. 1958: Insoluble organic matter (kerogen) in sedimentary rocks of marine origin. — *In:* WEEKS, L. G. (ed.): *Habitat of Oil.* — AAPG, Tulsa, 747—778.

GALIMOV, E. M. 1973: Izotopü ugleroda v neftegazovoj geologii. — Moszkva: Nedra, 384 p.

GALIMOV, E. M. 1980: $^{13}C/^{12}C$ in Kerogen. — *In:* DURAND, B. (ed.): *Kerogen.* — 271—299.

GEDENK, R.—HEDEMANN, H. A.—RÜHL, W. 1964: Oberkarbongase, ihr Chemismus und ihre Beziehungen zur Steinkohle. (Untersuchungsergebnisse aus Nord- und Westdeutschland) — *Proc. 5th Congr. Intern. Stratigr. Geol. Carbon,* Paris, 1963, **2,** 431—450.

GETZ, F. A. 1978: Molekularer Stickstoff: Ein Anhaltspunkt bei der Aufsuchung von aus Kohle stammenden Methan. — *Erdöl u. Kohle,* **31,** 517—518.

GOLICIN, M. V. 1973: The duration of the process of coal metamorphism. — *Izv. Ak. Nauk SzSzSzR, Szer. Geol.*, **8,** 90—97.

GRASSELLY GY. 1971: *A szerves geokémia néhány kérdése.* — Budapest: MFT, 219—248.

GRÁF L.—TÓTH J. 1966: Hazai földgázok nem-szénhidrogén komponenseinek vizsgálata. — *OKGT A kőolaj- és földgázbányászat tudományos—műszaki közleményei.* — Budapest, 11 p.

GRETENER, P. E. 1982: Geothermics: Using temperature in hydrocarbon exploration. — San Francisco Annual Meeting, May 1981. — *AAPG Education Course Note Series,* **17.** — Tulsa; Okla. The AAPG Bookstore, 170 p.

GUREVICS, M. G. 1967: Vodorod v prirodnüh gazah i ego vozmozsnaja rol' v obrazovanii neftjanüh uglevodorodov. — *In: Genezisz nefti i gaza.* (Dokl. predsztavl. na Vszeszojuz. szovescs. po geneziszu nefti i gaza.) — Moszkva: 166—172.

GUSZEVA, A. N.—FAJNGERS, L. A. 1973: Ob uszlovijah nakoplenija azota v prirodnüh gazah (na primere Central'nogo-Evropejszkogo i Csu-Szarüszijszkogo naftegazonosznüh baszszejnov.) — *Dokl. AN. SzSzSzR,* **209,** 2, 466—468.

GUSSOW, W. C. 1954: Differential entrapment of oil and gas — a fundamental principle. — *AAPG Bull.*, **38,** 816—853.

HALBOUTY, M. T. 1970: Geology of giant petroleum fields. — *AAPG Mem.*, **14,** 575 p.

HALBOUTY, M. T. 1979: *Salt domes of Gulf region, Unites States and Mexico.* — 2nd ed. — Houston: Gulf Publ. Co., 561 p.

HALBOUTY, M. T. 1980: Methods used, and esperience gained, in exploration for new oil and gas fields in highly explored (mature) areas. — *AAPG Bull.*, **64,** 8, 1210—1222.

HALBOUTY, M. T. 1981: World petroleum reserves and resources with special reference to developing countries. — *United Nations Meeting on Petroleum Exploration Strategies in Developing Countries, The Hague, The Netherlands 16—20 March 1981,* 1—19.

HALBOUTY, M. T.—MEYERHOFF, A. A. *et al.* 1970: World's giant oil- and gasfields; geologic factors affecting their formation, and basin classification. — *AAPG Mem.*, **14,** 502—555.

HAMMOND, D. E. 1978: Gases in sediments. — *In:* FAIRBRIDGE, RH. W.—BOURGEOIS, J. (eds) 1978: 346—348.

HAWKES, H. E. 1972: Free hydrogen in genesis of petroleum. — *AAPG Bull.*, **56,** 11, 2268—2277.

HEDBERG, H. D. 1964: Geological aspects of the origin petroleum. — *AAPG Bull.*, **48,** 1755—1803.

HEDBERG, H. D. 1974: Relation of methane generation to undercompacted shales, shale diapirs and mud volcanoes. — *AAPG Bull.*, **58,** 4, 661—673.

HEDBERG, H. D.—MOODY, J. D.—HEDBERG, R. M. 1979: Petroleum Prospects off the Deep Offshore. — *AAPG Bull.*, **63,** 3, 286—300.

HETÉNYI, M. 1984: Experimental evolution of oil shales and kerogens isolated from them. — *Acta Min.-Petr. Szeged,* **26,** 1, 73—85.

HETÉNYI, M. 1985: Organic geochemical features of the maar-type oil shales of Hungary. — *Acta Min.-Petr., Szeged,* **27,** 145—152.

HOBSON, G. D. 1954: *Some Fundamentals of Petroleum Geology.* — London etc.: Oxford Univ Press, 139 p.

HOBSON, G. D. 1961: Problems associated with the migration of oil in „solution". — *Journ. Inst. Petrol.*, **47,** 449, 170—173.

HOBSON, G. D. (ed.) 1977, 1980: *Developments in Petroleum Geology I—II.* — London: Applied Science Publ., 335 és 345 p.

HOBSON, G. D.—TIRATSOO, E. N. 1975: *Introduction to Petroleum Geology.* — Beaconsfield: Scientific Press, 300 p.

HOFER, H. 1906: *Das Erdöl.* — 160—229.

HOOD, A.—GUTJAHR, C. C. M.—HEACOCK, R. L. 1975: Organic metamorphism and the generation of petroleum. — *AAPG Bull.*, **59,** 986—996.

HORSFIELD, B. YORDY, K. L.—CRELLING, J. C. 1988: Determining the petroleum-generating potential of coal using organic geochemistry and organic petrology. — *Org. Geochem.*, **13,** 1—3, 121—130.

HOUGH, G. V.1983: Reserves keep ahead of production. — *Petrol. Econ.*, **50,** 8, 293—296.

HUC, A. Y. 1980: Origin and formation of organic matter in recent sediments and its relation to kerogen. — *In:* DURAND, B. (ed.): *Kerogen.* — Paris: Technip, 445—474.

HUCK, G.—KARWEIL, J. 1955: Physikalisch-chemische Probleme der Inkohlung. — *Brennstoff-Chemie,* **36,** 1, 1—11.

HUNT, J. M. 1961: Distribution of hydrocarbons in sedimentary rocks. — *Geochim. Cosmochim. Acta,* **22,** 1, 37—49.

HUNT, J. M. 1963: Geochemical data on organic matter in sediments. — *In:* BESE, V. (ed.): *Vortr. 3. Int. Wiss. Konferenz f. Geochemie, Mikrobiol., Erdölchemie, Budapest,* 394.

HUNT, J. M. 1972: Distribution of carbon in crust of Earth. — *AAPG Bull.*, **56,** 2273—2277.

HUNT, J. M. 1973: An examination of petroleum migration processes. — *Proc. 7th Intern. Geochem. Conf., OGIL, Budapest,* **1,** 219—229.

HUNT, J. M. 1975: Is there a geochemical depth limit for hydrocarbons? — *Petrol. Engin.*, 112—127.

HUNT, J. M. 1978: Organic sediments. — *In:* FAIRBRIDGE, RH. W. —BOURGEOIS, J. (eds) 1978: 515—521.

HUNT, J. M. 1979: *Petroleum Geochemistry and Geology.* — San Francisco: Freeman, 617 p.

HUNT, J. M.—JAMIESON, G. W. 1956: Oil and organic matter in source rocks of petroleum. — *AAPG Bull.*, **40,** 477—488.

HUNT, J. M.—HUC, A. Y.—WHELAN, J. K. 1980: Generation of light hydrocarbon in sedimentary rocks. — *Nature,* **288,** 688—690.

JACKSON, T. A. 1978: Kerogen. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds) 1978: 418—420.

JACOB, H. 1983: Neuere Untersuchungen zur Genesis natürlicher, fester Erdölbitumina. — *Geol. Jb., Reihe D,* **59,** 3—61.

KARPOV, P. A. *et al.* 1975: Quantitative evaluations of temperature and geologic time as factors in the coalification of dispersal coaly remains and possibility of its application to petroleum geology. — *Izv. Ak. Nauk SzSzSzR, Szer. Geol.* **3.** 103—113.

KARWEIL, J. 1956: Die Metamorphose der Kohlen vom Standpunkt der physikalischen Chemie. — *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, **107,** 132—139.

KARWEIL, J. 1975: The determination of paleotemperatures from the optical reflectance of coaly particles in sediments. — In: Alpern, B. (ed.): Pétrographie Pétroliere de la Matière Organique des Sediments, Relations avec la Paleotemperature et la Potential Pétrolier. — Paris: C. N. R. S., 195—203.

KERTAI GY. 1951: Kőolajföldtani alapismeretek. — *A nehézipar könyvei,* **17,** 37—128.

KERTAI GY. 1962: A kőolaj keletkezéséről. — *Földt. Közl.,* **92.** 1, 8—14.

KERTAI GY. 1966a: A magyarországi földgázkincs és széndioxidtartalmának keletkezése. — *MTA Föld- és Bány. Tud. Oszt. Közlem.,* **1,** 3—4, 199—218.

KERTAI GY. 1966b: *Kőolajföldtan I—II.* — Egyetemi jegyzet. — Összeállította KLEB B. — Budapest: Tankönyvkiadó, 182 p.

KERTAI GY. 1967: The origin of hydrocarbon resources and their carbon dioxyde content in Hungary. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **11,** 261—278.

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

KLEMME, H. D. 1975: Geothermal gradients, heat flow and hydrocarbon recovery. — *In:* FISCHER, A. G.—JUDSON, S. (eds): *Petroleum and Global Tectonics.* — Princetown Univ. Press, 251—304.

KONCZ, I. 1979: A pirolízisvizsgálatok eredményeinek felhasználása a szénhidrogén-képződés folyamatának megismerésére a neogén üledékes kőzetekben. — *Kőolaj és Földgáz,* **1979,** 1/2, 353—360.

KONCZ, I. 1983a: Comparison of the Lopatin Methods and their Critical Evaluation. — *Acta Min. Petr. Szeged,* **26,** 1, 51—71.

KONCZ, I. 1983b: The stable carbon isotope composition of the hydrocarbon and carbon dioxide components of Hungarian natural gases. — *Acta Min. Petr. Szeged,* **26,** 1, 33—49.

KOZACSOK, V. J. 1977: Ekszperimentü po neorganicseszkomu szintezu uglevodorodnüh szisztem. — *XI. Kongr. Karpato-Balkanszkoj Geol. Aszsz. Kiev 3—8. Szept. 1977. — VI. szekcija, Geol. i Geohim. nefti i gaza.* — Előadás: 5. IX. 1977.

KOZLOV, V. P. 1960: O tjazsenüh uglevodorodah v gazah uglej Donbaszsza. — *Geol. nefti i gaza,* **6,** 46—48.

KREVELEN, D. W. VAN 1961: *Coal. Typology, Chemistry, Facies, Constitution.* — Amsterdam: Elsevier, 514 p.

KROPOTKIN, P. N. *et al.* 1971: Proizhozsdenije uglevodorodov zemnoj kori. — *In: Materialü diszkusszii po problem proizhozsdenija i migracii nefti.*

KUDRJAVCEV, N. A. 1951: Protiv organicseszkoj hipotezü proiszhozsdenija neft'i. — *Neft' hoz-vo,* **9.**

LANG, W. B. 1959: The Origin of Some Natural Carbon Dioxid Gases. — *J. Geoph. Res.*, **64,** 1.

LAPLANTE, R. E. 1972: Petroleum generation in Gulf Coast Tertiary sediments. — *AAPG Bull.*, **56,** 635—639.

LE TRAN, K. 1972: Geochemical study of hydrogen sulfide adsorbed in sediments. — *In:* GAERTNER, H. R.—WEHNER, H. (eds): *Advances in Organic Geochemistry 1971.* — Oxford, etc.: Pergamon Press, 717—726.

LEVORSEN, A. I. 1956 és 1967: *Geology of Petroleum.* — San Francisco: Freeman & Co., 703 p.

LOPATIN, N. V. 1971: Temperatura i geologicseszkoe vremja kak faktorü uglefikacii. — *Izveszt. AN SzSzSzR, Szer. Geol.*, **1971,** 3, 95—106.

LOPATIN, N. V. *et al.* 1976: *K opredeleniju vlijanija temperaturü i geologicseszkogo vremeni na katagenicseszkie processzü uglefikacii i neftegazoobrazovanija.* — Moszkva: Nauka, 631 p.

LOPATIN, N. V. 1976: Historico-genetic analysis of petroleum generation: application of a modèl of uniform continuous subsidence of the oil-source bed. — *Izv. AN SzSzSzR, Szer. Geol.*, **1976,** 8, 93—101.

LOUIS, M. C.—TISSOT, B. P. 1967: Influence de la temperature et de la pression sur la formation des hydrocarbures dans les argiles à kerogene. — *7th World Petrol. Congr., Mexico; Proc.* **2,** 47—60.

MACKENZIE, A. S. 1984: Applications of biological markers in petroleum geochemistry. — *In:* BROOKS, J.—WELTE, D. (eds): *Advances in Petroleum Geochemistry* **1.** — London, etc.: Academic Press, 115—214.

MACKENZIE, A. S.—MAXWELL, J. R. 1981: Assesment of thermal maturation in sedimentary rocks by molecular measurements. — *In:* BROOKS, J. (ed.) 1981: 239—254.

MACKENZIE, A. S.—QUIGLEY, T. M. 1988: Principles of geochemical prospect appraisal. — *AAPG Bull.*, **72,** 4, 399—415.

MACKENZIE, A. S.—PATIENCE, R. L.—MAXWELL, J. R.—VANDENBROUCKE, M.—DURAND, B. 1980: Molecular parameters of maturation in the Toarcian Shales, Paris Basin, France — I. Changes in the configurations of acyclic isoprenoid alkanes, steranes and triterpanes. — *Geochim. Cosmochim. Acta,* **44,** 1709—1721.

MAGARA, K. 1975: Re-evaluation of montmorillonite dehydration as cause of abnormal pressure and hydrocarbon migration. — *AAPG Bull.*, **59,** 292—302.

MAGARA, K. 1976: Water expulsion from clastic sediments during compaction: directions and volumes. — *AAPG Bull.*, **60,** 543—553.

MARCHAND, A.—CONARD, J. 1980: Electron paramagnetic resonance in kerogen studies. — *In:* DURAND, B. (ed.): *Kerogen.* — 243—270.

MEADE, R. H. *et al.* 1975: Sources of suspended matter of the Middle Atlantic Hight. — *Sedim. Petrol.*, **45,** 171—188.

MEINSCHEIN, W. G. 1959: Origin of petroleum. — *AAPG Bull.*, **43,** 925—943.

MENDELIJEV, D. J. 1877: Entstehung und Verkommen des Mineralöls. — *Deutsch. Chem. Ges. Ber.*, **10.**

MENZEL, D. W.—RYTHER, J. M. 1970: Distribution and cycling of organic matter in the oceans. — *In:* HOOD, D. W. (ed.): *Organic matter in natural waters.* — Symp. Univ. Alaska Sept. 2—4. 1968. Inst. mar. Sci., *Occas. Publ.*, **1,** 31—54.

MEYER, R. F.—FLEMING, M. L. 1984: Survey of world shallow oil and gas. — *In:* MEYER, R. F. (ed.): *Shallow Oil and Gas Resources.* — Proceed. of the First Internat. Conference UNITAR. — Houston—London, etc.: Gulf Publ. Co., 133—172.

MEYERHOFF, A. A. 1979: Proved and ultimate resources of natural gas and natural gas liquids in the world. — *Tenth World Petrol. Congr., Bucharest, 1979. PD 12 (5), Proc.*, **2,** 303—311. — London: Heyden.

MILLIMAN, J. D.—SUMMERHAYES, C. P.—BARRETTO, H. T. 1975: Oceanography and suspended matter of the Amazon river. — *Sediment. Petrol.*, **45,** 189—206.

MOMPER, J. 1972: Evaluating source beds for petroleum. — *AAPG Bull.*, **56,** 640—644.

MOODY, J. D. 1978: The world hydrocarbon resource base and related problems. — *In:* PHILIP, G. M.—WILLIAMS, K. L. (eds): *Australian's mineral energy resources: assessment and potential.* — Earth Resource Found., Univ. Sydney, *Occas. Publ.*, **1,** 63—69.

NECSAEVA, O. L. 1968: K voproszü o vodorode v gazah, rasztvorennüh v vodah Zapadno-Szibirszkoj nizmennoszti. — *Dokl. AN. SzSzSzR,* **179,** 4, 961—962.

NEGLIA, S. 1980: *Géologie du pétrole: problèmes de migration.* — Neuchâtel, 3[e] cycle romand en Science de la Terre, 45 p.

NERUCSEV, Sz. G. 1979: Nakoplenie organicseszkogo vescsesztva i gorjucsih iszkopaemüh v fanerozoe. — *Dokl. AN SzSzSzR,* **247,** 3, 664—667.

NERUCHEV, S. G.—PARPAROVA, G. M. 1972: The role of geologic time in the process of the metamorphism of coal and dispersed organic material in rocks. — *AN SzSzSzR Szibirszk, Otd. Geol. Geofiz.*, **9,** 28—36 és **10,** 3—10.

NERUCSEV, S. G.—VASSZOJEVICS, N. B.—LOPATIN, N. V. 1976: O skale katageneza v szvjazi sz neftegazoobrazovaniem — *Mezsdünarodnüj Geol. Kongr. XXV. szeszszija.* — Moszkva: Nauka, 47—62.

NOSZKY J., IFJ.—TELEGDI-ROTH K. 1948: A Rézhegység fiatalharmadkori fedőképződményei. — *Földt. Közl.*, **78,** 73—80.

PALCIAUSKAS, V. V.—DOMENICO, P. A. 1980: Microfracture Development in Compacting Sediments: Relation to Hydrocarbon-Maturation Kinetics. — *AAPG Bull.*, **64,** 6, 927—937.

PHILIPPI, G. T. 1957: Identification of oil source beds by chemical means. — *Proc. Int. Geol. Congr. Mexico City, Sect. III. Petrol. Geol.*, 25—38.

PHILIPPI, G. T. 1965: On the Depth, Time and Mechanism of Petroleum Generation. — *Geochim. Cosmochim. Acta,* **29,** 9, 1021—1049.

PIRSON, S. J. 1958: *Oil Reservoir Engineering.* — 2nd ed. — New York–Toronto–London: McGraw-Hill.

PORFIR'EV, V. B. (ed.) 1971: *Problema neorganicseszkogo proiszhozsdenija nefti.* — Kiev: Nauk. dumka, AN. USzSzR, 204 p.

PORFIREV, V. B. 1974: Inorganic origin of petroleum. — *AAPG Bull.*, **58,** 3—33.

POWERS, M. C. 1967: Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. — *AAPG Bull.*, **51,** 1240—1254.

PRATT, W. E. 1934: Hydrogenation and the Origin of Oil. — Problems of Petroleum Geology, — *AAPG,* 235—245.

PRICE, L. C. 1973: *The Solubility of Hydrocarbons and Petroleum in Water as Applied to the Primary Migration of Petroleum.* — Ph. D. Thesis Geol., Univ. California, Riverside.

PRICE, L. C. 1976: Aqueous solubility of petroleum as applied to its origin and primary migration. — *AAPG Bull.*, **60,** 213—244.

PURCELL, W. R. 1949: Capillary pressures — their measurements using mercury and the calculation of permeability therefrom. — *Tech. Paper* **2544,** *Trans. Amer. Inst. Min. Mat. Engrs.*, **186,** 39—46.

PUSEY, W. C. 1973: The ESR method: a new technique of estimations the organic maturity of sedimentary rocks. — *Petrol. Times,* **1973,** *Jan. 12.;* 21—24, 32.

RASHID, M. A. 1979: Pristane–phytane ratios in relations to source and diagenesis of ancient sediments from the Labrador shelf. — *Chemical Geol.*, **25,** 109—122.

RASHID, M. A. 1985: *Geochemistry of Marine Humic Compounds.* — New York–Berlin, etc.: Springer, 300 p.

RICE, D. D. 1983: Relation of natural gas composition to thermal maturity and source rock type in San Juan Basin, Northwestern New Mexico and Southwestern Colorado. — *AAPG Bull.*, **67,** 8: 1199—1218.

ROBERTS, W. M.—CORDELL, R. J. 1980: Problems of Petroleum Migration. — *AAPG Studies in Geology,* **10.** — Tulsa, 273 p.

ROBINSON, W. E. 1969: Kerogen of the Green River Formation. — *In:* EGLINTON, G.—MURPHY, M. T. J. (eds) 1969: 619—637.

ROHRBACK, B. G.—PETERS, K. E.—SWENEY, R. E.—KAPLAN, I. R. 1983: Ammonia Formation in Laboratory Simulated Thermal Maturation. Implications Related to the Origin of Nitrogen in Natural Gas. — *In:* BJOROY, M. *et al.* (eds): *Adv. in Org. Geoch.*, **1981,** 819—823. — Chichester: Wiley.

ROMAN, ST. 1974: Palynoplanktologic analysis of some Black Sea cores. — *In:* DEGENS, E. T.—ROSS, D. A. (eds): *The Black Sea — Geology, Chemistry and Biology.* — *AAPG Mem.*, **20,** 396—406.

RONOV, A. B. 1958: Organic carbon in sedimentary rocks (in relation to presence of petroleum). — *Translation in Geochemistry,* **5,** 510—36.

ROVNINA, L. V. 1981: Palynological method to determine the level of katagenesis of organic matter by using Jurassic deposists of Western Siberia.— *In:* BROOKS, J. (ed.) 1981: 427—432.

SAJGÓ, Cs. 1980: Hydrocarbon generation in a super thick Neogene sequence in South-east Hungary. A study of the extractable organic matter. — *In: Advances in Organic Geochemistry 1979.* — Pergamon Press, 103—113.

SCHOELL, M. 1980: The hydrogen and carbon isotopic composition of methane from natural gases of various origins. — *Geochim. Cosmochim Acta*, **44**, 649—661.

SCHOELL, M. 1983: Genetic characterization of natural gases. — *AAPG Bull.*, **67**, 12, 2225—2238.

SCHOELL, M. 1984: Wasserstoff- und Kohlenstoffisotope in organischen Substanzen, Erdölen und Erdgasen. — *Geol. Jb., Reihe D*, **67**, 3—161.

SCHOWALTER, T. T. 1979: Mechanism of secondary hydrocarbon migration and entrapment. — *AAPG Bull.*, **63**, 723—760.

SILVERMAN, S. R. 1964: Investigations of petroleum origin and evolution mechanism by carbon isotope studies. — *In:* CRAIG, H. —MILLER, S. L.—WASSERBERG, C. J. (eds): *Isotopic and Cosmic Geochemistry*. — Amsterdam: Elsevier, 92—102.

SILVERMAN, S. R. 1965: Migration and segregation of oil and gas fluids in subsurface environments. — *AAPG Mem.*, **4**, 53—65.

SILVERMAN, S. R.—EPSTEIN, S. 1958: Carbon isotopic composition of petroleum and other sedimentary organic materials. — *AAPG Bull.*, **42**, 5, 998—1012.

SMITH, P. V. 1954: Studies on origin of petroleum: occurrence of hydrocarbons in recent sediments. — *AAPG Bull.*, **38**, 377—404.

SMITH, H. M. 1966: Crude oil: qualitative and quantitative aspects. — The Petroleum World. — *U.S. Bureau of Mines, Inf. Circ.* **8286.**

SNARSKY, A. N. 1962: Die primäre Migration des Erdöls. — *Freiberg. Forsch. h.*, **C 123**, 63—73.

SNOWDEN, L. R. 1979: Errors in extrapolation of experimental kinetic parameters to organic geochemical systems. — *AAPG Bull.*, **63**, 7, 1128—1130.

SOKOLOV, V. A. *et al.* 1963: Migration processes of gas and oil, their intensity and directionality. — *6th World Petrol. Congr., Frankfurt, 1963. Proc.* **1**, 493—505.

SOLTI G. 1985: Az alginit (olajpala) kutatása és felhasználási lehetősége Magyarországon. — *Földtani Kutatás*, **28**, 1-2, 11—20.

SOMFAI A. 1976a: *A Kárpát-medence Nagyalföldjének magyarországi területén megismert szénhidrogéntárolók fluidumának nyomásviszonyai, a nyomásértékek kialakulásának földtani okai.* — Kandidátusi értekezés. — Kézirat, 299 p.

SOMFAI A. 1976b: A Pannon-medence magyarországi területén feltárt csapdatípusok osztályozása, a litológiai és sztratigráfiai csapdatípusok kutatásának lehetőségei. — *Földt. Kutatás*, **19**, 4, 11—18.

SOMFAI A. 1981: *Kőolaj- és földgáztan.* — Budapest: Tankönyvkiadó, 187 p.

STAHL, W. 1975: Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse von Erdgasen. — Reifekennzeichen ihrer Muttersubstanzen. — *Erdöl u. Kohle, Erdgas. Petr. Chemie*, **28**, 188—191.

STAHL, W. 1978: Source rock/crude oil correlation by isotopic type curves. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1573—1577.

STAPLIN, F. L. 1969: Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrences, — *Can. Petrol. Geol. Bull.*, **17**, 44—66.

STAPLIN, F. L. *et al.* 1982: How to assess maturation and paleotemperatures. — *SEPM Short Course* **7**. — Tulsa, Okla, 289 p.

STEGENA L.—HORVÁTH F. 1983: Az ülepedés és a hőtörténet szerepe az olajképződésben. — *Kőolaj és Földgáz*, **16**, 1, 1—6.

STUERMER, D. H.—PETERS, K. E.—KAPLAN, I. R. 1978: Source indicators of humic substances and proto-kerogen. Stable isotope ratios, elemental compositions and electron spin resonance spectra. — *Geochim. Cosmochim Acta*, **42**, 7, 989—997.

SUGGATE, R. P. 1959: New Zealand coals, their geological setting and its influence an their properties. — *New Zealand Dept. Sci. Industry Research, Bull.*, **134**, 113 p.

SZALAY Á. 1983: A nyomásgátak szerepe a szénhidrogénmigrációs folyamatokban. — *Bány. Koh. Lapok: Kőolaj és Földgáz*, **16** (116), 12, 363—371.

SZALAY Á.—KONCZ I. 1980: Szénhidrogén-képződési és migrációs folyamatok a délkelet-alföldi és a Dráva-süllyedékekben. — *Kőolaj és Földgáz*, **6**, 177—186.

SZELÉNYI T.—CSAJÁGHY G. 1941: A magyar földi gázok héliumtartalma. — *MÁFI Évk.*, **35**, 4, 53—62.

SZOKOLOV, V. D. 1889: Koszmicseszkoe proizhozsdenie bitumov. — *BMOIP* **8.** (nov. szer.)

SZOKOLOV, V. A. 1971: *Geohimija prirodnih gazov.* — Moszkva: Nedra, 333 p.

TEICHMÜLLER, M. 1962: Die Genese der Kohle. — *4e Congr. Strat. Geol. Carbonif. Heerlen 15—20. Sept. 1958*, **3**, 699—721.

TEICHMÜLLER, M. 1971: Anwendung kohlenpetrographischer Methoden bei der Erdöl- und Erdgasprospektion. — *Erdöl u. Kohle*, **24**, 2, 69—76.

THOMPSON, K. F. M. 1979: Light hydrocarbons in subsurface sediments. — *Geochim. Cosmochim Acta*, **43**, 657—672.

TING, F. T. C. 1981: Uniaxial and biaxial vitrinite reflectance models and their relationship to paleotectonics. — *In:* BROOKS, J. (ed.) 1981: 379—392.

TIRATSOO, E. N. 1979: *Natural Gas.* — 3rd ed. — Beaconsfield (U. K.): Sci. Press Ltd, 360 p.

TISSOT, B. 1969: Premières données sur les mécanismes et la cinétique de la formation du pétrole dans les sediments: simulation d'un schéma reactionel sur ordinateur, — *Inst. Français Pétrole, Rev.*, **24**, 4, 470—501.

TISSOT,, B. T. 1984: Recent advances in petroleum geochemistry applied to hydrocarbon exploration. — *AAPG Bull.*, **5**, 545—563.

TISSOT, B.—PELET, R. 1971: Nouvelle données sur les mécanismes de genèse et de la migration du pétrole. Simulation mathématique, application à la prospection. — *8th World Petrol. Congr. Proc.*, **2**, 35—46.

TISSOT, B. P.—WELTE, D. H. 1978 és 1984: *Petroleum Formation and Occurrence.* — Berlin etc: Springer, 538 p., ill. 699 p.

TISSOT, B.—DURAND, B.—ESPITALIÉ, J. COMBAZ, A. 1974: Influence of the nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. — *AAPG Bull.*, **58**, 499—506.

TISSZO, B.—VELTE, D. 1981: *Obrazovanie i raszprosztranenie nefti.* — Moszkva: Mir, 501 p.

TÓTH, J. 1980: Basinal flows of groundwater and its revelance to hydrocarbon exploration. — The generalized hydraulic theory of petroleum migration. — *26e Congr. Géol. Internat., Sect. 14. Paris. Énergies fossiles. Les hydrocarbures.* — 175—268.

TRASK, P. D. 1936: Prospection of organic matter conservated into oil in Santa Fé Springs field, California. — *APG Bull.*, **20**, 245—257.

TRASK, P. D.—WU, C. C. 1930: Does petroleum form in sediments at time of deposition? — *AAPG Bull.*, **14**, 1451—1463.

TREIBS, A. 1934: Chlorophyll und Häminderivate in bituminösen Gesteinen, Erdölen und Erdwachsen und Asphalten. — *Ann. Chem.*, **510**, 42—62.

VASSOEVICH, N. B. *et al.* 1957: Terminology used for designating stages and steps of lithogenesis. — *In: Geol. and Geochemistry. Chaps. 1—7.* — Leningrad: Gosztoptehizdat.

VASSZOJEVICS, N. B.—VISZOCKIJ, I. V.—GUSZEVA, A. N.—OLENIN, V. B. 1967: Uglevodorodü v oszadocsnoj obolocske Zemli. — *Vesztnik MGU, Geologija*, **5**, 36—48.

VASSZOJEVICS, N. B. *et al.* 1969: Glavnaja faza nefteobrazovanija. — *Vesztn. MGU, Szer. geol.*, **6**, 3—27.

VASSZOJEVICS, N. B.—TIMOFEJEV, P. P. (szerk.) 1979: *Neftematerinszkie szvitü i principü ih diagnosztiki.* — Moszkva: Nauka, 269 p.

VASSOYEVICH, N. B.—KORCHAGINA, Y. I.—LOPATIN, N. V.—CHERNYSHEV, I. A. 1970: Principal phase of oil formation. — *Internat. Geol. Rev.*, **12**, 11, 1276—1296.

VASSOYEVICH, N. B.—AKRAMKHODZHAEV, A. M.—GEODEKYAN, A. A. 1974: Principal zone of oil formation. — *In:* TISSOT, B.—

BIENNER, F. (eds) 1973: *Advances in Organic Geochemistry.* — Paris: Technip, 319—314.

VETŐ, I.—DÖVÉNYI, P.—KONCZ, I. 1982: Critical comparison of some methods for the geothermal rconstruction on the basis of vitrinite reflectance. — *Acta Geod., Geophys., Montanist. Hung.*, **19,** 1/2, 161—171.

VINOGRADOV, A. P. 1953: The elementary chemical composition of marine organisms. — *Sears Foundation for Marine Research, Mem.*, **2,** 647 p.

VINOGRADOV, A. P. 1963: Biogeochemical provinces and their role in organic evolution. — *Geochemistry,* **1963,** 214—228.

VÖLGYI L. 1976: Szénhidrogéntelepek előrejelzésének lehetőségei földtani meggondolások alapján. — *Földt. Közl.*, **106,** 503—527.

VÖLGYI, L. 1977: The role of geothermal conditions and hydrocarbon prognostics in Hungary. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **21,** 143—167.

VÖLGYI, L. 1979: Geothermal inhomogeneity in the Hungarian Great Plain (Pannonian Basin). — *Acta Min.-Petrogr. Szeged,* **26,** 1, 137—141.

WALTER, C. P. 1973: How to Evaluate Potential Gas and Oil Source Rocks. — *World Oil,* **176,** 5, 71—75.

WAPLES, D. W. 1980: Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration. — *AAPG Bull.*, **64,** 6, 916—026.

WAPLES, D. W. 1984: Thermal models for oil generation. *In: Advances in Petroleum Geochemistry,* **1,** 7—67. London: Academic Press.

WASSOJEWITCH, N. B. *et al.* 1969: Die Hauptphase der Erdölbildung. — *Zeitschr. Angew. Geol.*, **15,** 612—622.

WELTE, D. H. 1964: Über die Beziehungen zwischen Erdölen und Erdöl-Muttergesteinen. — *Erdöl u. Kohle, Erdgas u. Petr. chemie,* **17,** 6, 417—429.

WHITTAKER, A. (ed.) 1985: *Theory and Evaluation of Formation Processes.* — A Pressure Detection Reference Handbook. — Dordrecht, Boston, Lancaster: Reibel Publ. Co., 231 p.

WSZOLEK, P. C.—BURLINGAME, A. L. 1978: Petroleum — origin and evolution. — *In:* FAIRBRIDGE, RH. W.—BOURGEOIS, J. (eds) 1978: 565—574.

ZARTMAN, R. E. (ed.) 1978: *Short papers of the Fourth International Conference Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology.* — U. S. Geological Survey Open-File Report, 78—701, 13+476 p.

ZINGER, A. S. 1962: Molecular hydrogen in gas dissolved in waters of oil-gas fields, lower Volga region. — *Geohimija,* **10,** 890—898.

ZOBELL, C. E. 1946: Action of microorganisms on hydrocarbons. — *Bacteriol. Rev.*, **10,** 1.

ZWEIG, G.—SHERMA, J. (eds.) 1972: *Handbook of Chromatography. I.* — Cleveland: CRC Press.

2. Olajpala

BENCE G.—JÁMBOR Á.—PARTÉNYI Z. 1979: A Várkesző és Malomsok környéki alginit (olajpala) és bentonitkutatások eredményei. — *MÁFI Évi Jel.*, **1977,** 257—267.

CADMAN, W. H. 1948: The oil shale deposits of the world and recent developments in their exploitation and utilization, reviewed to May 1947. — *Inst. Petroleum Journ.*, **34, No. 290,** 109—132.

CANE, R. F. 1965: Oil shale. — *Petrol. Refiner,* **44,** 9.

DUNCAN, D. C.—SWANSON, V. E. 1965: Organic-rich Shale of the United States and World Land Areas. — *Geol. Surv., Circular* **523,** 30 p.

HETÉNYI M. 1983: *A kerogén evolúció laboratóriumi szimulálásának eredményei.* — Kandidátusi értek.

HETÉNYI, M. 1984: Experimental evolution of oil shales and kerogens isolated from them. — *Acta Min. Petr. Szeged,* **26,** 1, 73—85.

HUGHES, R. V. 1978: Oil shale. — *In:* FAIRBRIDGE, RH. W.—BOURGEOIS, J. (eds) 1978: 507—508.

Institut of Petroleum, 1938: *Oil Shale and Cannel Coal.* — London, 476 p.

Institut of Petroleum, 1951: *Oil Shale and Cannel Coal.* — London, 832 p.

JÁMBOR Á.—SOLTI G. 1976: A Balaton-felvidéken és a Kemenesháton felkutatott felsőpannóniai olajpala előfordulások földtani viszonyai. — *MÁFI Évi Jel.*, **1974,** 193—219.

JÁMBOR Á.—SOLTI G. 1980: A magyarországi olajpalakutatások eredményei. — *Földt. Kut.*, **3,** 4, 5—8.

KOTLUKOV, V. A.—BAUKOV, SZ. SZ. 1974: *Prognoz gorjucsih szlancev Evropejszkoj csaszti SzSzSzR.* — Tallin, 70 p.

KUZNYECOV, D. T. 1975: *Gorjucsie szlanci mira.* — Moszkva, 366 p.

MILTON, C. 1971: Authigenic minerals of the Green River Formation. — *Univ. Wyom., Laramie, Contrib. Geol.*, **10,** 57—64.

RAVASZ CS. 1976: A pulai és gércei olajpala kőzettani vizsgálata. — *MÁFI Évi Jel.*, **1974,** 221—245.

SOLTI G. 1985: Az alginit (olajpala) kutatása és felhasználási lehetőségei Magyarországon. — *Földt. Kutatás,* **28,** *1—2,* 11—20.

YEN, T. F.—CHILINGARIAN, G. V. 1976: *Oil Shale.* — Amsterdam etc.: Elsevier, 292 p.

16th Oil Shale Symposium 1983: Proceedings. — Colorado School of Mines.

3. Kátrányhomok

ADEGOKE, O. S.—BÉRCZI, I.—BÉRCZI-MAKK, A.—SANNI, S. A. 1974: *Preliminary proposal for the exploration and utilization of the tar sands of Western State of Nigeria.* — Kézirat, 21 p.

BEZKROVNIJ, N. S. *et al.* 1975: Natural bitumens as an important reserve of crude oil for the USSR industry. — *Geolog. nefti i gaza,* **8,** 4, 14—20.

BÉRCZI I. 1980: *A USGS-nél 1980. IX. 8.—XI. 2. között tett cserelátogatás szakmai eredményeinek összefoglalása.* — Kézirat, 74 p.

CARRIGY, M. A. 1980: The role of bituminous sands in extending the petroleum era beyond 2000 A. D. —26^{e} *Congrès Géologique Internat., Colloque C 2. — Ressources Energetiques, Suppl.,* 1—8.

CHILINGARIAN, G. V.—YEN, T. F. (eds) 1978: *Bitumens, asphalts and tar sands.* — Amsterdam: Elsevier, 370 p.

Crest Incorporated 1974: A preliminary program for a steam injection pilot in the Flore Dome Field of Senegal. — Kézirat, 105 p.

DEMAISON, G. J. 1977: Tar sand and supergiant oil fields.— *AAPG Bull.,* **61,** 1, 1950—1961.

ERDMAN, J. G.—PETTY, D. G. 1980: The future of petroleum as an energy resource. — 26^{e} *Congr. Géol. Internat., Colloque C2. — Ressources Energetiques,* 199—214.

GALAVIS, J. A.—VELARDE, H. M. 1968: Geological study and preliminary evaluation of potencial reserves of heavy oil of the Orinoco tar belt Eastern Venezuelan Basin. — *7th World Petrol. Congr. Mexico City, Proc.* **3,** 229—234.

HOLMGREN, D. A.—MOODY, J. D.—EMMERICH, H. H. 1975: The structural setting for giant oil and gas fields. — *9th World Petrol. Congr., Tokyo, Proc.* **2,** 45—54.

MAJZON L. 1940: A bükkszéki mélyfúrások. — *MÁFI Évk.,* **34,** 2, 273—384.

MECHALAS, B. J.—MEYERS, T. J.—KOLPACK, R. L. 1973: Microbial decomposition patterns using crude oil. — *In:* AHEARN, G.—MYERS, G. (eds): *The Microbial Degradation of Oil Pollutants.* — La State Univ. Publ., Baton Rouge, 67—79.

MOSSOP, G. D.—FLACH, P. D.—PEMBERTON, S. G.—HOPKINS, J. C. 1982: *Athabasca oil sands, sedimentology and development technology.* — 11th IAS Congress, Field Excurs., **22,** 56 p.

NOSZKY J., IFJ. 1950: A Felső-Derna és Tataros környéki aszfaltelőfordulások. — *MÁFI Évi Jel.,* **1941—42,** 367—378.

PERRODON, A. 1980: *Géodinamique pétrolifère.* — Elf-Aquitaine, 381 p.

RÜHL, W. 1982: Tar (extra heavy oil) sands and oil shales. — *Geology of Petroleum,* **6.** Stuttgart: Enke, 149 p.

SILVERMAN, S. R. 1978: Geochemistry and origin of natural heavy oil deposits. — *In:* CHILINGARIAN, G. V.—YEN, T. F. (eds) 1978: 7—24.

TEITZ, H. H.—YOUNG, F. G. 1982: Canadian hydrocarbon resource development up to the year 2000. — *Journ. Petrol. Geol.,* **4,** 4, 347—375.

VIGRASS, L. W. 1968: Geology of Canadian heavy oil sands. — *AAPG Bull.,* **52,** 10, 1984—1999.

32. AZ ÜLEDÉKKÉPZŐDÉSI RENDSZEREK REKONSTRUKCIÓJÁNAK ALAPELVEI

BALOGH KÁLMÁN, HAAS JÁNOS ÉS POGÁCSÁS GYÖRGY

32.1 A SZEDIMENTOLÓGIAI MODELL FOGALMA

A szedimentológus fő célja azoknak az üledékképződési rendszereknek a megállapítása, és a lényeges vonásokat kiemelő, modellszerű ábrázolása, amelyekhez vizsgálatának tárgyai tartoztak. A tapasztalati anyag tér- és időbeli változatossága következtében e modellek száma szinte végtelen. Egy részük — a korábbi fejezetek tanúsága szerint — az üledékképződés *részjelenségei*nek működését szemlélteti. Más részük pedig a részeredmények szintetizálását és a földfelszín nagy térségei üledékes folyamatainak átfogó értelmezését szolgálja. Ez a medenceanalízisnek nevezett szintetikus irányzat a szedimentológiai, ásvány-kőzettani, geomorfológiai, rétegtani, őslénytani, geokémiai és tektonikai módszerek együttes alkalmazásán alapul. Kibontakozását a földkéreg nagy üledékcsapdáiban folyó ásványi nyersanyag-, víz- és szénhidrogénkutatás egyre növekvő intenzitása ösztönözte. Sikereit a szeizmikus sztratigráfiai vizsgálatoknak az új szedimentológiai eredmények alapján történő kiértékelése tette teljessé. Megállapításainak lemeztektonikai csoportosítása az a vörös fonál, amelyet követve a földkéreg fejlődéstörténete rekonstruálható. A keresett ásvány- és fluidumtelepek elhelyezkedését és genetikáját is megvilágító modellek pedig azok sikeres feltárásának nélkülözhetetlen alapjai.

Ezeket a két- vagy háromdimenziós (térkép-, szelvény- vagy tömbszelvényszerű) modelleket úgy kell megalkotni, hogy az üledékes folyamatoknak az üledékanyag származását, szállítását és lerakódását felölelő mindhárom fő fázisáról kielégítő képet nyújtsanak. A leülepedési környezet közegén, annak fizikai, kémiai, biológiai sajátságain és mozgásállapotán kívül ábrázolniuk kell a lepusztulási terület minden lényeges ásvány-kőzettani, szerkezeti, geomorfológiai és éghajlati jellemzőjét, növénytakaróval borítottságát, a mállás és a szállítás módját, körülményeit, az üledékfelhalmozódás formáját és belső szerkezetét is. Az egyidejű földtani események e valószínű pillanatképeinek egymás mellé helyezése a földfelszín szélesebb területeinek ősföldrajzát világítja meg. Az események időbeli lefolyását pedig a különböző idejű modellek egymás fölé helyezésével lehet érzékeltetni.

32.2 AZ ÜLEDÉKES KŐZET FÁCIESE

A szedimentológiai modell felállítását az üledékes kőzet, ill. kőzetsor fáciesének (kifejlődésének) megállapítása teszi lehetővé. E szónak számos jelentése van. Leíró értelemben azon jellegek összessége, amelyek a kőzettestet más kőzettestektől megkülönböztetik. Genetikai értelemben pedig az üledék vagy üledéksor keletkezési feltételeit (körülményeit, környezetét) tükröző sajátságok összessége. Vonatkoztatható az üledék csak mikroszkóp alatt látható szöveti vonásaira *(mikrofácies);* az ásványos összetételt, a szemcsenagyságot, a rétegességi jellegeket és más üledékszerkezeteket azok szerves vagy szervetlen eredetére tekintet nélkül felölelő bélyegeire *(litofácies);* a test- és nyomfosszíliákat egyaránt felölelő ősmaradványtartalmára (*biofácies,* amit a rétegtani egységre, ill. az annak ökológiai környezetére szorítkozó, „fáciesjelző" ősmaradványok, flórák vagy faunák szerint neveznek meg); szabad szemmel látható szöveti–kőzetszerkezeti sajátságaira *(makrofácies);* valamely rétegtani egység kifejlődésére *(rétegtani fácies).* Használható a fácies szó az üledéksor mindezek összesítésével megállapítható, szűkebb keletkezési környezetének megjelölésére (*ökofácies;* pl. folyómedri, árapálysíksági, eolikus, litorális, sekélytengeri, mélytengeri, pelágikus fácies stb.).

Az üledéksor képződési helyének ősföldrajzi és paleotektonikai tartalommal is felruházott kifejezésére szolgáló fogalom a *geofácies* (pl. epikontinentális, molassz-, geoszinklinális vagy flisfácies stb.). Mivel az utóbbiak egyes üledékjegyei átfedhetik egymást, a geofáciesek felállításának helyessége tisztán üledéktani eszközökkel nem mindig dönthető el. A flisösszletek

32.1. táblázat. Az üledéklerakódási rendszerek és fáciesek áttekintése

Lerakódási rendszerek			Nagyobb lerakódási egységek
KONTINENTÁLIS	Sivatagok		Hideg és meleg, valamint edafikus sivatagok. Törmelékkúpok. Erg, vádi, ergszegély, dűne, dűneköz, playa, kemény kéreg. Draa.
	Alluviális hordalékkúpok		Fejcsatorna, proximális és disztális kúp, kúpfeletti területek.
	Alluviális síkságok és folyami hordalékkúpok		Elágazó, anasztomizáló meder, meander, parti gát, övzátony, morotva, ártéri síkság.
	Tavak, lápok, mocsarak		Sóstó. Mérsékelt övi, ill. trópusi rétegzett, glaciális, deltasíksági tó. Tavi terasz, tópart, parti lejtő, tómedence, tavi delta. Kőszénlápok. Oligo-, mezo- és eutróf tavak.
	Glaciális és periglaciális területek		Gleccser fölötti és alatti till, gleccserbelseji till. Moréna, kimosási kúp, eszker, glaciális tó.
TENGERPARTI ÉS SELF	Delták		Torkolati meder, árapálycsatornák, deltasíkság, deltahomlok, mögöttes mocsár és öböl, prodelta, deltalejtő, torkolati gát.
	Esztuáriumok		Tölcsértorkolati csatorna, szegélyi síkság, árvízi delta.
	Törmelékes partok		Sziklás, kavicsos, homokos part. Partközel, parttávol. Parti gát, lagúna, árapálysíkság, árapálykapu, árapálydelta. Parti dűne.
	Karbonátos és evaporitos part. Karbonátos selfek és medencék		Szebkha, algás marsh, árapálysíkság, lagúna, árapálydelta. Karbonát-platform és platformszegély, karbonátos zátony. Evaporitos medence; mélymedence.
	Törmelékes selfek és medencék		Árapály-, ill. időjárás-uralta self; árapály-lerakta alakzatok, homokgerincek és -hullámok, eltemetett medrek, suvadási karéjok, homokzátonyok.
ÓCEÁNI	Passzív szegélyek		Kontinentális lejtő és lábazat, mélytengeri síkság, vízalatti hordalékkúp, tengeralatti kanyon.
	Aktív szegélyek		Mélytengeri árok, szubdukciós övezet, települt medence, ív-előtti és ív-mögötti medence, hegyközi medence, szigetívek, tengeralatti hordalékkúpok, „kordillerák".
	Nyílt óceán		Abisszikus síkság, óceánközépi hátság és rift, hátsági lejtő, tengeralatti hegyek (guyot) és hegységek és azok lejtői.
VULKÁNI	Szárazföldi	vulkáni üledékes lerakódások	Tefra; hullott és áthalmozott agglomerátum- és tufatelepek; ártufák; ignimbritek, laharok. Diagenetikus kaolinit-, bentonit- és zeolittelepek.
	Víz alatti (tengeri)		Vízbe hullott és vízalatti kitörésből származó agglomerátum-, tufa- és tufitleplek; párnalávák; hidrotermális kova- és egyéb kiválások.

többsége pl. pelágikus közbetelepüléseket is tartalmazó mélytengeri (vagy legalábbis mélyvízi) zagyárüledék. Üledékbélyegeik egy része azonban a kontinentális, tavi, deltaelőtéri és a sekélytengeri szubtidális régióban is föllelhető (BALOGH 1973). Ezért az üledékek geofaciális jellege csak valamennyi üledékjegynek az ősmaradvány-tartalmat, az energiaviszonyokat, a vastagságot és az oldalirányú kiterjedést is mérlegelő, *mennyiségi* megoszlása alapján dönthető el (DŻUŁYŃSKI—WALTON 1965; HÁMOR 1983).

A *fácies* fogalma a svájci GRESSLYTŐL (1838) származik, aki az általa vizsgált kőzetek litológiai és őslénytani jellegeihez határozott környezeti értelmezést fűzött (pl. a korallos fáciesű mészkövet a litorális vagy sekélyvízi kifejlődés részének tekintette). Az eredetileg csak üledékes kőzetekre alkalmazott fogalomnak a magmás és az átalakult kőzetekre való kiterjesztésével született meg a *magmás*, a

vulkáni, metamorf és a *telérfácies* megjelölés. Gyakran a jellemző p/t-viszonyok között keletkezett ásványtársaságokat is *„ásványfáciesek"*-ként nevezik meg. Használják azonban e szót bizonyos képződési környezetek jellemző kőzettípusainak megjelölésére is (pl. „fekete pala fácies").

A fáciesek *terjedelme* meghatározó vonásaik számától és finomságától függ. Egyes fáciesek csak mm nagyságrendű réteglemezt, mások többféle fáciest összefoglaló, vastag rétegösszleteket jelentenek. Minden üledékgyűjtő olyan üledékcsapdának tekinthető, amelyben különböző rangú üledékfáciesek kapcsolódnak össze genetikailag. Ezek hierarchikus sora:

alfácies→fácies→makrofácies→fáciescsalád→megafácies.

E sor tagjait a tőlük balra levő tagok rendszere alkotja. A megafácies a legszélesebb — kontinentális, parti és sekélytengeri, mélytengeri — fácies-összefüggések kifejezője. A kontinentális megafácies pl. a folyóvízi, tavi, eolikus, glaciális fáciescsaládokat öleli fel. A folyóvízi fáciescsalád a vízfolyás szakaszjellege szerint bontható makrofáciesekre. A középszakasz jellegű folyók lerakódásai között a mederkitöltés, a parti gát, az azt áttörő árvízi csatornák, az övzátonyok és az ártéri síkság fáciesei különböztethetők meg. Ezek közül az övzátonyok fölfelé finomodó fáciesét vályúsan vagy párhuzamosan rétegzett, finomhomokos vagy iszapos alfáciesek építik fel (I. kötet, *5.5* és *5.33 ábra*).

A lerakódási környezetek rendszeréről a *32.1 táblázat* tájékoztat, leírásukat az I. kötet 5—10. fejezete tartalmazza. Ebbe a rendszerbe természetesen a mindenkori lepusztulási terület is beletartozik. A táblázatban közölt egységek üledékei igen különféle szempontok — de elsősorban mégis felhalmozódási alakzataik és azok belső szerkezete — szerint részletezhetők tovább. Az üledékek sajátságaiból a környezetre való visszakövetkeztetés csak a jelenkori környezetekben működő üledékképző folyamatok beható ismeretében, de az esetleges eltérések gondos mérlegelésével lehetséges. A fosszilis üledékek keletkezését a jelenkori lerakódási rendszerek standard fáciesmodelljeihez viszonyítva állapítjuk meg.

32.3 A FÁCIESELEMZÉS ÉS -ÉRTELMEZÉS ESZKÖZEI

32.31 TEREPI ÉS LABORATÓRIUMI TENNIVALÓK

Egy feltárás vagy mélyfúrás rétegsorának fácieselemzése, vagyis a rétegsort alkotó fáciesek nagyságrend szerinti elkülönítése azok litológiai sajátságainak rendszeres számbavételén, majd függőleges és horizontális szelvényekben való ábrázolásán alapul. Meg kell határozni ennek során az összletet alkotó kőzetek anyagát, színét, szagát és más feltűnő fizikai tulajdonságait, keménységét, ásványi és kémiai összetételét; el kell dönteni nevét, jelezni kell szervesanyag- és ősmaradványtartalmát, az ősmaradványok méreteit, eloszlását és elhelyezkedésének módját, az üledék redoxjellegét. Meg kell állapítani szöveti tulajdonságait (átlagos és legnagyobb szemcseméretét, osztályozottsági fokát, az osztályozottság változásának irányát, az alap- és a kötőanyag minőségét, a kötöttség mértékét, a porozitás jellegét és mértékét, a durvább szemcsék méretét, anyagát, alakját, koptatottságát, egymás közötti és a mátrixhoz viszonyított részarányát; különböző fajtáiknak a rétegsoron belüli megoszlását). Különös gonddal kell följegyezni a képződmény külső és belső szerkezetének szembeötlő jegyeit (a kőzettestek méretét, alakját, a rétegzés módját, a réteg- és lemezvastagságot, a hasíthatóságot, az alsó és felső réteglapi, valamint a deformációs szerkezeteket, a település módját, a diszkordanciákat, az eróziós és kemény felszíneket, az olisztosztrómákat és a bioturbációt). Meg kell állapítani a rétegsor esetleges ciklicitását, annak jellegét és nagyságrendjét, a paleoáramlási irányokat, fel kell jegyezni a vulkáni és más exotikus anyagok esetleges megjelenését. Figyelemmel kell lenni a rétegsor egészének vagy egy részének tektonikus vagy atektonikus zavaraira, a kőzetátalakulás diagenetikus vagy metamorf jellegére és annak fokára. Föl kell jegyezni a rétegsort alkotó kőzetfajták vastagságarányait, azok változását, a rétegek és rétegcsoportok kiékelődését. Megfigyeléseink lényegét megfelelő színes vagy fekete/fehér fényképekkel, rajzokkal, vázlatokkal kell dokumentálni.

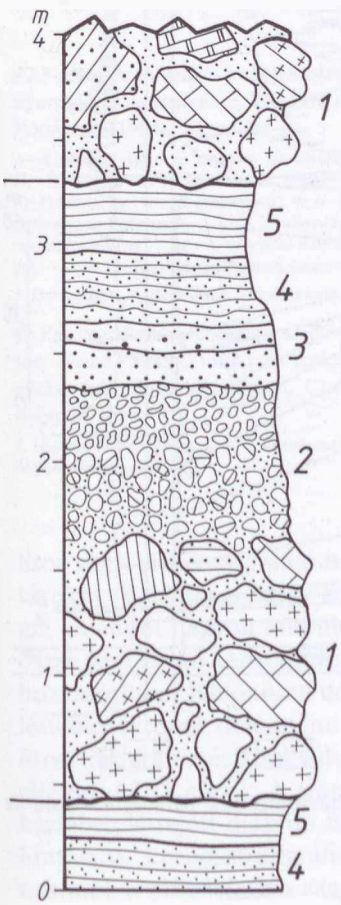
Megfelelő mintákat kell gyűjteni a kőzetek laboratóriumi vizsgálatához. Ez igen sokféle lehet. Irányulhat pl. az ásványos összetétel, a szemcsenagyság, a törmelékszemcsék, a nehéz- és könnyűásványok, a karbonátszemcsék, az alap- és kötőanyag, a makro- és mikrokémiai alkat, a fauna és flóra, a mikrofácies, az agyagásványtartalom, a kvarc folyadék- és gázzárványai, a vitrinitreflexió, az illit-kristályossági fok, a C_{org}- és bitumentartalom, a térfogatsúly, a porozitás és áteresztőképesség, a stabil izotóparányok, a földta-

ni kor, a paleomágneses jelleg stb. pontos meghatározására. Ezt a vizsgált üledéksor képződési körülményeinek összegző leírását szolgáló adatgyűjtést a környezeti folyamatok fizikai, kémiai és biológiai analógiák alapján történő kiértékelésével kell kiteljesíteni. Ezután kerülhet sor a környezetben keletkezett más üledéksorokkal, továbbá az olyan üledéksorokkal való összehasonlításra, amelyeket hasonló környezetben képződötteknek gondolunk.

Hangsúlyozzuk azonban, hogy *a laboratóriumi és kamerális* (irodai) *munkák eredményességét csak a rendszeres és körültekintő terepi anyagfeldolgozás s az egyedi vagy feltárásonkénti jelenségek folytatódásának térképi továbbnyomozása biztosíthatja.* Ez szolgáltatja ui. azt a tér- és időbeli — tehát földtani — keretet, amelybe valamennyi helyszíni és laboratóriumi adatunkat és ezekből levont következtetéseinket ellentmondás nélkül beleilleszthetjük. Az olcsó és nagy tömegben alkalmazható terepi módszerek elhanyagolása a vizsgálati anyag vagy feltárás megsemmisülése után többé már nem rekonstruálható földtani tények megállapításától foszt meg bennünket. Pontos megfigyelések viszont a költséges és időrabló laboratóriumi eljárások közül a valóban szükségesek kiválasztását teszik lehetővé. A terepi szedimentológiai teendők hazánkban még az eddiginél következetesebb alkalmazását sürgető elveit és nevezéktanát JÁMBOR (1965, 1970) állította össze. A laboratóriumi módszerek felhasználásáról a *MÁFI Módszertani Közleményei* (pl. TÓTHNÉ MAKK Á. 1985) tájékoztatnak. A terepi és laboratóriumi anyagfeldolgozás komplex alkalmazására s a nyert adatok kiértékelési lehetőségeire pedig többek között FÜLÖP (1975), HÁMOR G. (1983, 1985), JÁMBOR (1980), HALMAI *et al.* (1982), HAAS *et al.* (1984, 1988), HAAS (1989) munkái nyújtanak jó példát.

32.32 RÉTEGAZONOSÍTÁS FÖLDTANI ÉS LYUKGEOFIZIKAI MÓDSZEREK SEGÍTSÉGÉVEL

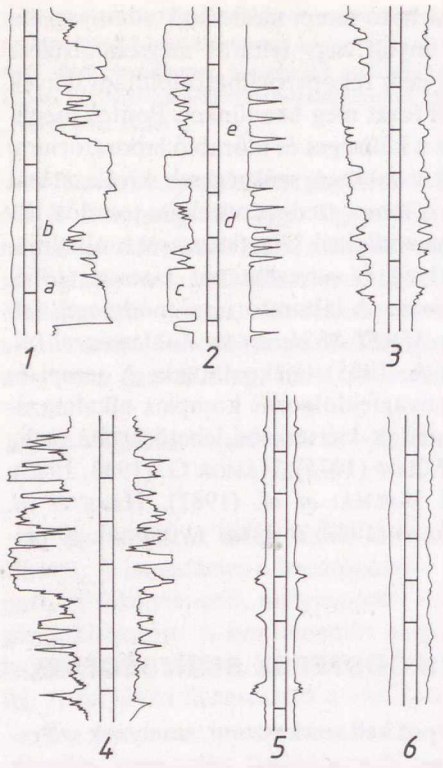
A terepi megfigyelések alapján a litológia, a szemcsenagyság, üledékszerkezet, ősmaradványok, áramlási adatok feltüntetésével az egész vizsgált rétegsorról olyan rétegoszlopot kell szerkeszteni, amelynek szélessége a szemcsézet durvaságával arányosan változik *(32.1 ábra)*. Ez később a laboratóriumi eredmények (pl. a karbonát-, földpát- vagy a nehézásvány-tartalom, a SiO_2/Al_2O_3 arány, az ősmaradvány-megoszlás) változásait feltüntető oszlopokkal, táblázatokkal, mélyfúrások esetén azok karotázsszelvényeivel egészíthető ki. A mélyfúrások magvétel nélküli szakaszainak anyagára és fáciesére a mélyfúrási geofizika erre alkalmas módszereivel lehet következtetni *(32.2 ábra)*.



32.1 ábra. Az alkotó szemcsék durvasága szerinti szélességű oszlopdiagram szerkesztése egy gravitációs üledékcsuszamlással létrejött, flis típusú üledékben

1. Durva konglomerátum és breccsa. — *2.* Finom konglomerátum. — *3.* Durva homokkő. — *4.* Finom homokkő. — *5.* Kőzetlisztes agyag(pala), fedőjében eróziós diszkordanciafelülettel.

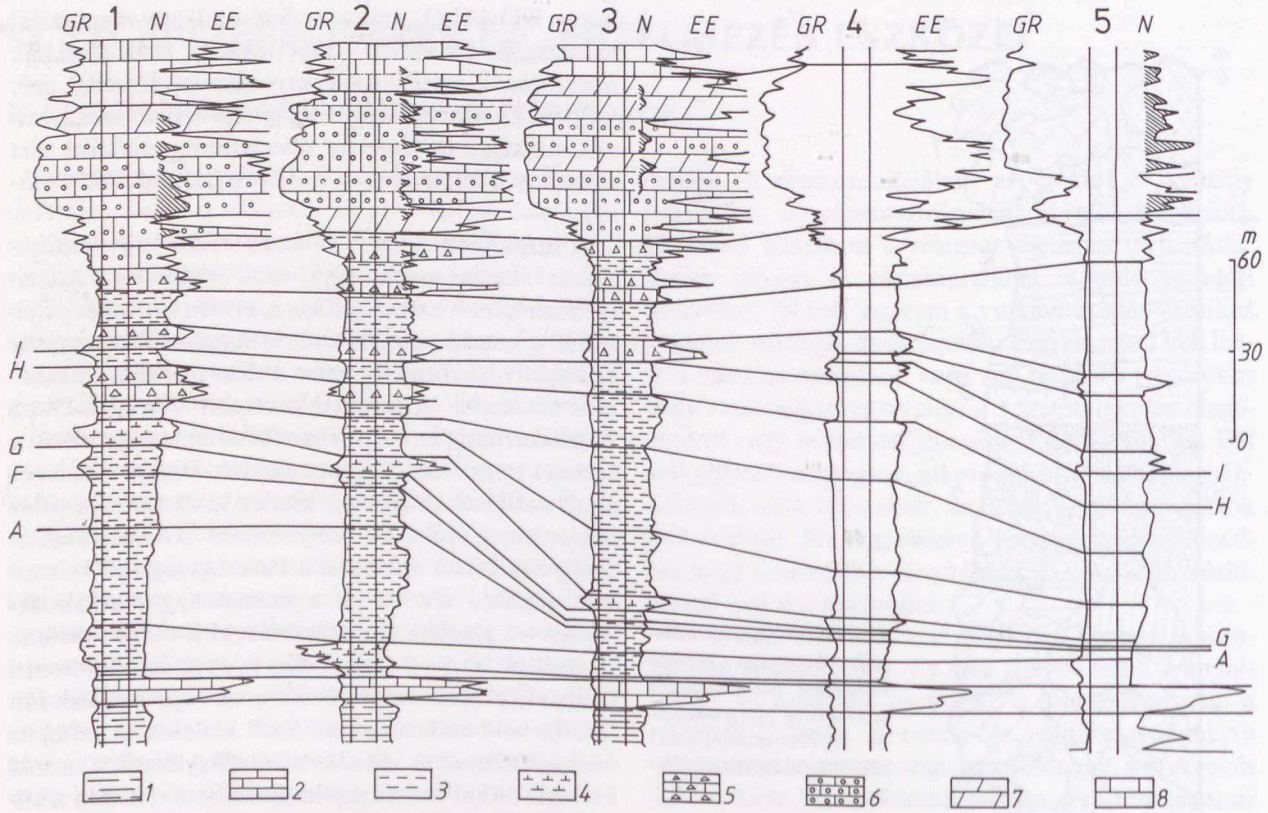
A megkülönböztetett fáciesek szám- vagy betűkódokkal ellátása megkönnyíti azok áttekintését. A fáciesek számának megállapítása azonban a kutatás céljától és a kutató szemléletétől is függő, többé-kevésbé szubjektív tevékenység; ezért abban mérsékletre tanácsos törekedni. A kellőnél kevesebb fácies felállítása ui. eltakarhatja a rétegsorban fennálló tendenciákat; a fáciesek nagy száma viszont akadályozhatja a hasznos általánosításokat. (Ezért a kezdeti részletezést későbbi összevonással célszerű „helyesbíteni".) Az áttekinthetőség érdekében ajánlatos a fáciesegységeket valamilyen rendező elv — pl. a szemcsenagyság-változás iránya — alapján fáciestársulásokká csoportosítani. Ilyenek pl. az 5—7 tagból álló és egymástól kimosási felületekkel elválasztott flisciklusok vagy a delták fölfelé durvuló makrofáciesei. Ezek kialakítása során az ősmaradványokra vonatkozó megfigyelések a tisztán litológiaiakkal tetszés szerint keverhetők, hiszen a közületek is részei a kőzet litológiájának. Helyesnek tűnik, ha a makroszedimentológiai megállapításokat a rétegtani egységekhez fűzzük, és ezekből kiindulva haladunk a finomabb részletek felé.



32.2 ábra. Alluviális, delta- és selfüledékek jellemző karotázsszelvényei a Gulf-coast (USA) környékéről FISHER *et al.* (1969) nyomán

Balról a gamma- vagy a saját potenciál- (SP), *jobbról* az ellenállás-görbék. A középső oszlop a mélységet jelzi 30 m-enként.

1. Folyóvízi fácies medri *(a)* és medren kívüli *(b)* üledékekkel. — *2.* Deltasíksági fácies medri *(c)*, mederközi *(d)* és lignit *(e)* rétegekkel. — *3.* Deltahomlok fácies a folyóág előnyomuló (durvuló) torkolati zátonyüledékeivel. — *4.* Egymásra halmozódó parti-gát üledékek. — *5.* Delta-előtéri (prodelta-) fácies. — *6.* Self-fácies.



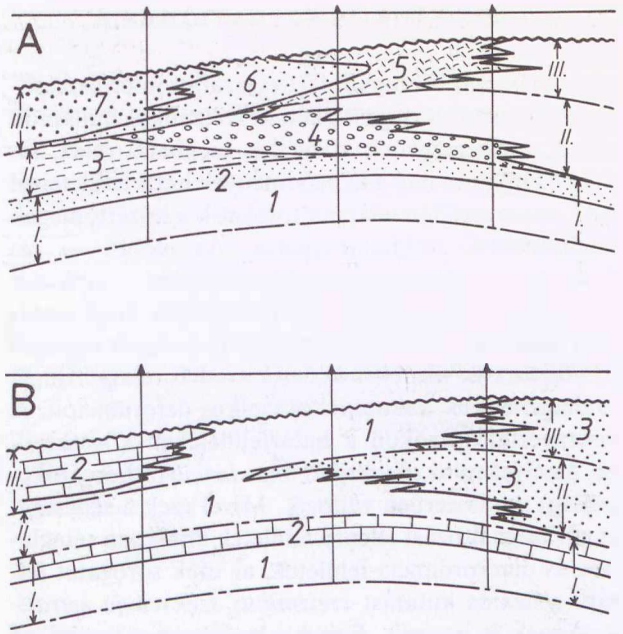
32.3 ábra. Példa a karotázsszelvények jellemző görbekiugrásainak (markereinek) alapján történő litosztratigráfiai párhuzamosításra az Illinoisi-medence (USA) alsó-karbon rétegeiből, SWANN—LINEBACK—FRUND (1965) nyomán

GR: A természetes gamma-, *N*: a neutron-, *EE*: az elektromos ellenállás görbe.

1. Agyagpala. — *2.* Vékonyrétegű mészkő. — *3.* Aleurolit. — *4.* Márga. — *5.* Tüzköves mészkő. — *6.* Ooidos mészkő. — *7.* Dolomit. — *8.* Mészkő.

Az egyes szelvényekből függőleges irányban kiolvasható környezeti változások oldalirányban a szomszédos földtani szelvények azonos anyagú, azonos — vagy legalábbis hasonló — szövetű, szerkezetű, vastagságú és ősmaradvány-tartalmú szakaszainak, ill. a karotázsszelvények kiugró értékekkel rendelkező „marker"-einek összekötésével *(32.3 ábra)* követhetők nyomon. Az eredmény a rétegsorok olyan litosztratigráfiai egységekre (formációkra és formációcsoportokra, ezeken belül esetleg rétegekre, szintekre) való bontása, amelyek elterjedése kőzetminőségük, vastagságuk, helyzetük, fáciesösszefüggéseik vagy más szempontok szerint térképen is feltüntethető.

A következő lépés a megkülönböztetett rétegtagok *időrend*jének és ezen keresztül a leülepedés, ill. üledékfelhalmozódás sebességének a megállapítása. Horizontális településű rétegsorokban ez az azonos mikro- vagy makrofáciesű, közel azonos vastagságú és követési távolságú szintek (markerek) összekötésével még össze nem függő feltárásokban (fúrásokban) is aránylag könnyű feladat. Ilyenkor ui. a réteghatárok párhuzamosak az időhatárokkal; át nem buktatott település esetén a fekvő réteg mindig idősebb fedőjénél, és ez biosztratigráfiai vagy radiometrikus bizonyítékokkal is alátámasztható. Nehézségek akkor támadnak, ha a

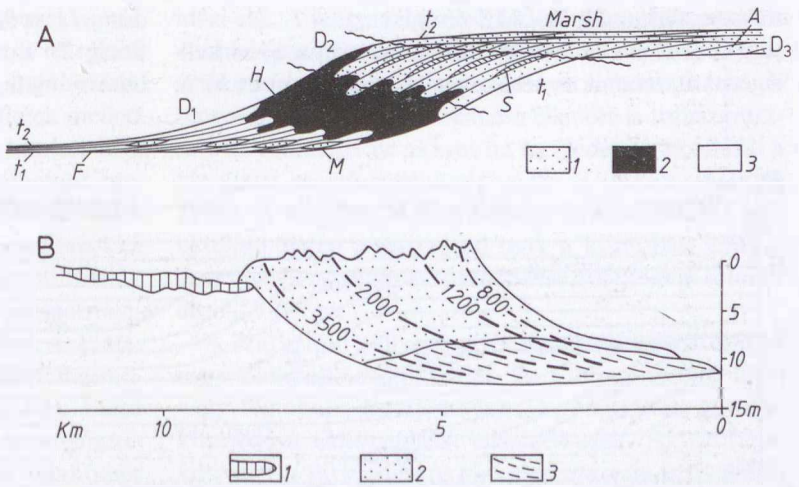


32.4 ábra. A bio- és kronosztratigráfiai (**A**), valamint a lito- és kronosztratigráfiai egységek (**B**) közötti összefüggések (POGÁCSÁS 1984a, b)

Az **A** ábrarész *1—7.* számai a biosztratigráfiai egységeket jelölik.

A **B** ábrarészen: *1.* Agyag. — *2.* Mészkő. — *3.* Homok.

A római számok mindkét ábrarészen a kronosztratigráfiai egységek sorszámai.



32.5 ábra. **A:** A selfről a mélymedence felé előnyomuló delta szelvénye, GALLOWAY (1975) és POGÁCSÁS (1984a, b) szerint

A = Kisméretű, lapos és csaknem sík rétegek (topsets). — D_1 = Deltalejtő. — D_2 = Deltahomlok. — D_3 = Deltasíkság. — F = Folyóvízi–tavi rétegek (bottomsets). — H = Meredek hajlású ferderétegek (foresets). — S = A deltahomlok felső részének suvadási sebhelyei. — M = A mélyvízbe lesuvadt üledéktömegek. — t_1 és t_2 = Egyidejű réteghatárok (izokrónok).

1. Durvaszemű, *2.* középszemű, *3.* finomszemű üledékek.

B: Egy regressziós dűnesziget szelvénye (Galveston Island, Texas, USA) az izokrón vonalak éveket jelentő számértékeivel, CURRAY (1969) nyomán.

1. Lagúna- és mars-üledékek. — *2.* Dűnchomok. — *3.* Tengeri homok és agyag.

lito- vagy biosztratigráfiai határok metszik az időhatárokat *(32.4 ábra)*, vagy ha nagyon eltérő vastagságú, valamint nagyon különböző fáciesű és egymással össze nem függő képződményeket kell egymással párhuzamosítani. Különösen delták és más meredek dőlésű üledéktestek dőlésmenti szelvényein szembeötlő a litosztratigráfiai és az egyidejűségi (izokrón) felületek eltérése *(32.5 ábra)*. A transz- és regressziók következtében létrejött diakrón üledéktestek tehát nem tekinthetők kronosztratigráfiai egységeknek. Ilyeneknek csak a mozdulatlan vagy csak lassan mozgó fluidumtestekből kihulló üledékek (pl. a mélyóceáni iszapok vagy a vulkáni porlerakódások) minősülnek.

A fúrási magok sorozatainak tanulmányozása közvetlen felvilágosításokkal szolgál ugyan a képződmények fácieséről és annak tér- és időbeli változásairól, ám nagyon költséges és hosszadalmas. Ezért a szénhidrogénkutatás — a selftengerekre is kiterjedő programokból kiindulva — a szárazföldi medencékben is a viszonylag olcsóbb szeizmikus sztratigráfia segítségével kívánja a földtani felépítésnek a kutatás eredményességét biztosító képét előállítani (POGÁCSÁS 1985).

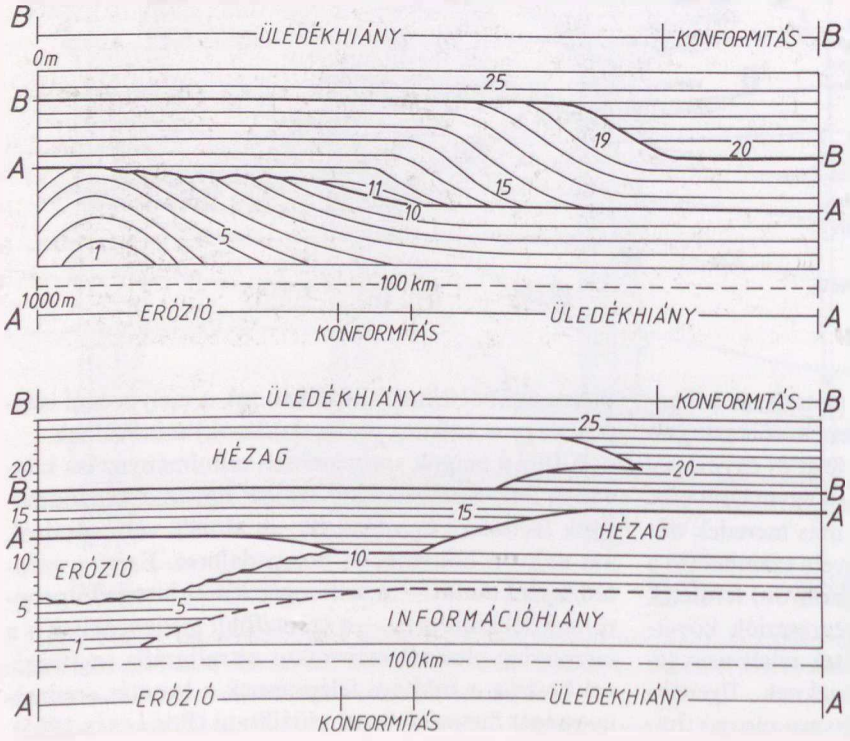
32.33 A SZEIZMIKUS SZTRATIGRÁFIA

Ez az immár több mint fél évszázados interdiszciplina részint a mesterségesen keltett szeizmikus hullámok terjedési sebességének közvetlen meghatározása, részint e hullámoknak a képződmények határfelületeiről való visszaverődése alapján törekszik a kőzettömegek szerkezetének meghatározására. Az előbbi — *refrakciós* — módszer a nagyobb, az utóbbi — *reflexiós* — eljárás pedig a kisebb kéregmélységek megkutatására alkalmas. A modern reflexiós szelvények egyszerre tükrözik az üledékes kőzetek eredeti rétegzettségét és diagenetikus, valamint tektonikus deformációit. A visszaverődés azokon a határfelületeken következik be, amelyeken az *akusztikus impedancia* (átbocsátóképesség) ugrásszerűen változik. Mivel ezek a sebesség- és sűrűségváltozást jelentő felületek általában réteglapok és diszkordancia-felületek, az ezek sorozatát feltáró reflexiós kutatást *szeizmikus szekvencia sztratigráfiá*nak is nevezik. Ennek alapföltevése szerint az egykori üledékfelhalmozódási felszínt képviselő réteglapok és diszkordancia-határok *csaknem izokrón* felületek. Nem izokrónok a fluidumhatárokról és a diagenezis során létrejött határfelületekről érkező reflexiók. Nem izokrónok továbbá azok a litosztratigráfiai felületek sem, amelyek deltákon, regressziós vagy transzgressziós sorozatokban az egyidejűségi felületeket elmetszve alakulnak ki *(32.5 ábra)*.

A szeizmikus reflexiók értelmezése során *a)* el kell végezni a szeizmikus szekvenciák (sorozatok) és *b)* a szeizmikus fáciesek analízisét, *c)* meg kell határozni a szeizmikus egységek időrétegtani helyzetét és ezzel a medencesüllyedés, ill. -feltöltődés történetét.

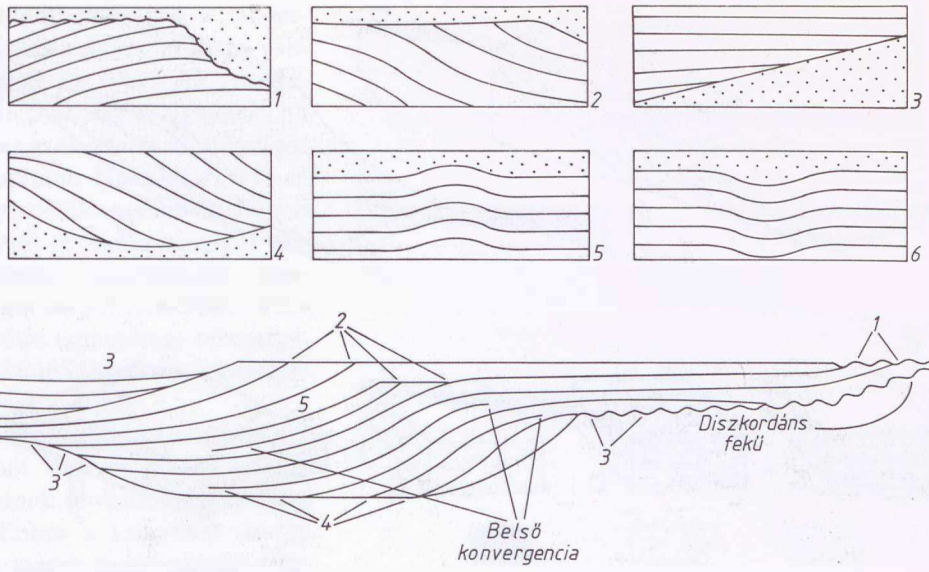
A szeizmikus rétegtani tagolás alapegysége az üledéklerakódási egységet (depositional sequence) képviselő *szeizmikus szekvencia*. Ez a genetikailag kapcsolódó rétegeknek olyan együttese, amelyet alulról és felülről szeizmikusan azonosítható és térképezhető diszkordáns vagy konkordáns felület határol (Mitchum *et al.* 1977). Az üledékfelhalmozódási egységet az alkotó rétegeknek a szeizmikus szelvényből meghatározható geometriai kapcsolata definiálja.

A konkordáns szekvenciahatárok közé zárt üledékfelhalmozódási egységek a határfelületeik kialakulásához szükséges időtartam alatt lerakódott üledékekből állanak. A konkordáns határfelületek menti üledékhiány nem mérhető. A diszkordáns határok közötti képződmények sora és a diszkordancia menti üledékhiány hossza ellenben az intervallumon belül helyről helyre változhat *(32.6 ábra)*. A felhalmozódási egységek határait szeizmikus szelvényeken a rétegek meg-megszakadó reflexiói alapján lehet azonosítani. [Az efféle, 1—10 millióéves sorozatokat nevezik Vail *et al.* (1977) harmadrendűeknek.] Konkordancia esetén a rétegek az üledéktestek határain négyféle módon: *1)* eróziósan megcsonkítva (erosional truncation), *2)* a tető felé felhajolva (toplap), *3)* a ferde határfelületen lépcsőzetesen ráékelődve (onlap), *4)* a



32.6 ábra. Fent: egy alján részben diszkordanciával és üledékhiánnyal, tetején nagyrészt üledékhiányos felülettel, mint izokrónokkal (*A* és *B*) határolt lerakódási sorozat

Lent: ugyanazon sorozat leülepedésének időbeli lefolyását szemléltető vázlat



32.7 ábra. A rétegeknek az üledéktestek határán való végződései és azoknak egy deltatesten való megjelenése MITCHUM *et al.* (1977) szerint

1. Eróziós megcsonkulás (erosional truncation). — *2.* Felhajló végződés (toplap és offlap). — *3.* Ráékelődés (onlap). — *4.* Lehajló végződés (downlap). — *5—6.* Konkordáns rétegek.

fekü felé lehajolva (downlap) végződhetnek. E végződések megállapítása az üledékképződés menetének rekonstruálására nézve alapvető *(32.7 ábra)*.

VAIL *et al.* (1977) azáltal, hogy a diszkordanciával határolt litosztratigráfiai egységeket nevezték szekvenciának, megfosztották a szekvenciát litosztratigráfiai tartalmától, és kronosztratigráfiai értelemmel ruházták azt fel. Az így definiált szeizmikus szekvencia szélesebb a „diszkordáns felülettel határolt rétegtani egység" korábban mások által javasolt fogalmánál. Megengedi ui., hogy a diszkordancia-felületek mellett szeizmikusan térképezhető, korrelálható konkordáns felületek is határolhassanak szeizmikus rétegtani egységeket. Ezáltal a folyamatos üledékfelhalmozódású, medencebelseji kondenzált rétegsorok is tagolhatókká válnak a szeizmikus felbontóképesség határain belül.

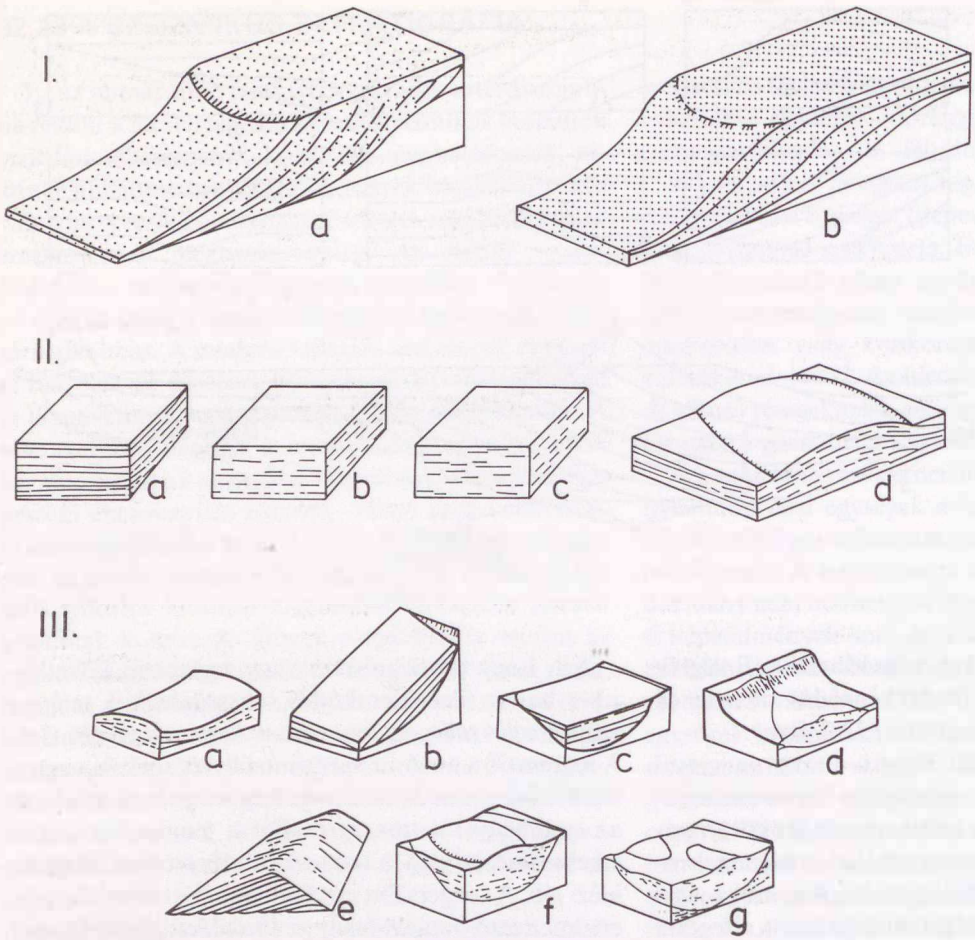
A *szeizmikus fáciesanalízis* a reflexiók geometriájának, erősségének, folyamatosságának, frekvenciájának, az intervallum-sebességnek, az üledékfelhalmozódási egységeket alkotó szeizmikus fáciesek külső alakjának, ill. társulásainak a vizsgálata és értelmezése. Ennek alapján lehet következtetni a lerakódási környezet litológiai és fáciesviszonyaira (az amplitúdó és a folyamatosság fajtája alapján pl. a lerakódási környezet energiaszintjére is: *32.8 ábra*).

Nagymértékben befolyásolja a víz energiaszintjét és a fáciesek eloszlását a tengerszintnek a kontinenshez viszonyított magassága. Ennek a partvonal helyzetét megszabó változásait a szárazföld vagy a tengerszint emelkedései vagy süllyedései idézik elő. A partvonalnak a szárazföld rovására való hátrálásakor *transzgresszió*ról, ennek ellenkezője esetén *regresszió*ról beszélünk. Mindkettő lehet helyi, regionális vagy a Föld egész felszínére szóló; létrejöttük különböző okokkal magyarázható.

Azt, hogy transzgresszió vagy regresszió következik-e be, az üledéklerakódás sebességének a tengerszintmozgás sebességéhez viszonyított aránya dönti el. A regresszió a tartós tengerszintsüllyedésnek és/vagy a lerakódási (lehordódási) sebesség megnövekedésének az eredménye; a transzgressziót a tengerszint tartós emelkedése és/vagy a lerakódási sebesség csökkenése idézi elő. A tengerszint emelkedésének transzgressziót eredményező hatását tehát az üledéklerakódás magas értéke leronthatja, és regresszióvá változtathatja. A tengerszint jelentős csökkenése ellenére is transzgresszió következhet be akkor, ha az üledék lerakódását a víz alatti erózió megakadályozza (CURRAY—MOORE 1964). A tengerszint állandósága és a beszállítás szünetelése esetén a partvonal csak a korábban lerakódott üledék eróziója és tömörödése alkalmával tolódik el *(32.9 ábra)*.

A szárazföld süllyedései és emelkedései tektonikus *vagy* kompakciós eredetűek, és többnyire csak helyi *vagy* regionális kiterjedésűek. A tengerszint globális kiterjedésű elmozdulásai eusztatikusak. Az utóbbiakat vagy a sarki jégsapkák keletkezése és leolvadása, vagy az óceánközépi hátságok növekedése és szétesése okozza. Az első esetben az óceáni medencék össztérfogata nem változik, csak a tengervíz tömege csökken, ill. nő. A második esetben az óceáni medencék térfogata fluktuál, a víz tömege változatlan marad.

A jégsapka-változások okozta *eusztatikus tengerszint-ingadozás* a mio–pliocén és a kvarter egész folyamán földtani értelemben igen gyors volt. A flandriainak nevezett utolsó transzgresszió pl. évente kb. 10 mm-nyi közepes tengerszintemelkedést okozott. Mivel ez az érték többszöröse az ülepedés átlagos sebességének, a jégsapkák egy részének leolvadása az ülepedési rendszerek legtöbbjének működését megzavarta.

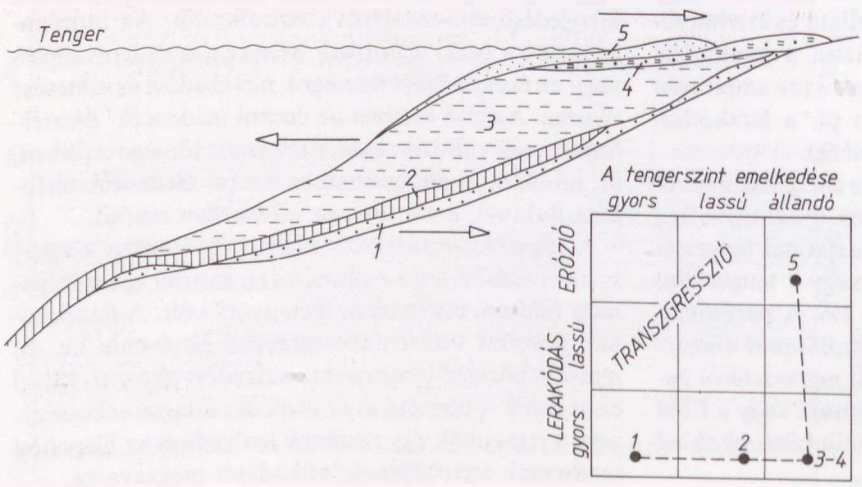


32.8 ábra. A főbb tengeri környezetek jellemző szeizmikus fáciesei SANGREE és WIDMIER (1977) nyomán

I. A selfszegély és a progradációs lejtő *a)* ferde, ill. *b)* szigmoidális kifejlődése.

II. A self szeizmikus fáciesei: *a)* Nagy amplitúdó és reflexió-kontinuitás (magas és alacsony energiaszintek váltakozása). — *b)* Kicsiny amplitúdó (azonos energiaszint). — *c)* Változó amplitúdó, kis fokú kontinuitás (változó energiaszint). — *d)* Változó amplitúdó és kontinuitás (nagy kiterjedésű alacsony domborzati forma).

III. A medencelejtő és a medencebelső törmelékes szeizmikus fáciesei:
a) Üledéklepel (kis energia). — *b)* Lejtőfront-kitöltés (kis energia). — *c)* Mélyedés-kitöltés (általában kis energia). — *d)* Hordalékkúp-lerakódás (nagy energia). — *e)* Üledékhát (változó energiaszint). — *f)* Törmelékhalom (nagy energia). — *g)* Kaotikus kitöltés (változó energiaszint).



32.9 ábra. A delta fattyúágának áthelyeződése után a delta üledékeinek eróziója és tömörödése folytán beálló helyi transzgresszió szelvénye és diagramja CURRAY—MOORE (1964) szerint

1. A tengeri transzgresszió talpi homok- és agyagrétegei. — *2.* A delta leguljának kőzetlisztes agyagrétegei. — *3.* A deltahomlok és prodelta ferderétegei. — *4.* A deltasíkság homok- és agyagrétegei. — *5.* A delta lepusztulásából származó homok.

A nyilak a partvonal-eltolódás irányait jelzik.

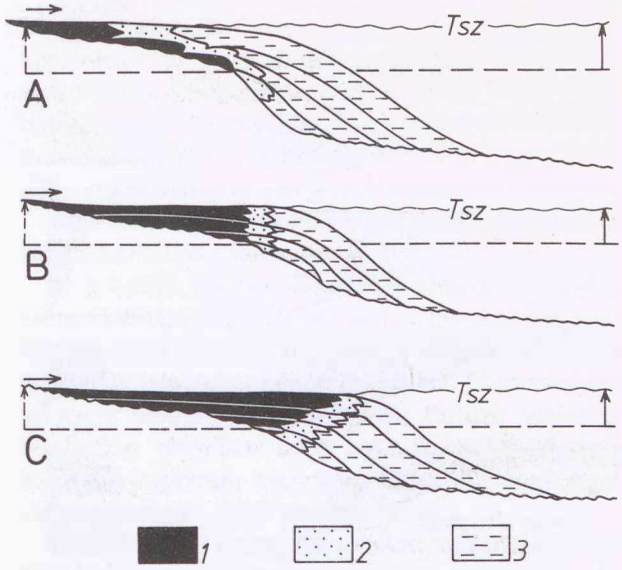
Az *eusztázia ok*ának megállapításához a tengermélység egyidejű ingadozásainak széles területen való lekötése és világméretű korrelálása szükséges. Az efféle vizsgálatok természetesen csak akkor sikeresek, ha az üledékfáciesek korát és az azok jelezte vízmélységet pontosan meg tudjuk állapítani. HALLAM (1981) és HAYS—PITMAN (1973) a mezozóikum ezen az alapon levezetett eusztatikus ciklusait az óceáni hátságok térfogatának olyan ingadozásaival magyarázták, amelyeket a földköpeny részleges megolvadásának változásai idéztek elő a szétterülés (spreading) sebességében. A kapcsolódó tengerszint-változások sebességét azonban csak 0,01 mm/évnek találták.

A szeizmikus egységek időrétegtani kapcsolatainak összehasonlító vizsgálatából VAIL *et al.* (1977) is a jelentős tengerszint-változások globális (eusztatikus) jellegére következtettek. Ehhez a kiékelődő (onlap típusú) partszegélyi üledékrétegek diszkordancia-felületeinek és fáciesviszonyainak elemzése útján jutottak. Közleményük, majd ennek némileg módosított változata (VAIL—TODD 1981) azt feltételezi, hogy az üledékgyűjtő medencék állandó, vagy fokozatosan változó süllyedési sebessége a medenceközép irányában nő. A medencébe szállított törmelék mennyiségét azonban időben állandónak vették, s az üledéklerakódás zónájának eltolódását kizárólag a vízszint-változás következményének tartották.

VAIL *et al.* (1977) szerint a tengerszint megemelkedésekor három eset lehetséges: *1)* Ha kevés terrigén anyag kerül a deltába, akkor annak fáciesei a szárazföld felé tolódnak el (*32.10 ábra:* **A**). —*2)* Ha a terrigén anyag mennyisége egyensúlyt tart a tengerszint emelkedésével, a delta fáciesei csak egymásra rakódnak, s a partvonal helyzete nem változik (*32.10 ábra:* **B**). — *3)* A terrigén anyagszállítás túlsúlya esetén a delta és a partvonal a tenger felé nyomul előre (progradál), a tenger viszont visszahúzódik (regredál: *32.10 ábra:* **C**).

A tengerszint változatlansága esetén a partokon felhajló rétegzés *(toplap)* alakul ki *(32.11 ábra: A)*. Ha a tartós transzgressziót rövid időre hirtelen tengerszint-süllyedés szakítja meg, akkor a *32.11 ábra B* részén feltüntetett kép alakul ki: az előnyomuló delta testét eróziós diszkordanciafelület osztja ketté, s a partra ráékelődő *onlap*-rétegek a tenger felé tolódnak el. Ha azonban a ferderéteg-sorozatok tenger felé tolódása eróziós letarolással társul, az viszonylag gyors tengerszint-süllyedést jelent *(32.11 ábra: C)*.

A szeizmikus szelvények eusztatikus tengerszint-változásra utaló struktúráinak és a hozzájuk tartozó tengerszint-változási tendenciáknak egy másik gyűjteményét VAIL és TODD (1981) nyomán a *32.12 ábra* mutatja be. Ennek **A** része olyan tengeri regressziót ábrázol, amelynél a vízszintsüllyedés sebessége kisebb vagy azonos a medencesüllyedés sebességével. Az *on-*



32.10 ábra. Deltaalakulás a tengerszint (Tsz) emelkedése esetén, VAIL *et al.* (1977) nyomán

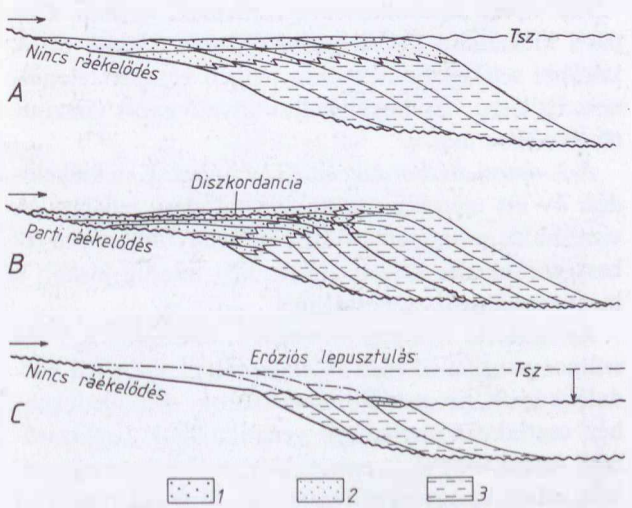
A = Kismértékű terrigén anyagszállítás: transzgresszió. — B = Kiegyensúlyozott terrigén anyagszállítás: állandó partvonal. — C = Erős terrigén anyagszállítás: regresszió.

A parti rétegek mindhárom esetben ráékelődő (onlap) jellegűek.

1. Nem-tengeri parti üledékek. — *2.* Parti üledékek. — *3.* Tengeri lerakódások. — A szaggatott vonal a tengerszint kiinduló helyzetét, a nyíl a tengerszint viszonylagos emelkedésének irányát jelzi.

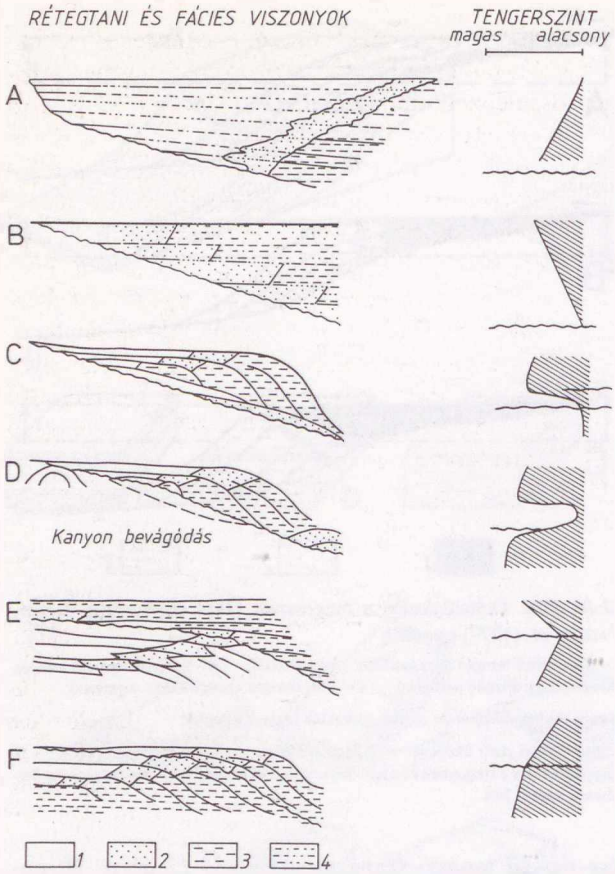
lap-típusú tengeri transzgresszió (*32.12 ábra:* **B**) eusztatikus vízszintemelkedést (esetleg stabilizálódott vízszintet) jelez. Az alluviális síkság üledékeire hézaggal települő mélyebb-tengeri képződmény a tengerszint gyors emelkedésére utal (*32.12 ábra:* **C**).

Az *1. típusú diszkordancia* esetében (*32.12 ábra:* **D**) a parti kiékelődés öve a tenger felé nyomul előre, a



32.11 ábra. A deltatest alakulása a tengerszint tartós változatlansága esetén *(A)*, tartós transzgressziót követő időleges, de gyors tengerszint-süllyedést követően *(B)*, ill. a tengerszint fokozatos mélyülése *(C)* alkalmával, VAIL *et al.* (1977) szerint

1. Partvidéki, nem-tengeri üledékek. — *2.* Tengerparti lerakódások. — *3.* Tengeri üledékek.



32.12 ábra. Eusztatikus tengerszint-változások értelmezése a diszkordanciák, a rétegesség minősége és a fáciesmegoszlás alapján, VAIL és TODD (1981) nyomán

A: tengeri regresszió parti ráékelődéssel; a vízszint csak lassan süllyed.

B: tengeri transzgresszió parti ráékelődéssel; a vízszint a medence süllyedése ellenére emelkedik.

C: Az alluviális üledékekre tengeri üledékhézaggal települő mélyebb-tengeri képződmény gyors tengerszint-emelkedést jelez.

D: Az 1. sz. diszkordancia-típus kanyonbevágódással a medencesüllyedés mértékét meghaladó tengerszint-csökkenésre utal.

E: A 2. sz. diszkordancia-típus a lassú tengerszint-csökkenés utáni tengerszint-emelkedés jelzője.

F: A 3. sz. diszkordancia-típus, amelyet a ráékelődési öv kismértékű visszahúzódása jellemez, a lassú tengerszint-süllyedés gyorsabbá válásáról tanúskodik.

1. Alluviális síkság. — *2.* Alacsony tengerszint. — *3.* Neritikus üledék. — *4.* Tengeri agyagpala.

korábban lerakódott selfüledékekbe kanyonok vágódnak be, a mélységi üledékekre pedig deltaképződmények települnek. Az ilyen diszkordancia a medencesüllyedés mértékét meghaladó eusztatikus vízszintsüllyedést jelez.

A *2. típusú diszkordancia* esetében (*32.12 ábra:* **E**) a parti kiékelődés öve a szárazföld felé tolódik el. A korábbi selfképződményekre tengeri rétegek települnek. Ez lassú vízszintsüllyedést követő gyors vízszintemelkedésre utal.

A *3. típusú diszkordanciát (32.12 ábra:* **F**) a kiékelődési öv kis mértékű tenger felé tolódása jellemzi. A vízszint kis sebességű csökkenését nagyobb mérvű sebességcsökkenés követi, de ez még mindig kisebb a medencesüllyedés sebességénél.

Az izokrón felületekről érkező reflexiókat a Föld számos pontján sikerrel alkalmazták pl. víz alatti hordalékkúpok, progradáló üledéksorok, deltaüledékekhez csatlakozó turbiditek genetikájának tisztázásához. Annál több vitát váltott ki VAILéknak az a javaslata, amely az egymástól távol eső, fúrásokkal még fel nem tárt üledékes medencék pusztán szeizmikus mérésekre alapozott rétegtani korrelációját indítványozta. A VAIL-féle előfeltételek teljesülésének hiánya ui. a tengerszint-ingadozások mértékének és időtartamának megállapítását hibákkal terhelheti. A VAIL által vázoltaknál bonyolultabb feltételek esetén is sikerrel alkalmazható rekonstrukciós eljárások viszont — alapadataikkal és alapszelvényeikkel együtt — a nagy kőolajkutató vállalatok féltve őrzött titkai közé tartoznak.

Ezért a *32.13* és *32.14 ábra* annak csak elvi lehetőségét mutatja be, hogyan lehet a rétegtani szelvény **(A)** egységei alapján előbb időrétegtani vázlatot **(B)**, majd regionális parteltolódási **(C)**, valamint eusztatikus tengerszint-változási görbét **(D)** szerkeszteni. Ez persze csak ott sikerülhet kifogástalanul, ahol a part aggradációjában tükröződő relatív tengerszint-emelkedés rétegről rétegre halad, tehát ahol a kiékelődő (onlap) rétegek párhuzamosak egymással.

Az eusztatikus szintingadozásoknak a fanerozóikum kezdetéig visszanyúló diagramja *(32.15 ábra)* a VAIL-féle 2. rendű, „fűrészfogas" görbén kívül annak a kaledóniai–varisztikus, ill. alpid tektonizmus hatását szemléltető, 1. rendű burkológörbéjét is feltünteti. A 2. rendű görbe szerint a kréta végén a tengerszint 350 m-rel volt magasabb a mainál. Legmélyebb volt a helyzete a középső-oligocénben (−250 m), a felsőmiocénben (−200 m), valamint a zechsteinban és a júra elején (−150 m). Más időszakokban a tengerszint általában a mainál magasabb volt.

Az 1. rendű görbe lényegében az óceánközépi hátsá-

gok térfogatváltozásait tükrözi. Ciklusainak kezdete a kontinenseknek a kambrium kezdetén, továbbá a triász–júra idején bekövetkezett széttöredezésével esik egybe. A középső-krétabeli nagy transzgressziók az Atlanti-óceán déli részének felnyílásával függhetnek össze. Ezt ui. a toleiit-intrúziókkal tűzdelt közép-atlanti hátság forró és emiatt kisebb sűrűségű övezetének izosztatikus kiemelkedése kísérte. Ez viszont az óceáni medence térfogatának csökkenését és a tengerszint emelkedését eredményezte.

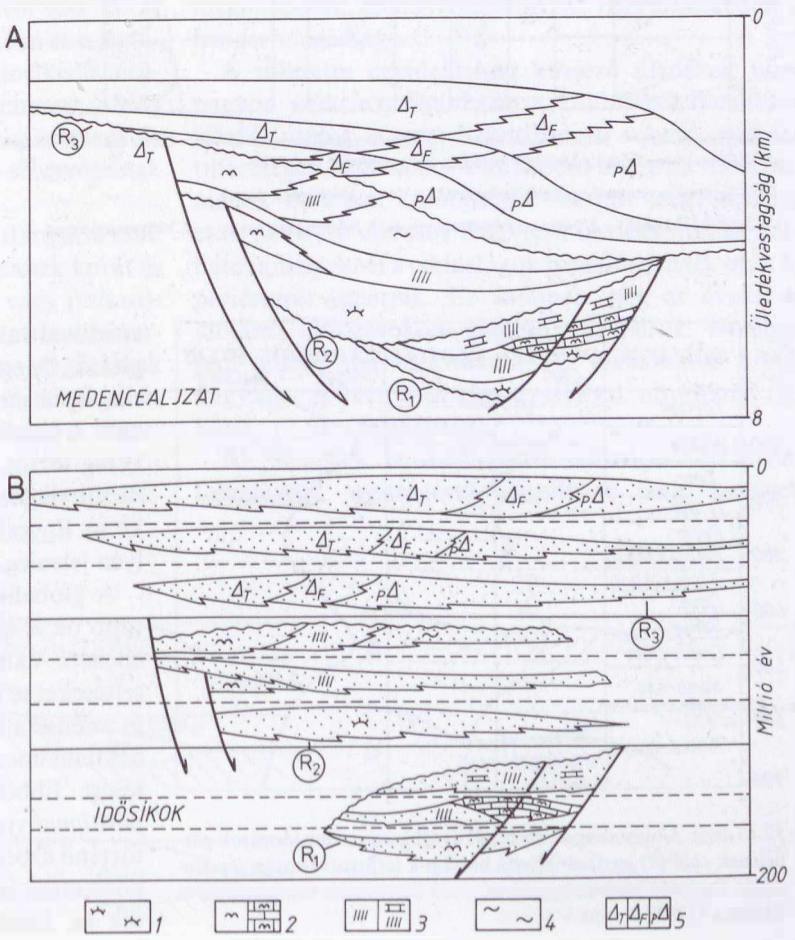
A 2. rendű ciklusok meghatározott tektonikai eseményekkel való kapcsolatának kimutatására idáig csak kevés helyen került sor. Egyes üledékes nagyciklusokkal való kapcsolatuk azonban nyilvánvaló. A magas tengerszintek pl. a karbonát-platformok, az alacsonyak a törmelékes üledékek képződésének kedveztek. A magas tengerszintű korokat a sekélytengeri üledékek, a tengerszint nyugalmi szakaszait a delták széles elterjedése jellemzi. A tengerszint mély helyzetei alkalmával a mélytengeri hordalékkúpok váltak gyakoribbakká. HOUTEN—PURUCKER (1984) szerint a glaukonitképződésnek a kambrium/ordovícium határára és a felső-krétára eső maximumai a fanerozóikum magas tengerszintjeivel esnek össze. A glaukonit (és a foszforit) képződésének valóban a törmelékes üledékképződés háttérbe szorulása az egyik feltétele. A középső-paleozóikumban és a paleogénben fölerősödött mállás, amely előmozdította a tengeri foszfát- és kovadúsulásokat, VALETON (1983a, b) szerint a tengerszint nagy emelkedéseivel van kapcsolatban.

Az eusztatikus tengerszint-ingadozások globális korrelációjának legkritikusabb pontjai:

a) A közölt vízszint-változások mérete — a lemeztektonikai eseményektől és a sarki jégsapkákban lekötött víz mennyiségétől függően — néhány dekaméter és néhány száz méter között ingadozik. Ezzel szemben az egyes üledékgyűjtő medencék változó sebességű tektonikus süllyedése több km-t is kitehet. A helyi hatás nagyságrendje tehát jóval nagyobb, mint a regionális korrelációt ígérő globális hatás.

b) A globális korrelációt az adott medencébe szállított üledékanyag mennyiségének — éghajlati és ősföldrajzi változások, folyótorkolatok áthelyeződése miatti — időbeli változása is megnehezíti.

c) Kifogásolható a VAIL-féle 2. rendű görbék „fűrészfogas" jellege is, mert ez a vízszint-emelkedést folyamatos, a vízszintsüllyedést pedig pillanatszerű eseményként tünteti fel. A tengerszint süllyedésének



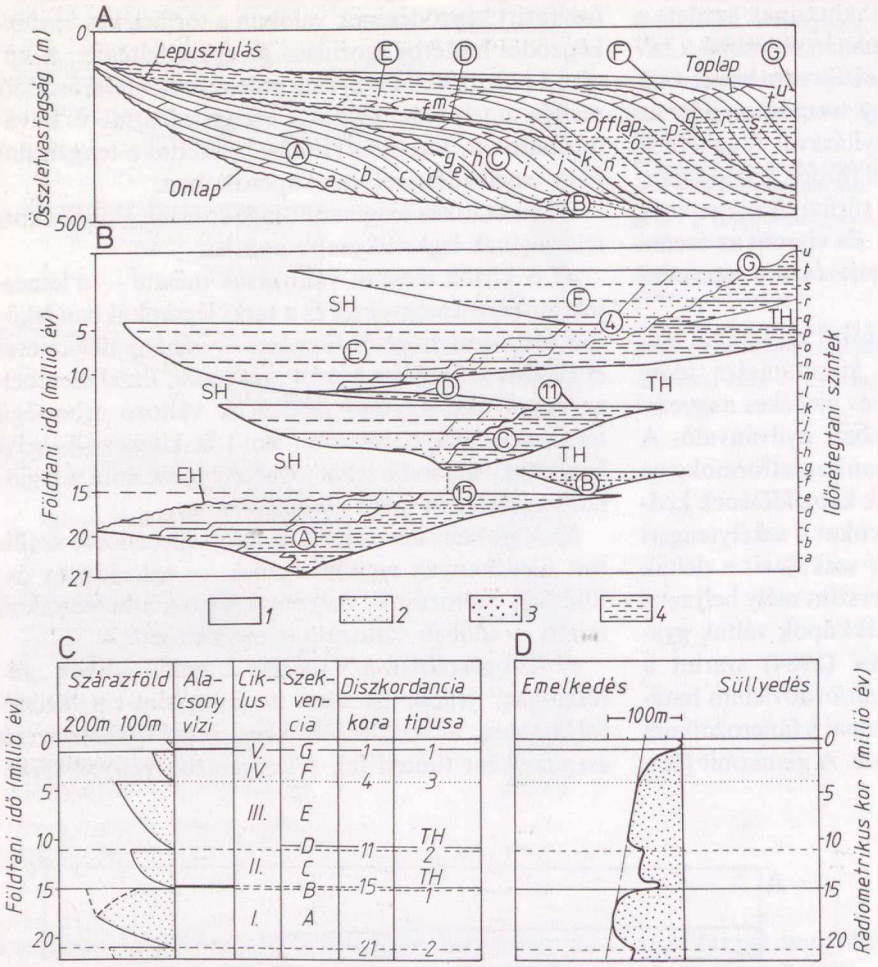
32.13 ábra. Az üledékfelhalmozódás történetének és fáciesviszonyainak rekonstruálása a szeizmikus szelvény (**A**) szekvenciáinak a földtani időértékekhez illesztése (**B**) alapján, HUBBARD *et al.* (1985) szerint

1. Szárazföldi üledékek. — *2.* Tengerparti képződmények. — *3.* Selfüledékek. — *4.* Mélyvízi lerakódások. — *5.* Deltaüledékek.

Δ_T = deltaháttér. — Δ_F = deltafront. — $p\Delta$ = deltaelőtér (prodelta).

R_1, R_2, R_3 = regionális reflexiók, ill. regionális diszkordancia-felületek.

A szekvenciahatárokat folytonos vonalak, a homorú siklási felületű lisztrikus vetőket nyíllal ellátott vonalak jelzik.

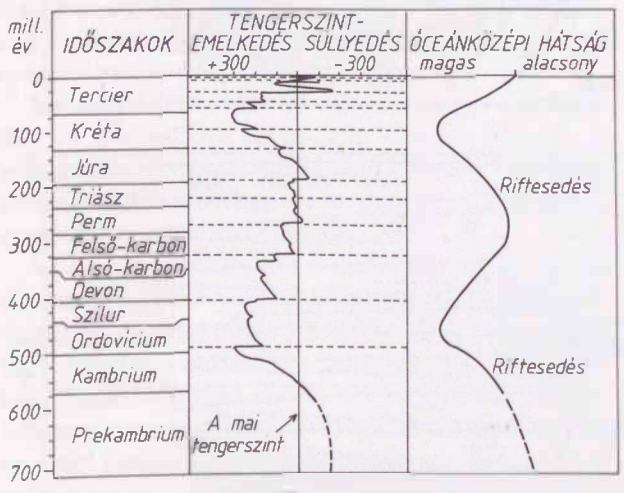


32.14 ábra. Regionális parteltolódási és eusztatikus tengerszint-változási diagram szerkesztése a diszkordanciák, a parti és a tengeri ráékelődések, ill. a fáciesviszonyok alapján, VAIL és TODD (1981) nyomán

A: Rétegtani szelvény. — **B:** Időrétegtani vázlat. — **C:** A parti ráékelődés mérete m-ben. — **D:** Az eusztatikus tengerszintváltozás görbéje a medencesüllyedés mértékének (ferde egyenes) tekintetbe vétele után.

A—G: Szeizmikus rétegtani egységek (szekvenciák). — *a—u:* Időrétegtani szintek.

1. Alluviális lerakódás. — *2.* Neritikus képződmények. — *3.* Sekélytengeri agyag. — *4.* Mélytengeri agyag.



32.15 ábra. A másodrendű eusztatikus tengerszint-ingadozások görbéjének *(balról)* az óceánközépi hátságok térfogatváltozási tendenciáját ábrázoló görbével *(jobbról)* való összevetése SHANMUGAM és MOIOLA (1982) szerint

erózióval való társulása zavarja az időtartam megállapítását. Megterhelődésükre és lepusztulásukra a selfszegélyek megfelelő izosztatikus mozgásokkal reagálnak. A kontinentális táblák riftesedése a kontinentális kéreg tartós lehűlését, besüllyedését és a tengerszint viszonylagos emelkedését eredményezi. Ennek mértéke az Egyesült Államok K-i, passzív kontinensszegélyén jelenleg > 10 mm/1000 év (vagyis > 10 bubnoff).

A globális sztratigráfián alapuló korrelációt tehát több ok is korlátozza (POGÁCSÁS *et al.* 1988). Ennek ellenére VAIL és *munkatársai* figyelemre méltó erőfeszítéseket tettek a medencealjzat tektonikus süllyedése és az eusztatikus vízszint-változások által vezérelt üledékfelhalmozódás szeizmikus értelmezésének fejlesztésére. Ebből különösen az egyidejű fáciessorok *(depositional system tracts)* szeizmikus reflexiók alapján történő azonosítása, azok egyidejűségének bio- és kronosztratigráfiai adatokkal való alátámasztása emelkedik ki. Ezzel ui. a medencefeltöltődés menetének a

fáciesösszefüggéseken túlmutató, koronkénti tér/idő viszonyait is föl lehet tárni (VAIL—HARDENBOL 1979; HARDENBOL *et al.* 1981; VAIL—TODD 1981; VAIL *et al.* 1982; HAQ *et al.* 1987; VAIL 1988; VON WAGONER *et al.* 1988). Munkájuk elismerését jelenti az a vita is, amelyet a Nemzetközi Geológiai Unió (IUGS) Nemzetközi Rétegtani Osztályozási Albizottsága (ISSC) a szeizmikus rétegtani egységek önálló osztályozási és nevezéktani rendszerének a Nemzetközi Rétegtani Irányelvek *(International Stratigraphic Guide)* közé való felvételére kezdeményezett. Ez a javaslat a kodifikált szeizmikus rétegtani egységek helyét egyelőre a diszkordanciákhoz kapcsolódó, de kevésbé ismert osztályozási egységek között jelöli ki.

32.34 A SÜLLYEDÉSI ÉS LEÜLEPEDÉSI SEBESSÉG MEGHATÁROZÁSA

Az üledékes fáciesek fennmaradását és megőrződését leginkább az üledékgyűjtő medencék süllyedésének mértéke biztosítja. A medencesüllyedésnek felsőköpeny- és alsókéreg-folyamatokra visszavezethető, *aktív* részét természetesen el kell különíteni annak a rétegterhelés és az abból származó izosztatikus reakciók okozta, *passzív* részétől. Ez különösen azoknál a 200 m-nél mélyebb részmedencéknél fontos, amelyeket fokozott mértékben töltenek meg az előnyomuló üledékrendszerek. Ezek végső üledékvastagságainak jelentős hányada az üledékterhelés okozta izosztatikus süllyedésből ered *(32.16 ábra)*. Az üledékes medencékben ismételt szintezési és feszültségmérési műveletek alapján megállapított jelenkori süllyedési sebességek mértéke 0,3—2,5 mm/évet, a jelenkori emelkedések sebessége pedig 0,2—12,6 mm/évet tesz ki. A nagyobb értékeket az aktív orogén övekben és a jégtakarók leolvadása után izosztatikusan emelkedő területeken (I. kötet: *10.5 ábra*) mérték. SCHUMM (1963) szerint a tektonikai emelkedések mértéke mintegy 8-szor nagyobb a lepusztulás maximális sebességeinek átlagánál.

A süllyedési sebesség közvetett meghatározása csak akkor lehetséges, ha a vizsgált üledékfáciesek korát és leülepedési mélységét szedimentológiai vagy (mikro)paleontológiai bizonyítékok alapján pontosan ismerjük (VAN HINTE 1978). Az üledékvastagságot csak folytonos ülepedésű, sekélyvízi eredetű üledékeknél és csak a tömörödés számításba vételével lehet a süllyedéssel azonosítani.

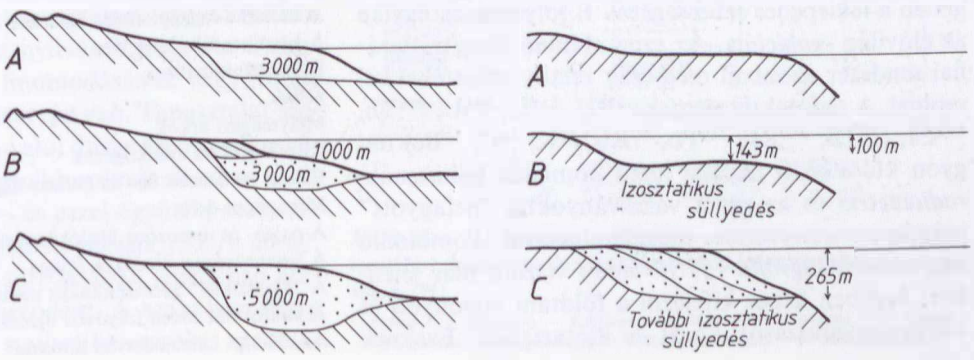
A leülepedési sebesség meghatározását az üledéknek a leülepedési időtartam alatti részleges eróziója és a leülepedés utáni kompakciója bonyolítja. Ezért a rövid *(t)* idejű V lerakódási sebességet meg kell különböztetni a hosszú ($t' \gg t$) idejű tiszta (nettó) lerakódási sebességtől (V'):

$$V' = T/t', \qquad (32.1)$$

ahol T a tömörödött (szilárd) üledék vastagsága (PERRIER—OUBLIER 1974). A t' idő vagy radiometrikusan vagy őslénytanilag határozható meg. A rövid idő alatt kialakuló üledékvastagság meghatározására szolgáló terepi módszerek közül kiemeli LEEDER (1982) a folyóvízi ártereken és az árapálysíkságokon jól bevált módszert. Eszerint az üledékhenger felszínét szilikaporral vonják be, majd két esztendő múlva kiemelik, és megállapítják, mennyivel csökkent vagy növekedett a henger magassága.

A tökéletes egyidejűséget kifejező üledékek köre nagyon szűk; azt leginkább a különböző fácieseket lefedő, utólag át nem halmozódott, vékony vulkáni tufarétegek képviselik. A lerakódás abszolút időtartamának litológiai különbségek szerinti megállapítása csak az olyan ciklusos felépítésű üledéksoroktól várható, amelyeknél a ciklustagok ismétlődésének okát és periódusát ismerjük. Ez azonban még az évszakos időjárás-változásokon alapuló varvpárok esetében sem teljesül maradéktalanul. Az elkövethető hibák nagysága a periódusok nagyságával növekszik (II. kötet, 17.211. fejezetrész).

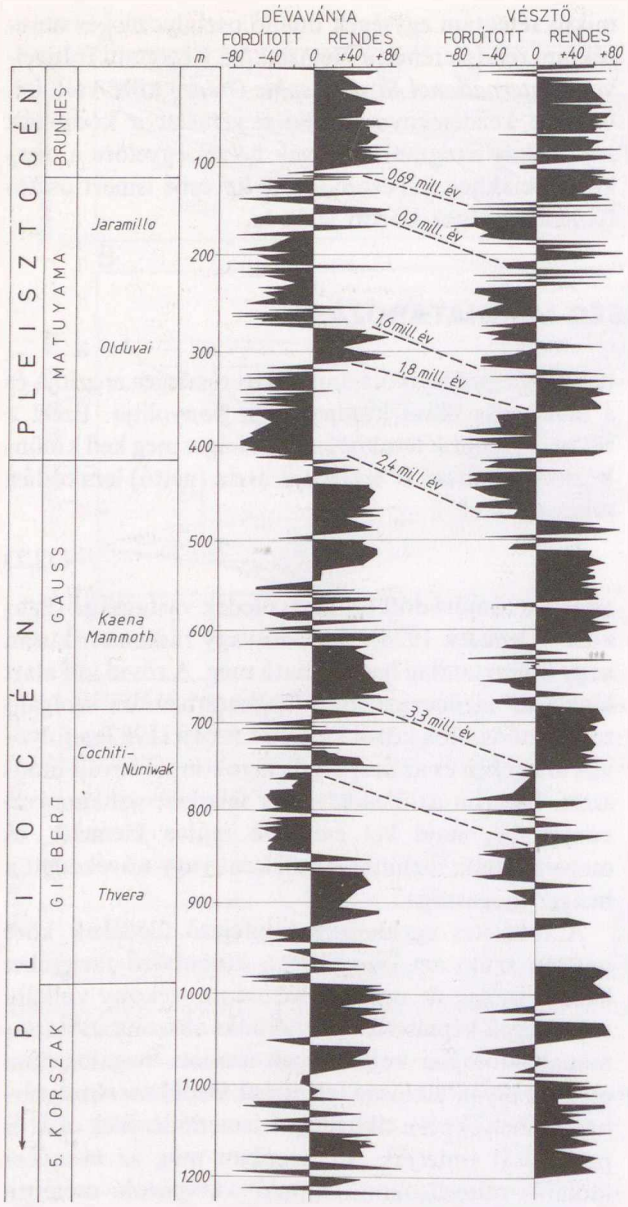
Az üledékek lerakódásához szükséges idő olyan folyamatok segítségével állapítható meg, amelyek



32.16 ábra. Balról: Egy kezdetben 3 km mélységű medence tengeri üledékképződésével kapcsolatos izosztatikus süllyedés vázlata

Jobbról: 100 m-nyi eusztatikus tengerszint-emelkedés további 43 m izosztatikus süllyedést eredményez. Ezt az üledékterhelés 265 m-re növeli

Mindkét ábra MATTHEWS (1974) nyomán.



32.17 ábra. A Dévaványa-I. *(balról)* és a Vésztő-I. sz. alapfúrás *(jobbról)* pliocén és pleisztocén üledékei paleomágneses szelvényeinek párhuzamosítása RÓNAI (1985) nyomán

nyoma föllelhető az üledékekben, ám sebességük független a leülepedés sebességétől. E folyamatok egyike az élővilág *evolúciója*. Az ezen alapuló biosztratigráfiai rendszer azonban még csak relatív időértékekkel szolgál. A radioaktív elemek (^{238}U, ^{235}U, ^{234}U, ^{232}Th, ^{231}Pa, ^{230}Th, ^{226}Ra, ^{210}Pb, ^{87}Rb, ^{40}K, ^{14}C, ^{10}Be) nagyon különböző felezési idejű bomlását felhasználó *radiometria* és az ezt a vasásványokba „befagyott" mágneses irányváltás megállapításával kombináló *magnetosztratigráfia (32.17 ábra)* viszont már jelenkori években képes kifejezni a földtani viszonyok és környezetváltozások korát és időtartamát. Ezeknek

32.2. táblázat. Példák a különböző jelenkori fáciesekben folyó leülepedés sebességére (cm/1000 év) OLSEN (1978) adatai alapján

Kontinentális fáciesek	
Tőzeglápok	150—550
Tavak	100—400
Folyami árterek	450—900
Kontinensperemi fáciesek	
Árapálysíkságok	1000—2000
Deltá k	1000—45 000
Tölcsértorkolatok	100—780
Sós marsh-ok	200—650
Evaporitos zárt öblök (Kara-Bogaz)	500
Öblök, lagúnák, tengerágak	300—600
Sekélytengeri fáciesek	
Beltengerek	1—40
Sziliciklasztos selfek	0—400
Korallzátonyok	33—4000
Algazátonyok	200—700
Foszforittelepek	2000—4000
Mélytengeri fáciesek	
A kontinentális lejtő lába	6,8
Mélytengeri kovaiszapok	0,5—2
Mélytengeri karbonátos iszapok	1—4
Mélytengeri „vörös agyag"	0,1—0,4
Mélytengeri Mn-gumók és -kérgek	0,0003

az „abszolút" számértékeknek a rétegoszlopokon való feltüntetése nagymértékben növeli azok értékét. A mérési és értelmezési hibákból eredő bizonytalanságok ellenére ui. a földtani idők nagyságához képest elfogadhatóan jellemzi a felhalmozódási sebességet.

32.3. táblázat. A felhalmozódási sebesség átlagos értéke (mm/1000 év) különböző tektofáciesű területek konszolidált üledékeiben SCHWAB (1976) és FÜCHTBAUER (1988) adatai alapján

Mészmentes abisszikus síkságok	0,7
Mélytengeri meszes üledékek	5
Epikontinentális medencék	11
Miogeoszinklinálisok	22
A Bahama-hátság tercier üledékei	23
A kontinentális lejtő lába	28
Eugeoszinklinálisok	34
Selfek	36
Mélytengeri árkok	113
Riftvölgyek és aulakogének	169
Előtéri medencék flis- és molasz-üledékei	186
Mississippi-delta	200
A paleo- és mezozóos üledékösszletek átlaga	200
A fekete-tengeri üledékek átlaga	200
A „klasszikus" geoszinklinális medencék	219
A kaliforniai eocén folyóvízi üledékei	500
Az elő-alpi „alsó édesvízi molassz"	550

Ennek értéke azt fejezi ki, hogy bizonyos környezetben 1000 év alatt hány mm (1 millió év alatt hány m) vastagságú *szilárd üledék* képződik. Ez a konszolidált üledékekre érvényes — SERGE VON BUBNOFFról elnevezett, és ezért *B*-vel jelölt — mérőszám jóval kisebb, mint a hasonló eredetű, de nagy porozitású fiatal üledékek szedimentációs sebessége *(32.2 táblázat)*. Az utóbbiak felhalmozódási sebességét csak vastagságuknak a porozitásuk arányában való csökkentése után lehet az idősebb üledékekével összevetni. A csökkentés homokoknál 45%, az agyag- és mészíszapoknál 70%. A felhalmozódási sebességek fordítva arányosak az átfogott időtartammal. Ennek az az oka, hogy a hosszabb időtartamokra eső üledékszünetek száma és hosszúsága nagyobb, mint a rövidebb időtartamokban tapasztalhatóké. A felhalmozódási sebesség átlagos értéke a leülepedési környezet függvénye *(32.3 táblázat)*, de még ezen átlagok körül is szélsőségesen ingadozhat. Ezenfelül — a három nagy óceán harmad- és negyedidőszaki üledékeinek, valamint az észak-atlanti krétának a tanúsága szerint — a felhalmozódási sebesség jelentékeny időbeli változásoknak is alá van vetve (VALETON 1983a). Ezeket egyrészt a kontinentális klíma változásainak, másrészt a glaciális tengerszint-ingadozásoknak az üledékbeáramlásra gyakorolt hatása okozza.

32.35 AZ ÜLEDÉKEK CIKLICITÁSA

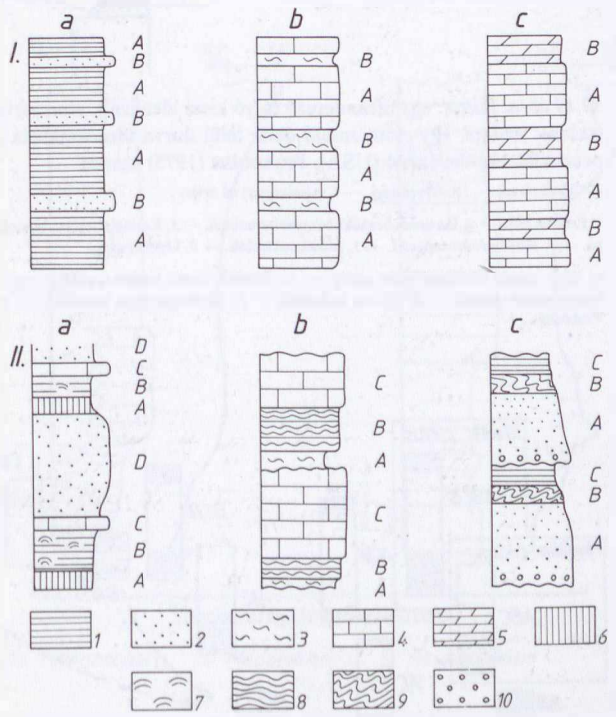
32.351 Definíciók. Az üledékképződést meghatározó tényezők jelentős része többé-kevésbé szabályos periódusokban ismétlődik. Ennek következtében a rétegsorokban egyes kőzettípusok többszöri visszatérése figyelhető meg. *Ritmusos* rétegződésről (ritmusos rétegsorról) akkor beszélünk, ha a rétegsor két kőzettípus *(A* és *B)* váltakozásából épül fel *(AB, AB, ... AB; 32.18 ábra: I)*. *Ciklusos* rétegsor esetében három vagy több kőzettípus ismétlődik bizonyos szabályszerűség szerint (pl. *ABC, ABC, ... ABC;* vagy *ABCB, ABCB, ... ABCB; 32.18 ábra: II*). E definícióból következően a ciklus fogalma szélesebb a ritmusénál. A ritmus olyan ciklusnak tekinthető, amelynek csak két tagja van. Sajnos, a ritmus és a ciklus fogalmának a fenti definíció szerinti alkalmazása nem egységes az irodalomban, és korábban e fogalmakat egyenrangú szinonímákként kezelték (BALOGH K. 1975).

A ciklusok jellemző, jól definiálható sajátságokkal rendelkező elemekből — ciklustagokból — épülnek fel. A ciklusok és ciklustagok megkülönböztetésének természetesen a WALTHER-féle fáciesszabályra kell támaszkodnia: csak olyan fáciestípusok települhetnek közvetlenül egymásra, amelyek egymás mellett is kialakulhatnak. A ciklusok felépítése lehet szimmetrikus (pl. *ABCBA*) vagy aszimmetrikus (pl. *ABCDE*). A ciklicitás törmelékes kőzetek esetében leggyakrabban szemcseméret-változásban nyilvánul meg. Az aszimmetrikus ciklusok fölfelé finomodásának vagy fölfelé durvulásának fáciesjelző szerepe van. Tapasztalat szerint a kisciklusok között az alul durva szemcsenagyságúak a gyakoribbak. Nagyciklusoknál ellenben a réteg- vagy padvastagság — és ezzel együtt a szemcsenagyság is — sokszor fölfelé növekszik *(32.19 ábra)*.

A ciklus a ciklustagok sorozatában jelentkező szabályszerű ismétlődés kifejeződése. A szabályszerűség felismerése azonban már statisztikai analízis eredményeként leszűrt absztrakció. A megfigyeléstől az absztrakcióig vezető út állomásait a következő fogalmak jelzik (DUFF *et al.* 1967; DŻUŁYŃSKI—WALTON 1965):

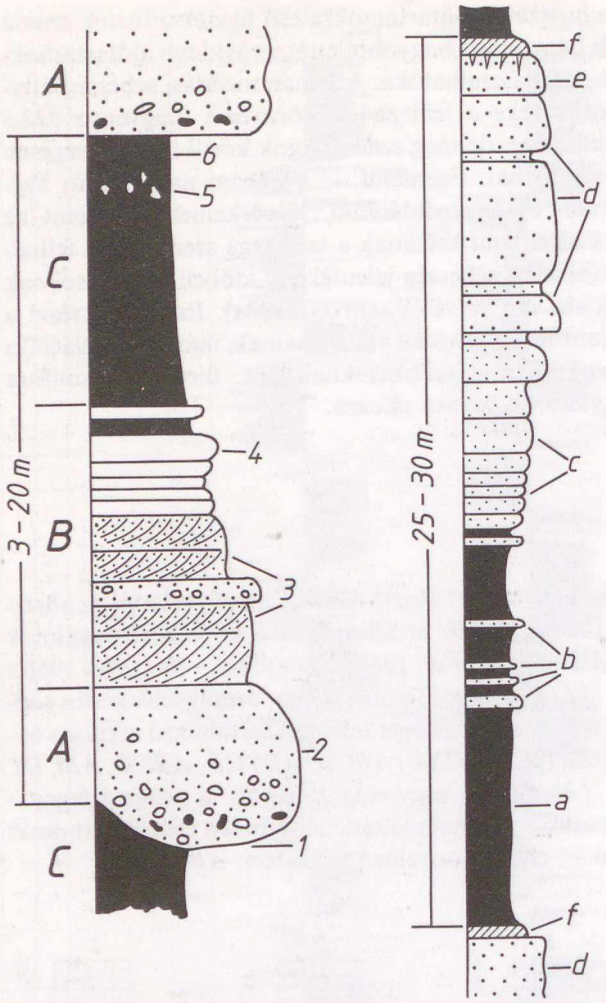
(1) Valóságos (reális) *ciklus:* megfigyelés során rögzített, minden réteget (elemet) tartalmazó ciklusos sorozat (pl.: *ABCXD, ABCD, ABYCD, ABCD, ABCD*).

(2) Tipikus vagy *modális ciklus:* a rétegsor leggyakoribb — de nem feltétlenül minden elemet tartalmazó — ciklusa (az előző példában: *ABCD*).



32.18 ábra. Két kőzettípus ismétlődéséből álló ritmusos *(I)*, ill. legalább három kőzettípus váltakozásával jellemzett ciklusos rétegsorok *(II)*

1. Agyag. — *2.* Homokkő. — *3.* Márga. — *4.* Mészkő. — *5.* Dolomit. — *6.* Kőszén. — *7.* Lumusella. — *8.* Algaszőnyeg. — *9.* Konvolút rétegek. — *10.* Konglomerátum.



32.19 ábra. Balról: egy meanderező folyó kissé idealizált, alul durva ciklusa; *jobbról:* egy előnyomuló delta felül durva üledékciklusa a pennsylvaniai devonból (USA), PETTIJOHN (1975) szerint

A = Mederfenék. — *B* = Övzátony. — *C* = Folyópart és ártér.

1. Eróziós talp. — *2.* Kavicsos homokkő intraklasztokkal. — *3.* Keresztrétegzett homokkő. — *4.* Hullámfodros aleurit. — *5.* Mészkonkréciók. — *6.* Gyökérszint.

a) Sötét színű, hasítható palás agyag. — *b)* Gradált durva aleurit (turbidit). — *c)* Vékonyrétegű aleurit. — *d)* Durva homokkő. — *e)* Gyökérnyomos homokkő. — *f)* Vaskiválás.

(3) Ideális vagy *modell-ciklus:* a rétegsor ciklusainak elemzése alapján felállított elméleti ciklus, amely a ciklusos folyamat egészét leírja.

A *valóságos* ciklusok tagjai közül az ideális ciklus egyes elemei hiányozhatnak. Ezzel szemben a valóságos ciklusokban olyan elemek is előfordulhatnak, amelyek az ideális ciklusban nem szerepelnek, mert a ciklusos folyamatnak nem jellemző, kivételes elemei. Ilyenek az epizodikus üledékképződési események során létrejövő rétegek (pl. a viharüledékek vagy tempesztitek).

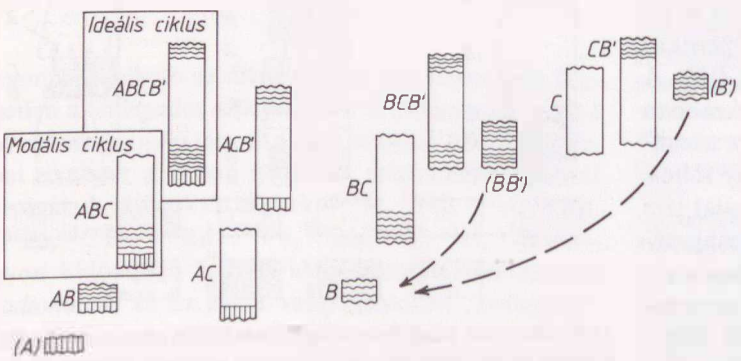
A *modális* ciklus kijelölése általában statisztikai analízissel történik. Ennek során a valóságos ciklusokat összetételük szerint osztályozzák, majd meghatározzák az egyes osztályok gyakoriságát. A modális ciklust a leggyakoribb összetétel adja *(32.20 ábra)*.

Az *ideális* ciklus meghatározásához jelentős segítséget nyújthat a ciklustagok egymásra következésének valószínűségét vizsgáló MARKOV-analízis (SCHWARZACHER 1975; VISTELIUS 1980). Ennek módját a *32.4 táblázat* szemlélteti. A táblázat *A)* része a vizsgált rétegsor betűjelekkel ellátott kőzetváltozatai fölfelé haladva megfigyelt, közvetlen érintkezéseinek számát tünteti fel. *B)* része pedig a ciklustagok előfordulási valószínűségének, valamint az egymásra következés gyakorisági mátrixának az *A)* táblázatrész alapján kiszámított értékeit tartalmazza. A ciklusmodellt ezen értékek nagyság szerinti rendezése adja.

32.352 Osztályozás. A ciklusok tér- és időbeli kiterjedésük, valamint genetikai jellegeik alapján osztályozhatók. A RUCHIN (1958) által ajánlott vastagsági osztályozás szerint:

a) igen vékony, mm nagyságrendű, kéttagú ritmusok vagy *mikrociklusok* (pl. glaciális szalagos agyagok),

b) közepes vastagságú, cm–dm nagyságrendű *mezociklusok* (pl. fliscsiklusok), továbbá



32.20 ábra. A Lofer-ciklusok elméleti változatai

(Az egymástól meg nem különböztethető változatok zárójelben vannak.)

32.4. táblázat. Egy hat ciklustagból álló rétegsor MARKOV-analízise*

A) A ciklustagok fölfelé haladó egymásra következésének megfigyelt száma

	A	B_1	B_2	B_3	C	D	Összeg
A	—	1	0	3	0	0	4
B_1	0	—	2	2	0	0	4
B_2	0	0	—	6	0	0	6
B_3	0	1	1	—	3	7	12
C	0	0	0	0	—	3	3
D	3	2	3	1	0	—	9
Összeg	3	4	6	12	3	10	38

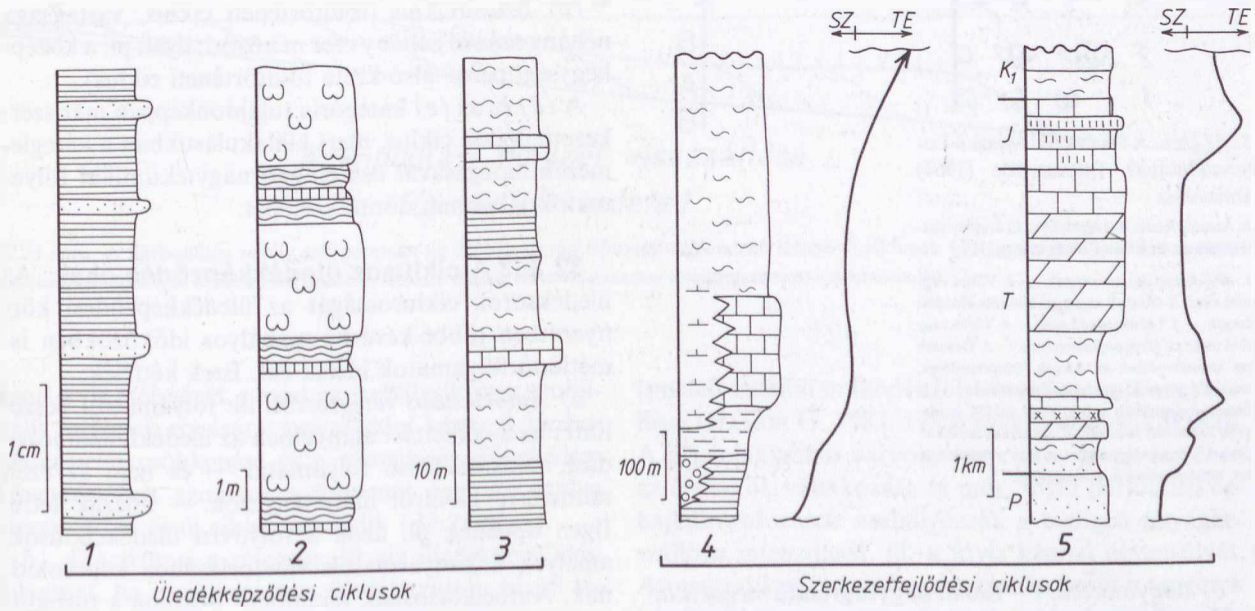
B) A ciklustagok előfordulásának valószínűsége és egymásra következésük gyakorisági mátrixa

	—	0,08	0,10	0,31	0,08	0,26	0,99
A	—	0,25	0	0,75	0	0	1,00
B_1	0	—	0,5	0,5	0	0	1,00
B_2	0	0	—	1,0	0	0	1,00
B_3	0	0,08	0,08	—	0,25	0,58	0,99
C	0	0	0	0	—	1,00	1,00
D	0,33	0,22	0,33	0,11	0	—	0,99

C) A valószínű modell-ciklus tehát:

$$B_2 \rightarrow B_3 \rightarrow D \rightarrow B_2$$
$$A \rightarrow B_1 \rightarrow B_2 \rightarrow A$$

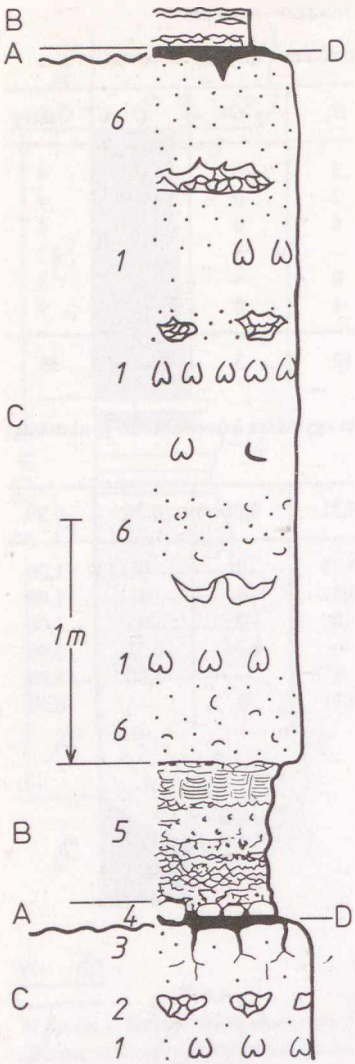
* TILL (1974) nyomán.



32.21 ábra. A ciklusok méret szerinti osztályozása

SZ: Szárazföld. — *TE:* Tenger.

P: Perm. — *T:* Triász. — *J:* Jura. — K_1: Alsó-kréta.



32.22 ábra. A Dachsteini Mészkő Lofer-ciklusának FISCHER-féle (1964) ábrázolása

A: Árapály feletti, **B:** árapályközi, **C:** árapály alatti üledékek; **D:** Eróziós diszkordancia.

1. Megalodontida átmetszetek. — *2.* Vörös vagy zöld színű **A**-szintbeli anyaggal kitöltött oldódási üregek. — *3.* Lefelé terjedő erek. — *4.* Vörös vagy zöld mátrixú alapkonglomerátum. — *5.* Dolomitos algaszövedékek és -kérgek, iszaprepedések, száradási pórusok, igen kevés ősmaradvány. — *6.* Ősmaradványokban a **B** szintnél sokkal gazdagabb kalkarenit és kalcilutit; magasabb rendű algákkal, *Megalodontidákkal* és más puhatestűekkel, tüskésbőrűekkel, onkoidokkal.

c) nagyméretű, 1—100 m nagyságrendű *megaciklusok*

különböztethetők meg.

EINSELE—SEILACHER (1982), ugyancsak vastagság szerint, a következő kategóriákat különíti el:

1. varv méretű lamináció,
2. réteg méretű ritmusok és ciklusok,
3. terepi méretű üledékes ciklusok,
4. makrociklusos rétegsorok (mega- és szuperciklusok).

A ciklusképződés időtartamát veszi figyelembe VAIL *et al.* (1977) és HAQ *et al.* (1987) osztályozása. Eszerint az elsőrendű vagy szuperciklusok 10^8—10^9, a másodrendű vagy megaciklusok 10^7, a harmadrendűek 10^6, a negyedrendűek pedig 10^4—10^5 év időtartamúak. Az ennél rövidebb időtartamú ciklusokkal ez az osztályozás nem foglalkozik.

Az említetteken kívül számos más rendszerezési kísérlet látott még napvilágot. Ezek vagy a térbeli, vagy az időbeli kiterjedést, vagy a genetikát veszik alapul, ill. ezeket kombinálják. Részletesebb áttekintésüket BENKŐ (1985, pp. 79—110) állította össze. Mindezek alapján, de a hazai előzményeket is figyelembe véve, a szedimentológiai gyakorlat számára a következő osztályozás és terminológia javasolható *(32.21 ábra)*.

(a) Ritmusos laminit (vastagsága mm nagyságrendű; ilyen pl. az alginit).

(b) Ritmusos, ill. *ciklusos rétegköteg* (vastagsága dm–m nagyságrendű, a ciklustagok rétegek; ilyen pl. a Dachsteini Mészkő Lofer-ciklusa: *32.22 ábra*).

(c) Ciklusos rétegcsoport (vastagsága 10—100 m; egy ciklustag több rétegből is állhat; ilyenek a kőszénformációk telepes ciklusai).

(d) Megaciklus (üledéktani nagyciklus, vastagsága néhány száz m; ilyen pl. a bakonyi szenon összlet).

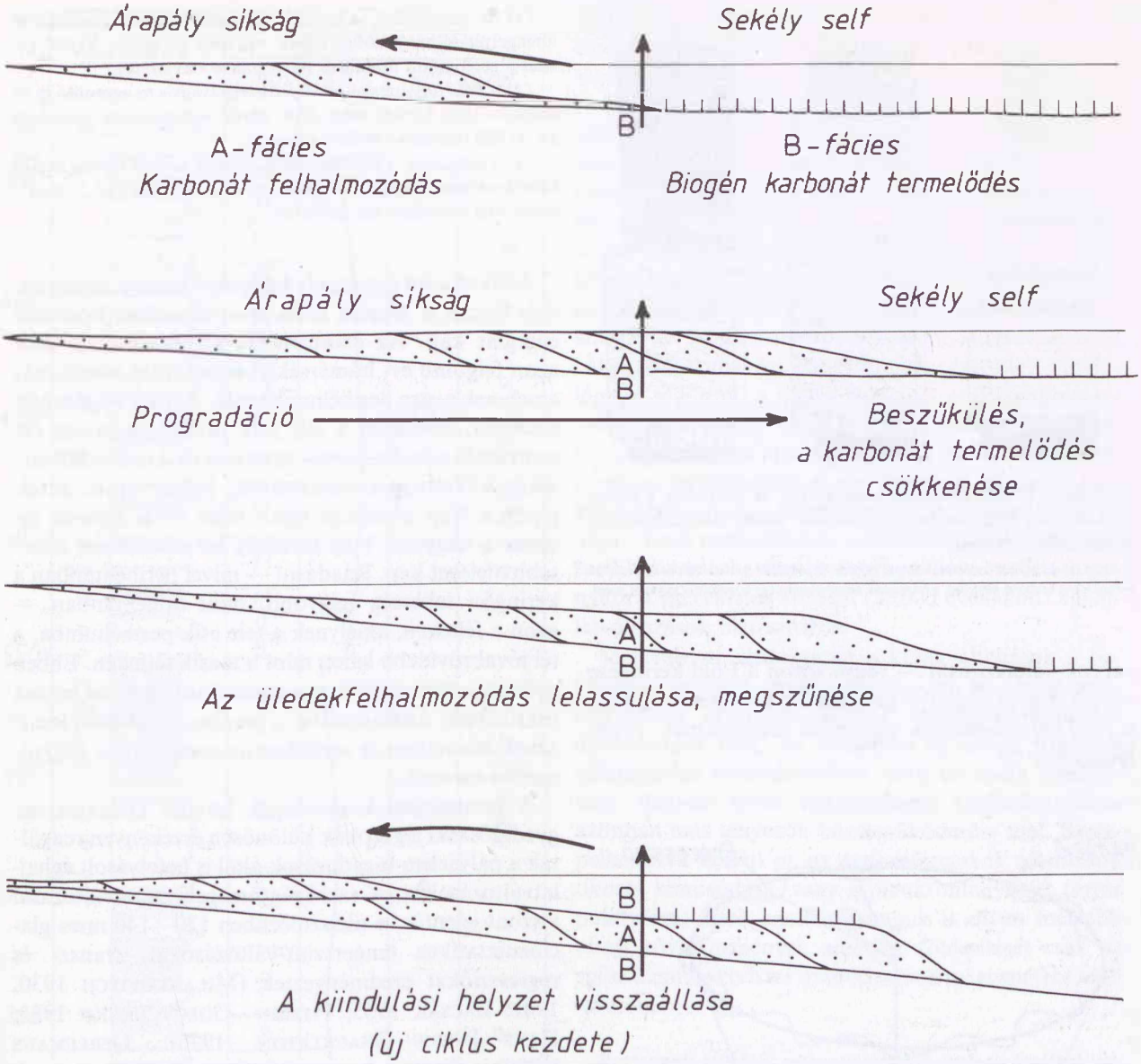
(e) Szuperciklus (földtörténeti ciklus, vastagsága néhány száz és néhány ezer m között; ilyen pl. a középhegységi perm–alsó-kréta földtörténeti ciklus).

A *(d)* és az *(e)* kategória tulajdonképpen már szerkezetfejlődési ciklus, mert kialakulásukban a kéreglemezek mozgásával összefüggő nagytektonikai folyamatok játszanak döntő szerepet.

32.353 A ciklusos üledékképződés okai. Az üledéksorok ciklusosságát az üledékképződési környezetben többé-kevésbé szabályos időközökben ismétlődő folyamatok idézik elő. Ezek kétfélék:

*a) Autociklusos rétegsor*ról, ill. folyamatról beszélünk, ha a ciklicitást alapvetően az üledékfelhalmozódási rendszer belső folyamatai — és nem az ezen rendszerre kívülről ható tényezők — hozzák létre. Ilyen típusúak pl. azok a folyóvízi üledékciklusok, amelyek a kanyarulatok vándorlásához kapcsolódnak. Autociklusosnak tekinthető továbbá a turbiditciklusok képződése is, ha a zagyáramot az üledéktömeg növekedése miatti gravitációs üledékcsuszamlás indítja el *(32.1 ábra)*.

A karbonátos platformok GINSBURG-féle (1971) autociklusos fejlődési modellje szerint a karbonáttermelés eleinte az árapály alatti (szubtidális) övben folyik. Ez a biológiai karbonátfelhalmozódás azonban csök-

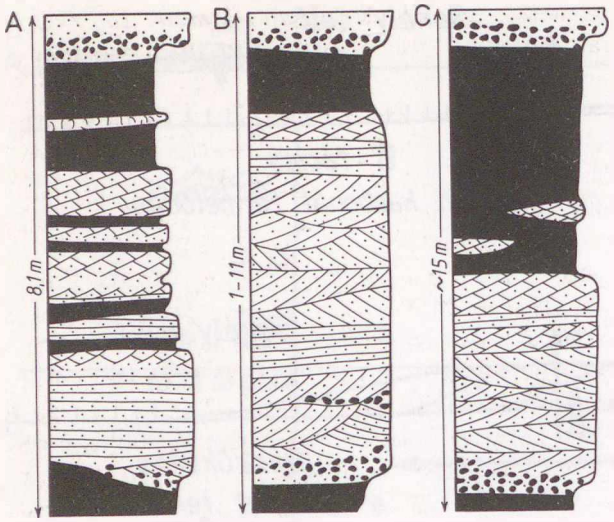


32.23 ábra. A karbonátos sekély self peremén az árapálysíkság előnyomulása során létrejövő ciklusok GINSBURG (1972, 1975) nyomán
E folyamat autociklusos, de ritmusait külső hatások (a süllyedési sebesség változása, eusztatikus vízszintingadozások) is befolyásolhatják.

kenti a víz mélységét, s ezért az árapálysíkság a szubtidális területek rovására terjeszkedni kezd. A karbonáttermelés csökkenése és a vízmélység növekedése következtében azonban a folyamat egy idő múlva visszafordul, és új ciklus kezdődik *(32.23 ábra)*.

b) Allociklusos a rétegsor, ill. az üledékképződési folyamat, ha a ciklicitást az üledékgyűjtőn kívüli tényezők hozzák létre. Ezek többsége endogén vagy klimatikus eredetű. Az éghajlatváltozások és/vagy tektonikus mozgások következtében kialakult folyóvízi „főciklusok" *(32.24 ábra)*, a földrengés, vulkánkitörés vagy más külső tényező hatására létrejött zagyárüledékek, az észak-magyarországi miocén számos kis- és középméretű ciklusból álló, kéregmozgások és ismételt vulkáni működés folytán keletkezett nagyciklusai (HÁMOR G. 1983, 1985) egyaránt allociklikusak. A glaciolakusztris varvok, evaporitos tavak esetében az évszakok váltakozása és más, rövid periódusú éghajlatingadozások szabályozzák a terrigén anyagbeszállítás intenzitását, ill. a tóvíz kémiai egyensúlyát. Az eusztatikus vízszintingadozások részint a tengerek kémiai–biológiai egyensúlyának megváltoztatása, részint a transz- és regressziókhoz kapcsolódó fáciesmigráció útján okoznak ciklicitást.

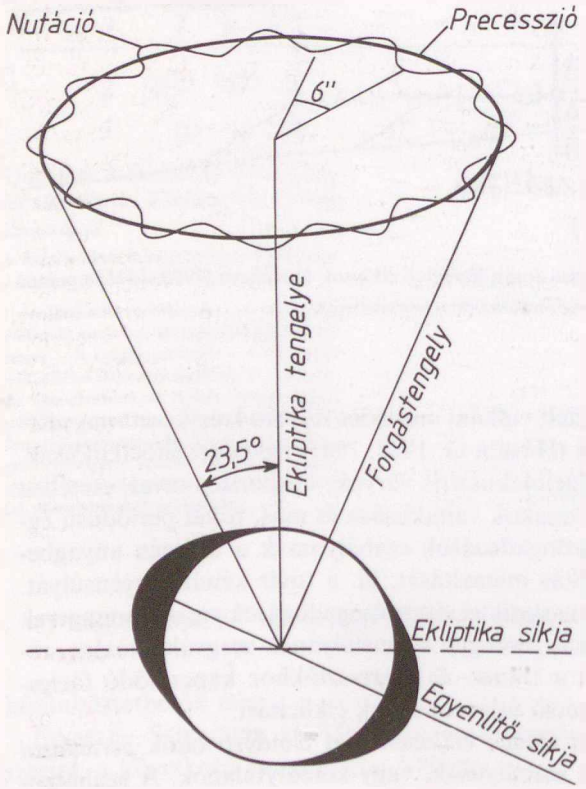
Az üledék ciklusosságát előidéző okok *periódusai* vagy szabályosak, vagy szabálytalanok. A szabályosan ismétlődő változások zömét asztronómiai jelenségek okozzák. A legegyszerűbb szabályos ciklus — a



32.24 ábra. Fölfelé finomodó folyóvízi kis- és főciklusok a devon időszaki Old Red Sandstone Formáció walesi előfordulásaiból, ALLEN (1965) nyomán

A durva fekete pontok kavicsos, a finom pontok és vonalkák horizontális és ferderétegű homokkövet és durva aleuritot, a fekete szín finom aleuritot és kőzetlisztes agyagot jelent.

varvok váltakozását — végső soron a Föld keringése vezérli. Egyes nagyobb periódusú ciklusokban viszont a *Föld pályaelemei*nek változásai tükröződnek. E pályaelemek:



32.25 ábra. A Föld forgástengelyének ferdesége folytán létrejött s a Hold okozta zavargással (a nutációval) bonyolított precesszió

(1) az excentricitás (a keringési ellipszis fókusztávolságának és főtengelyének hányadosa); ennek változási periódusa 93 000 év, amit a geológusok többnyire 100 000 évre kerekítenek;

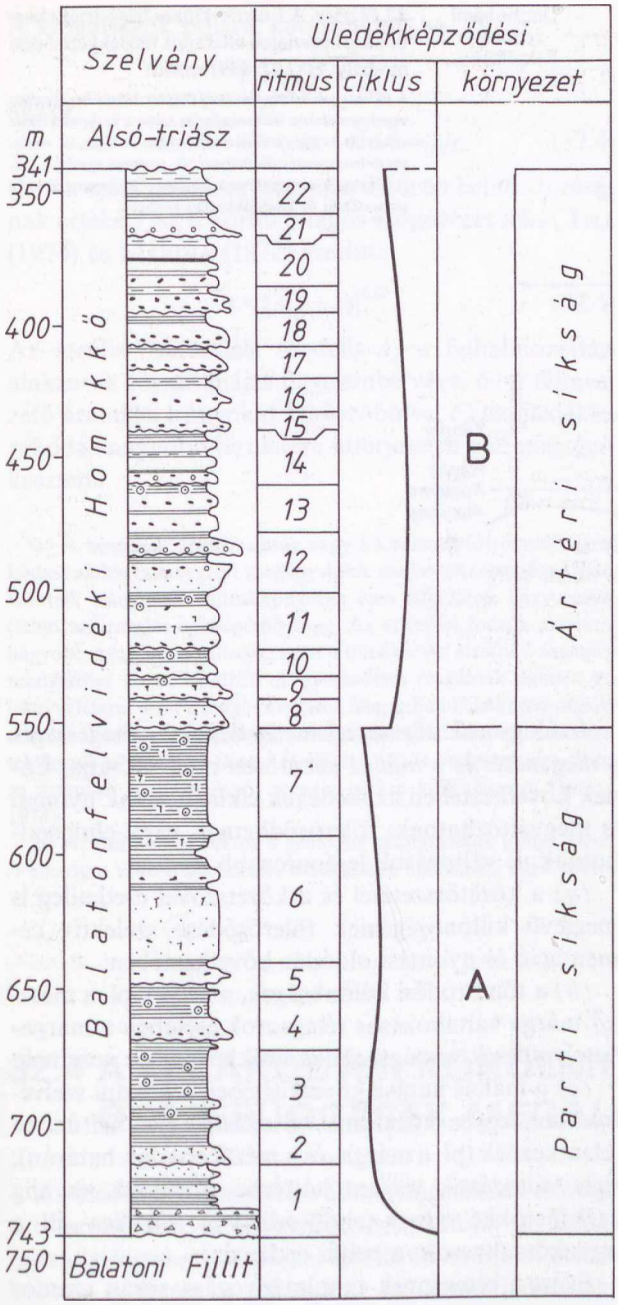
(2) a Föld forgástengelyének ferdesége (vagyis az egyenlítő és az ekliptika síkja közötti szög: *32.25 ábra*); változásainak periódusa kb. 41 000 (kerekítve 40 000) esztendő;

(3) a precesszió: a Föld forgástengelyének a Hold zavaró hatása következtében „csipkés" kúppalástot leíró mozgása *(32.25 ábra)*; ennek mai periódusa kb. 26 000 év.

Amikor a forgástengely ferdesége kicsiny, az egyenlítői övezet a Naptól több, a sarki övezet kevesebb energiát kap. Az excentricitás növekedésekor csak azon félgömb évi hőmérséklet-ingadozása növekszik, amelynek nyara perihéliumba esik. Azon a félgömbön azonban, amelynek a tele esik perihéliumba, az excentricitás növekedésével az évszakok közötti hőmérséklet-különbségek csökkennek. Ekkor ui. ez a félgömb a Nap közelsége miatt télen több, nyáron viszont a nagyobb Nap-távolság következtében kevesebb meleget kap. Ráadásul — mivel perihéliumban a keringési sebesség nagyobb, mint aphéliumban — azon a féltekén, amelynek a tele esik perihéliumba, a tél jóval rövidebb lehet, mint a másik féltekén. Ebben nyilván a precesszió és az excentricitás együttes hatása tükröződik. Általánosítva: *a precesszió éghajlati hatásának intenzitása és periódusa az excentricitás függvényében változik.*

A besugárzási különbségek folytán kialakult negyedidőszaki jégsapkák különösen érzékenyen reagáltak a pályaelem-ingadozások által is befolyásolt éghajlatváltozásokra. A sarki jégtömegek méretváltozásai viszont jelentős, a pleisztocénben 120—140 m-es glacioeusztatikus tengerszint-változásokat, transz- és regressziókat eredményeztek (MILANKOVITCH 1930, 1941; BACSÁK 1955; PITMAN—GOLOVCHENKO 1983; HAYS—IMBRIE—SHACKLETON 1976). OERLEMANS (1980) is elismeri, hogy a 100 000 éves üledékciklusok a jégsapka-dinamizmus ritmusának felelnek meg, de ebben a pályaelem-változásoknak csak megindító és erősítő szerepet tulajdonít.

Az éghajlatváltozások természetesen más földtörténeti korok üledékképződését is befolyásolták. SCHWARZACHER és FISCHER (1982) a mészkő/márgakötegek, ANDERSON (1982) a perm evaporitok ciklicitását egyaránt „orbitális" eredetűnek véli. A folyóvízi üledékek ciklicitása jelentős mértékben klímaváltozásokkal magyarázható. Száraz klímán ui. a folyók vízhozama és szállító energiája lecsökken. Nedves klímán viszont megnő a vízmennyiségük, és ez a folyásjellegüket is átalakíthatja. A meanderező vízfolyás fonatos medrűvé alakulása pl. az árterületi üledékképződés túlsúlyba kerülését eredményezi. A folyóvízi üledékciklusok kitűnő példáit ismerjük többek között a mecseki és a Balaton-felvidéki permből is *(32.26 ábra)*. Ezek kialakulásában azonban az éghajlat-ingadozá-



32.26 ábra. A Csót-1. sz. fúrás felső-perm rétegsorának ciklicitása és környezeti jellege MAJOROS GYÖRGY szerint

sok mellett bizonyára tektonikus mozgások is jelentős szerepet játszottak.

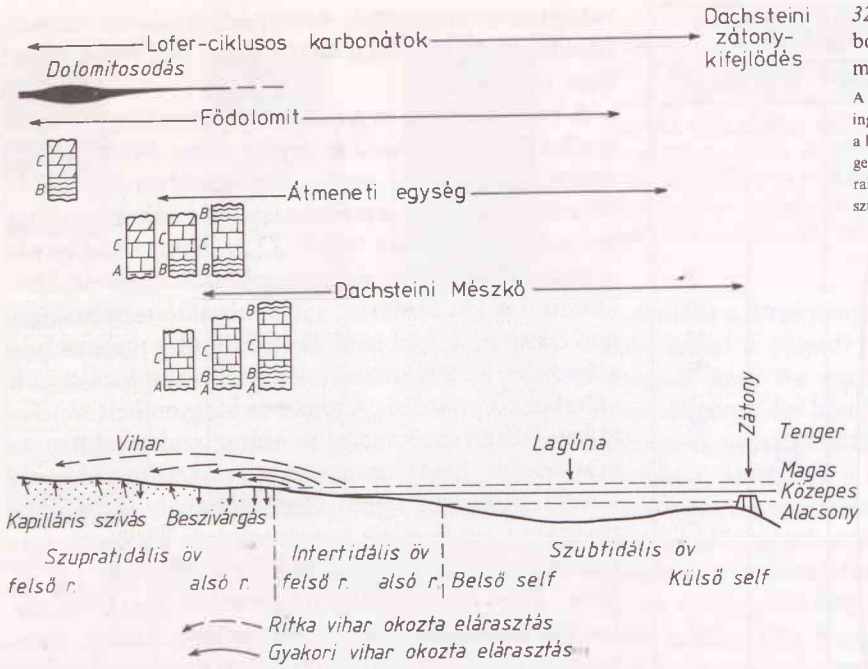
A ciklusok (ciklotémek) szabálytalanságait gyakran több, egymástól független tényező együttes hatása idézi elő (BERGER 1982). Folyóáthelyeződések, tengerszint-ingadozások és vulkáni kitörések interferenciájának változásai okozták pl. az európai felső-karbon ciklusosságát (FÜCHTBAUER 1988). Az üledékképződést szabálytalan időközökben befolyásoló tényezők közé tartoznak a tempesztitek (II. kötet, 17.222. fejezetrész) keletkezését okozó viharok, a földrengések, valamint a meteoritok becsapódásai és az „event stratification" (EINSELE—SEILACHER 1982) más jelenségei is.

A Fődolomitban és a Dachsteini Mészkőben megfigyelhető *Lofer-ciklusok* a dagály feletti övben, az árapálysíkságon és az apály alatti zónában képződött kőzettípusok többé-kevésbé szabályos váltakozásából épülnek fel (FISCHER 1964: *32.21 ábra*). SCHWARZACHER—HAAS (1986) szerint a ciklusok képződésének időtartama kb. 24 000 év, ami jó közelítéssel a precesszió ciklusának felel meg, és valószínűleg melegebb és szárazabb, ill. hűvösebb és nedvesebb klímaszakaszok váltakozását tükrözi. A széles és kiegyenlített morfológiájú selfen ui. a meleg és száraz szakaszokban az evaporációs hatás okozta relatív vízszintcsökkenés következtében az árapálysíkság az apály alatti övek rovására terjeszkedett. A nedvesebb és hűvösebb szakaszokban viszont megfordult ez a folyamat *(32.27 ábra)*. Ezek periodicitását a GINSBURG-féle (1971) autociklusos mechanizmus érvényesülése mellett bizonyára a precessziós eredetű (25 000 évenkénti) éghajlatváltozások biztosították.

Mélyebbvízi üledékeknél a klímaváltozások a beszállított terrigén anyag mennyiségén és a planktonszervezetek produktivitásának változásán keresztül nyilvánulnak meg. Ez a mészkő és márga ritmusos váltakozását eredményezheti. Nagyon tiszta mészkő- vagy nagyon tiszta agyagrétegek közbeiktatódása azonban más tényezők közreműködésére utal. Szerepelhet ezek között pl. az agyagrészecskék áramlások okozta kimosódása, vagy a planktontenyészet tartós pusztulása. Ezek azonban maguk is olyan mélyebb okok következményei, amelyek földerítését csak az egész ülepítő rendszer működésének megismerése teszi lehetővé.

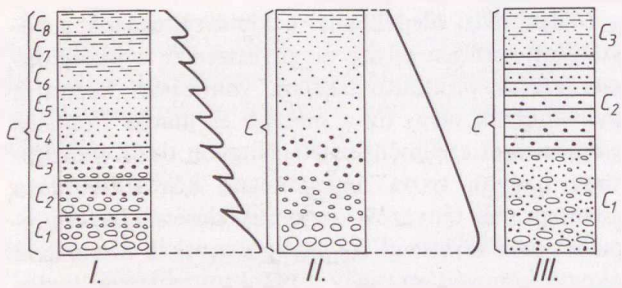
BOTVINKINA (1965) az epikontinentális és molassz-üledékek magasabb rendű, szimmetrikus ciklusaiban azok transzgressziós és regressziós ágát különbözteti meg. A transzgressziós ágban a fácies-változások iránya a szárazföldtől a tengeri felé halad, a regressziós ágban pedig fordítva. A kettő között csekély fáciesingadozású, semleges szakasz is kialakulhat. De mivel a regressziós viszonyok nem egyszerű tükörképei a transzgressziósaknak, valójában a szimmetrikus ciklusok sem teljesen részarányosak. Mindenesetre az ilyen nagyciklusokat az egyre növekvő méretű ciklusok egész rendszere építheti fel, amelyek sztratigráfiailag réteg, tagozat, formáció, ill. alemelet, emelet, főemelet stb. nagyságrendű egységeket jelenthetnek.

Összefoglalva: az üledékek ciklusosságát részint a kontinentális és az óceáni kéreg vertikális és horizontális mozgásai, részint az éghajlatváltozásokkal összefüggő jelenségek (a folyóvizek hozamingadozásai, az élőlények periodikus elszaporodása, vízkémiai változások stb.) idézik elő. Általában azonban *a terület tektonikai rendszere* által meghatározott nagyméretű, regionális ciklusosságra tevődik rá az a kisebb terüle-



32.27 ábra. A Lofer-ciklusos felső-triász karbonátos összletek általános üledékképződési modellje HAAS (1989) szerint

A ciklustagok keletkezése attól függött, hogy a tengerszint-ingadozás okozta fáciesvándorlás során a karbonátkiválás a litorális öv melyik részén ment végbe. A teljes, ill. részleges dolomitosodás (Födolomit, ill. átmeneti egység) a száraz–meleg klímaperiódusok alacsony tengerszintjéhez, a szupratidális öv kiszélesedéséhez kötődött.



32.28 ábra. Különböző nagyságrendű ciklusok BOTVINKINA (1965) nyomán

I. Fölfelé finomodó réteg(lemez)ekből összetett nagyobb ciklus: minden fedőréteg kezdőtagja finomabb szemű, mint az alatta levő réteg(lemez)é.

II. Rétegen belüli osztályozódással jellemzett kisciklus.

III. Különböző rétegek fokozatos finomodásával jellemzett mezociklus.

ten követhető, finomabb ciklusosság, amit a helyi ősföldrajzi és klimatikus körülmények alakítanak ki. A legalacsonyabb rendű ciklusokat pedig az üledékképződés változatlan fáciesviszonyok között is jelentkező pulzációi okozzák *(32.28 ábra)*.

A rétegsorok kőzetszerkezeti jellegeit és rétegességét a *diagenezis* és a *mállás* jelentősen módosíthatja. Ennek következtében az üledékek ciklicitásának nyomai is megváltozhatnak: fölerősödhetnek vagy elmosódhatnak. E változások legfontosabb típusai:

(a) a kőzetösszetétel és a kőzetszövet eredetileg is meglevő különbségeinek fölerősödése szelektív cementáció és nyomási oldódás következtében;

(b) a tömörödési különbségek, amelyek pl. a mészkő/márga váltakozásos rétegsorok esetében a márgabetelepülések vastagságának csökkenéséhez vezetnek;

(c) a mállás hatása következtében a felszíni szelvényekben egyes kőzettani változások igen feltűnően jelentkeznek (pl. a márga- és a mészkőpadok határán); más változások viszont háttérbe szorulnak, és alig észlelhetőkké válnak (elmosódhat pl. a márga-, ill. a mészkőszakaszokon belüli ciklicitás).

Ezért a rétegsorok tanulmányozása során számos esetben az üledékképződés eredeti ciklicitása helyett csak a *„diagenetikus ciklicitás"*-t észleljük. Ez pedig a ciklusos folyamatok téves értelmezését eredményezheti.

32.36 AZ ŐSÁRAMLÁSOK

Számos üledékes szerkezetből az egykori üledékgyűjtő fluidumának áramlási iránya és annak erőssége is kiolvasható. Az áramlás átlagos vektora és magnitúdója nemcsak a regionális áramlási rendszerről és annak időbeli változásairól, hanem valamely fácies csapásirányáról és — alluviális fáciesek esetén — a lehetséges háttér helyzetéről is tájékoztat. Az áramlás azimutja kördiagramban ábrázolható. A szögértékek szórásának középértékét tanácsosabb grafikusan — és nem a számértékek összegzésével — megállapítani. Az egységsugarú körben az egyes α_i irányszögek koordinátái $x_i = \cos\alpha_i$ és $y_i = \sin\alpha_i$, ahol $i = 1, 2, 3, \ldots n$. Ezek átlaga pedig:

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^{n} \cos\alpha_i / n \quad \text{és} \quad \bar{y} = \sum_{i=1}^{n} \sin\alpha_i / n. \qquad (32.2)$$

A szögátlagok poláris koordinátái, ha

$$r=\sqrt{x^2+y^2}, \qquad (32.3)$$

akkor:

$$\cos\bar{\alpha}=\bar{x}/r \quad \text{és} \quad \sin\bar{\alpha}=\bar{y}/r. \qquad (32.4)$$

(Itt r a szögértékek egységsugarú körön belüli szórásának értéke.) Az $\bar{\alpha}$ körüli átlagos szögeltérés tehát TILL (1974) és MARDIA (1972) szerint:

$$s=[2(1-r)]^{1/2}. \qquad (32.5)$$

Az ideális ősáramlási modellt *a)* a felhalmozódási alakzatok hierarchiáját figyelembe véve, *b)* a félrevezető áramlási irányokat kiküszöbölve, *c)* az üledéklerakódás nagyobb területére kiterjesztve kell megszerkeszteni.

a) A homokos árapálysíkság vagy a kiszáradt folyómeder lerakódási alakzatain végzett megfigyelések szerint (ALLEN 1966) szerkezeteik irányának változékonysága ezen alakzatok nagyságától (tehát az áramlás erősségétől) függ. Az áramlási fodrok azimutja nagyobb mértékben változik, mint a dűnéké. Az alsófokú áramlási rendszerhez tartozó fodrok ui. gyorsabban reagálnak minden kis irányváltásra, mint a magas áramlási állapotban keletkezett dűnék. A helyi áramlási trendet tehát a magas áramlási állapotú szerkezetek fejezik ki hívebben (lásd a II. kötet 17.2121. fejezetrészét). Ezért az áramlási rekonstrukciót mindig ezekre kell alapozni (MIALL 1974).

b) Az ősáramlási vektor a geológus számára csak irányt jelent. A geológus vektor-értelmezése tehát eltér a fizikusétól, aki a vektor hosszúságával — az irány mellett — a sebesség, erő, gyorsulás, momentum nagyságát is kifejezi. A magnitúdót a geológus a lerakódási alakzatok fázisdiagramjára vonatkoztatva adja meg.

c) Az ősáramlási rekonstrukció és annak értelmezése nem függetleníthető attól a környezettől, amelyben az ősáramlásokat mérték. Az árapályövi homokfáciesben az áramlási irányok folytonos változása miatt hiábavaló lenne ősáramlási mérést végezni a homok származási helyének valószínűsítése céljából. Még az alluviális fácies is csak a szárazföld helyi őslejtőiről nyújt információkat (LEEDER 1982). Meanderező folyók esetében azonban ezeket nem lehet átvinni a folyók felső szakaszára (I. kötet, *5.5 ábra*). Ilyenkor csak a hordalék petrográfiai összetételének összehasonlító vizsgálatára támaszkodhatunk.

A fluidumok mozgása és a létrehozott szerkezetek közötti összefüggés alapján érdemes szem előtt tartani a megkülönböztetett három áramlási szerkezettípus környezettípusonkénti megoszlását:

1) Harántáramlások okozta, unimodális szerkezetek folyóvízben, deltákon, öblökben, hordalékkúpokon, kontinentális lejtőkön levő árapálydelták egyes részein fordulnak elő, a folyókban, deltákon, árapálydeltákon keresztrétegzéssel tarkítva.

2) Változó áramlásokból származó, bimodális szerkezetek árapály- és hullámjárta selfeken, tópartokon, morotvákban, ártéri tócsákban, sőt folyómedrekben is találhatók.

3) A nagyméretű keresztrétegek eolikus vagy selfüledékekhez kötődnek.

32.4 A LERAKÓDÁSI KÖRÜLMÉNYEK ÉS ŐSFÖLDRAJZI ÖSSZEFÜGGÉSEK MEGÁLLAPÍTÁSA

Az üledék litofáciesén kívül nagymértékben elősegíti a lerakódási viszonyok rekonstrukcióját az ősmaradvány-tartalom ökológiai kiértékelése. Fiatal üledékekben ez a ma is élő rokon fajok elterjedésének, élőhelyének és életmódjának ismeretére támaszkodik. Sikeres alkalmazásai ellenére, az életmód megváltozása esetén azonban ez a módszer is kétséges lehet. Kihalt alakkörök esetében az üledék sajátságainak, a maradványok funkcionális morfológiájának és leszármazásának együttes elemzése vezethet célhoz. A kőzetanyag és az ősmaradványok C_{org}-tartalmából, stabil izotópjaik (31.23222. fejezetrész; I. kötet: 12.44. fejezet) arányából, a plio–pleisztocén üledékeknél azok aminosav-tartalmából az ülepítő közeg hőmérséklete, sótartalma és redoxállapota is kiolvasható (SZÖÖR 1972, 1979). A nehéz- és könnyűásványok minősége és mennyisége a lehordási terület felépítéséről, viszonylagos távolságáról és időbeli megváltozásáról tájékoztat. A cement minősége, mennyisége, alakja és elhelyezkedése pedig a diagenezis lefolyásáról tudósít.

Az üledéklerakódás mellett ugyanolyan gonddal kell kezelni az üledékmegszakadás jeleit is, a következő okokból:

a) Az üledékeket rendszerint üledékhiányos felszínek tagolják. Üledékszünetre utalnak pl. a keménykérgek, a száradási és szinerézises repedések, esőcseppnyomok, kristálylenyomatok, áramlási, vonszolási, terhelési jegyek, eróziós barázdák, kimosási felszínek, éles réteghatárok, üledékmozgási nyomok. Ezek kifejlődéséből és a rátelepülő üledék jellegéből következtetni lehet az üledékhézag jellegére, nagyságrendjére, az ülepítő közeg állapotára. Az üledékmegszakadási alakzatokat egy részük diagenetikus jellege miatt természetesen csak minden rendelkezésre álló bizonyíték figyelembevételével szabad értékelni.

b) A jelentős üledékhiányokat — amelyek nagysága a biosztratigráfia, a diagenezis foka (vitrinitreflexió, agyagásvány-összetétel, zeolittartalom), továbbá a radiometria segítségével ellenőrizhető — a tenger előnyomulása, ill. visszahúzódása okozza. A kisebbek, — amelyek kis terjedelmét a fekü és a fedő ásvány-kőzettani hasonlósága

is alátámasztja az üledékszolgáltatás ingadozásainak, a hullámverés, a víz- és légáramlás okozta eróziónak a következményei.

c) A fáciesváltozással párosult üledékhézagok nagyon megkönnyítik a fácieseknek és fáciescsoportoknak, valamint azok ciklikus ismétlődéseinek a felismerését *(32.25 ábra)*.

Az ősföldrajzi összefüggések megállapítását a bizonyíthatóan egykorú fáciesek elterjedésének, összefogazódásának, az ősmaradvány-provinciák kiterjedésének, az ősi flórák és faunák vándorlási irányainak ismeretére kell alapozni (pl. HÁMOR 1983). Mérlegelni kell azonban a későbbi lemezmozgásoknak az eredeti összefüggéseket szétszakító vagy módosító hatását is. Ennek elmulasztása ui. nem létezett vagy helytelen összefüggések feltételezését idézheti elő. Jó példa erre az „igal–bükki paleozóos vályú"-nak a Bükk hegységi karbon–perm kétségtelen karni–karavankai–dinári rokonságára alapozott, de ma már megdőlni látszó feltételezése.

32.5 A FÁCIESELEMZÉS NEHÉZSÉGEI

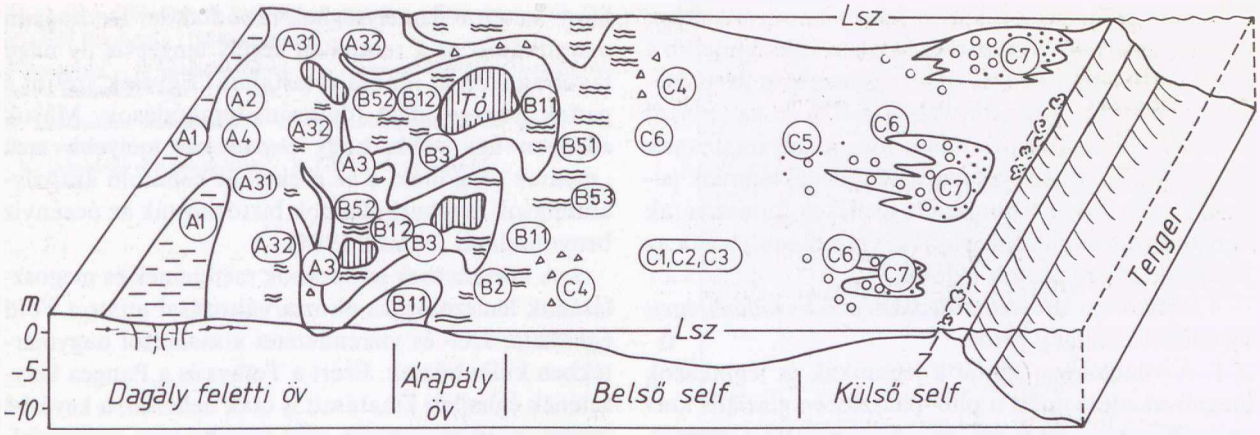
A szedimentológiai fáciesvizsgálatnak két — egymást kiegészítő — irányzata van. A ma már a Föld egész felszínére kiterjedő aktuogeológiai megfigyelésekkel a jelenkori üledékeknek nemcsak a sajátságait teszik vizsgálat tárgyává, hanem azok keletkezési feltételeit és folyamatait is közvetlenül tanulmányozzák. Az ennek érdekében az ülepedési terület (pl. egy delta, hordalékkúp, szebkha) különböző részein telepített fúrások anyagának vizsgálatával a környezeti viszonyok számos mechanikai, vegyi, biológiai, hőmérsékleti vagy hidrodinamikai összetevőjének tér- és időbeli változása megállapítható. A vizsgálatok (pl. az áramlási és ülepedési sebességmérések) időnkénti megismétlése, régi és mai térképek vagy légifényképek összehasonlítása nagymértékben javíthatja a megfigyelések értékét.

A fosszilis üledékekkel foglalkozó geológusnak viszont csak az üledéksor sajátságainak és azok vertikális és horizontális irányú változásainak megfigyelésére van lehetősége. Ennek alapján az üledékek és üledékes kőzetek környezeti analízise kétféle módon készíthető el: *a)* a recens üledékes környezetekhez való viszonyítás, *b)* a rétegek vagy fáciesek statisztikai analízise útján.

Az *a) esetben* aktuogeológiai analógiák igénybevételével rekonstruáljuk az üledék valószínű képződési körülményeit és lefolyását. Evégett a fosszilis üledéksor részletes tanulmányozása során megkülönböztetett, tisztán leíró jellegű litofácieseket a jelenkori leülepedési környezetek közvetlenül értelmezhető fácieseivel vetjük össze, hogy azok közül a leginkább megfelelőeket kiválaszthassuk.

Ezért vált az aktuálgeológia CH. LYELL (1830—33) óta a szedimentológia vezérfonalává, jóllehet eredményeinek közvetlen alkalmazása nehézségekbe ütközik. Ennek az az oka, hogy a természeti törvények érvényesülését megszabó paraméterek az idősebb korokban a maiaktól erősen eltértek. Más volt pl. a légkör összetétele, a szárazföldek és a tengerek megoszlása; változott a jégsapkák térfogata, a világtenger szintje, a szél- és tengeráramok iránya, az éghajlat, a növénytakaró elterjedése, a növény- és állatvilág összetétele. Ezért *minden kor üledékeit saját* — a képződményekbe írt — *környezeti feltételeinek mérlegelésével kell megítélni*. A Nagy Bahama Padon, a különféle korallzátonyokon, a Perzsa–Arab-öbölben, a Mississippi deltavidékén, az óceánokban és másutt végrehajtott, nagyszabású programok mégis az üledékképződés szinte minden területén éppen az utolsó évtizedekben értek el a fosszilis üledékek keletkezésének megértésére is visszaható, nagy sikereket. A felső-triász tengerek nagy kiterjedésű karbonátos tábláit jellemző LOFER-ciklusok képződését pl. a Bahamákon és a szebkhákon szerzett jelenkori tapasztalatok segítségével sikerült rekonstruálni (32.35. fejezet). FISCHER (1964) és SCHWARZACHER (1975) erre vonatkozó elképzeléseit HAAS (1989) nemcsak megerősítette, hanem a ciklusfajtáknak és az ősmaradvány-tartalomnak a karbonátos tábla-modell megfelelő helyeire való beillesztésével tovább is fejlesztette *(32.29 ábra)*. Mindez azt bizonyítja, hogy a jelenkori lerakódási rendszerek ismerete nélkülözhetetlen kulcsa a múltbeliek megismerésének.

A *b) esetben* a fáciesek egy vastag rétegsoron belüli ismétlődéseinek gyakoriságát valószínűségként kezeljük (TILL 1974; MIALL 1973). A fáciesek fölfelé való átmeneteinek valószínűségét a *32.4 táblázat* mátrixai fejezik ki. Mivel a táblázat mindegyik fáciesnek a másikba való átmenete valószínűségét megadja, segítségével a legvalószínűbb fáciessorrend is megállapítható, és a megfelelő környezeti analízis is végrehajtható. Annak megítélésére, hogy a talált valószínűségek nem véletlen jelenségek, a valószínűségi mátrix független vizsgálata szolgál. Ha a fölfelé való átmenet valószínűségi értékei jellemzőnek bizonyulnak, ez azt jelenti, hogy egy adott fácies jelenléte kisebb vagy nagyobb mértékben a megelőző fáciestől függ. Úgy tűnik, mintha a fáciesmegoszlást okozó üledékes folyamatnak „memóriá"-ja lenne ... A folyamat — előfor-



32.29 ábra. A Lofer-fáciesű felső-triász képződmények kifejlődési típusainak valószínű helyzete a karbonátos tábla Shinn-féle modelljében, HAAS (1989) szerint

A1 = Márga (dolomárga)
A2 = Agyagos mészkő (dolomit)
A3 = Intraklasztos kifejlődés
A31 = „Fekete kavicsos" intraklasztos fácies
A32 = Algaszőnyeg-intraklasztos fácies
A4 = Drúzás kitöltésű lemezrepedések
B11 = Sík algalemezek
B12 = Hullámos algalemezek
B2 = Algaszőnyeg-intraklasztok
B3 = Peloidos mikrolaminit
B51 = Bioturbáció révén homogenizálódott fácies
B52 = Az *A*-tag felé hajló homogén kifejlődés
B53 = A *C*-tag felé hajló homogén kifejlődés
C1 = Mikrit
C2 = Pelmikrit (wackestone–packstone)
C3 = Biomikrit (wackestone–packstone)
C4 = Intramikrit (wackestone–packstone)
C5 = Oomikrit, ooidos, grapestone-os mikrit (wackestone–packstone)
C6 = Biopátit (grainstone)
C7 = Oopátit, onkopátit (grainstone)
Lsz = Lagúna
Z = Koralzátony

duló véletlen elemei ellenére — úgy zajlik le, hogy korábbi eseményei hatással vannak a későbbiekre, bár nem határozzák meg azokat szigorúan (HARBOUGH és BONHAM-CARTER 1970). Ilyen markovi folyamat többek között a deltának vagy az árapálysíkságnak a tó vagy tenger felé nyomulása is. Üledékeik statisztikai analízise azonban csak jelzi, de nem magyarázza meg a ciklicitást. A magyarázatot a fáciesanalízis nyújtja.

Sajnos, a lerakódások vertikális összefüggését valószínűsítő WALTHER-féle „fáciestörvény" érvénye csak a legegyszerűbb transzgressziós és regressziós rendszerekre terjed ki. Különösen nehéz az olyan fáciesösszefüggések megítélése, amikor az eróziós talpú, durvatörmelékes mederkitöltésekhez oldalirányban az alluviális síkságok vagy a deltasíksági mocsarak finom üledékei csatlakoznak. Lehetséges ui., hogy a mederüledékek a háttéri medence finom üledékeibe való későbbi bevágódás eredményei (LEEDER 1982).

Mind az aktuálgeológusok, mind a fosszilis üledékek tanulmányozói *fáciesmodelleken* mutatják be megfigyeléseik eredményét. Erre különösen az I. kötet 5—10. fejezete nyújt számos példát. Az aktuálgeológiai modellek valóságértéke természetesen jóval nagyobb, mint a fosszilisaké. LEEDER (1982) szerint egy fosszilis fáciesnek egy bizonyos környezetben való lerakódását csak valószínűsíteni lehet, bizonyítani azonban nem. Az üledéktani modellek a helyi lerakódási környezeteknek és termékeik értelmező összekapcsolásából születnek, és éppen e jellegük folytán különböznek a fáciesek leíró jellegű csoportosításaitól.

A jó fáciesmodellnek MIALL (1984) szerint négy funkciója van: *(1)* alapul szolgál a környezeti értelmezéshez, *(2)* más fáciesmodellekkel való összehasonlításnál etalonként szerepel, *(3)* irányt mutat későbbi megfigyelések számára, *(4)* elősegíti az ábrázolt környezetben várható jelenségek és üledékek előrejelzését.

Csökkenti a recens példák fosszilis anyagra való alkalmazásának lehetőségét, hogy:

(a) a katasztrofális, de rövid időtartamú eseményeknek — pl. egy orkánnak, árvíznek, gravitációs üledékfolyásnak — a kis intenzitású, de folyamatos jelenségekkel — pl. a pelágikus üledékképződéssel — szembeni hatékonysága nem mindig nyilvánvaló; ráadásul a 200—250 évenként előforduló nagy üledékképződési katasztrófák (pl. tengeralatti üledékfolyások) közvetlen megfigyelése csak ritkán sikerül;

(b) az üledék egy részét az erózió sokszor szinte azonnal eltávolítja, ezért azok a fosszilis üledéksorokból gyakran hiányzanak. Jó példája ennek a folyami árvizek finomszemű üledéke; ezt a mederrendszernek az árvízi síkságon való vándorlása annyira tönkreteheti, hogy a süllyedő alluviális medence vertikális rétegsorát kisebb-nagyobb mértékben a mederüledékek uralják (ALLEN 1965). Az árvízi síkságok egyetlen autochton üledékének az eróziós felületeken fennmaradt intraformációs törmelék tekinthető. — *Az üledék fennmaradását leginkább* a köpenyfolyamatokkal összefüggő, helyi vagy regionális *tektonikai süllyedés biztosítja.*

Emiatt az üledéksorok *képződési sebességét* illetően kétféle nézet van. WOLMAN és MILLER (1960) inkább a kisebb sebességű, de folyamatos leülepedés jelentőségét hangoztatja. SZTRAHOV (1960—62), AGER (1981a) és DOTT (1983) szerint viszont még a folyamatosnak látszó üledéksorokat is tekintélyes üledékhiányok jellemzik; ezért ők a fennmaradt üledékek katasztrófák okozta gyors felhalmozódásával számolnak. A vita az utóbbiak javára látszik eldőlni.

A jelenkori és a fosszilis üledékképződés különbségeit szemléltető néhány példa:

1. A világtenger szintje a jégsapkák és jégtakarók megnövekedése miatt a plio–pleisztocén glaciális korszakaiban kb. 150 m-rel volt alacsonyabb a mainál. Ezért a jelenlegi selfek nagy része szárazra került; a tengerbe ömlő folyók pedig a kontinentális lejtő lábazatáig beléjük vágódtak, és jelentős méretű hordalékkúpokat raktak le a mélytengeri síkságra. A karbonátos táblák szigetekként emelkedtek ki a tengerből, és karsztosodni kezdtek. Az interglaciálisok idején leolvadó jég tömege viszont transzgressziókat, a selfüledékek áthalmozódását, vízalatti homokzátonyok keletkezését, a selfbe mélyült folyóvölgyek víz alá kerülését, a tengeralatti kanyonok törmelékellátásának megszűnését okozta, a selfeken delták, valamint tölcsértorkolatok keletkezését, a karbonátos táblákon pedig a karbonátkiválás újraindulását eredményezte. — Mindez számunkra ma legerősebben az utolsó 10—12 000 év flandriai transzgressziója nyomán jelentkezik. Viszonylag gyors transzgressziók ugyan más jégkorszakok idején is előfordulhattak, ezek nyomai azonban már alig ismerhetők fel. A földtörténeti bizonyítékok (az üledékek) jó része ui. a szubdukciós övezetekben elnyelődött, metamorfitokká vagy magmatitokká alakult vagy a köpenybe olvadt bele.

2. A kontinenseket az ordovícium és szilur idején nagyrészt elborító, hatalmas selftengerekhez hasonlóak ma nem léteznek. Az észak-amerikai kratont fedő, kambro–ordovíciumi korú, több száz km hosszú és több ezer km szélességű karbonátpadok pl. csak néhány méteres vízmélységben rakódtak le. De hogyan maradhatott ez a rendkívül sekély tengervíz ily nagy távolságokon át rendes sótartalmú? Egyesek szerint e padok nem-egyidejű (diakrón) lerakódások. Mások ellenben úgy vélik, hogy e padokat mélyebb vizű „medrek" tagolták, s az ezeken át behatoló árapályáramlások és viharhullámok biztosították az óceánvíz benyomulását (MIALL 1984).

3. A kontinensek és óceánok méreteinek és megoszlásának lemezmozgás okozta változásai miatt a Föld éghajlata, szél- és vízrendszerei a maiaktól nagymértékben különböztek. Ezért a Tethys és a Pangea helyzetének éghajlati kihatásait is csak nehezen, a kevésbé ismert területekét pedig még ennyire sem tudjuk felmérni (FRAKES 1979).

4. Az aktualista analógiák kritikátlan alkalmazása ellen szól az a visszahatás is, amelyet az élővilág átalakulása gyakorolt az üledékek képződésére. A legnagyobb hatást azonban nem is az állatok, hanem a növények evolúciója okozta. A szárazföldi növénytakaró devonban kezdődő térhódítása előtt ui. annak egyfelől a vegyi mállást és a talajképződést, másfelől az üledékek és a térszíni formák stabilizálódását elősegítő s a párolgást mérséklő hatása nem érvényesülhetett. Ezért a devon előtti vízfolyások zöme — a viszonylagos csapadékbőség ellenére — időszakos és szétágazó, a térszín pedig kopár lehetett. Hasonló *nedves kopárságok* ma Izland déli partjain, a Tűzföldön, a Spitzbergákon, Kerguélen szigetén találhatók. A jelenkori árapálysíkságokat jellemző sós-mocsári növényzet is csak a kainozóikumban jelent meg.

5. A kihalt élőlényeknek a környezeti rekonstrukció szempontjából oly fontos ökológiai igényeit részint a bezáró üledékekkel összefüggésben, részint maradványaink funkcionális morfológiájának tanulmányozása útján lehet meghatározni. Ősmaradványok hiánya azonban erősen gátolja a litofáciesek értelmezését, és ez — újabb fizikokémiai módszerek alkalmazása esetén — gyakran a korábbi megállapítások revízióját teszi szükségessé.

32.6 A MEDENCEANALÍZIS

Ez a POTTER és PETTIJOHN (1963) által indítványozott szó annak a műveletnek a kifejezése, amely mind a még kevéssé deformált, mind a már hegységgé vált egykori üledékgyűjtők teljes fejlődéstörténetét óhajtja feltárni. Bár eszközeinek egy része a fácieselemzés módszereivel azonos, szempontjai túlnőnek az üledékes környezetek egyszerű leírásán. Fő célja az üledékgyűjtőt létrehozó, majd megszüntető okoknak, az üledékképződés és a kőzettéválás lefolyását szabályozó tényezőknek az ábrázolása. Ennek érdekében meg kell állapítani

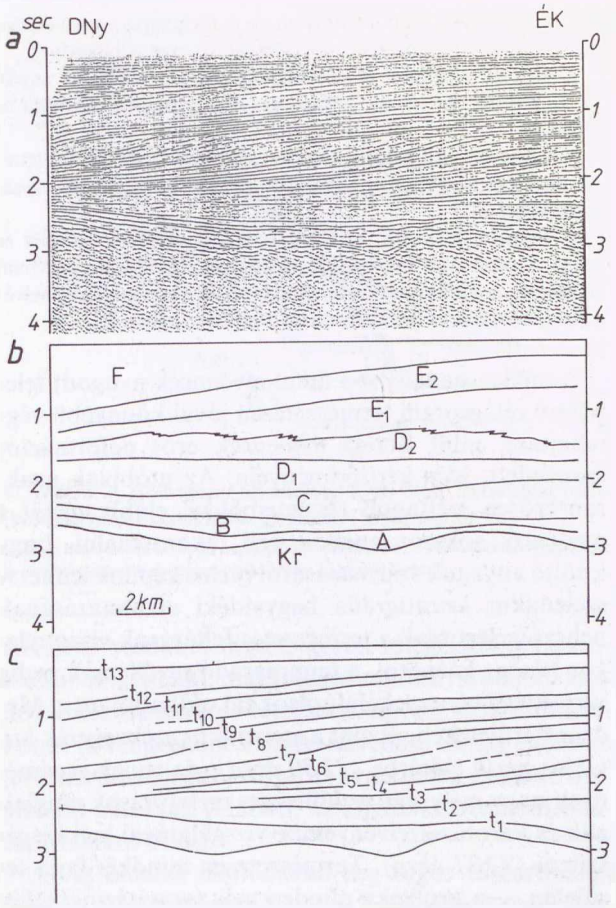
a) az üledékgyűjtő medencét kialakító és feltöltődés közben továbbsüllyesztő tektonikus kéregmozgások fajtáját, sorrendjét és kiterjedését;

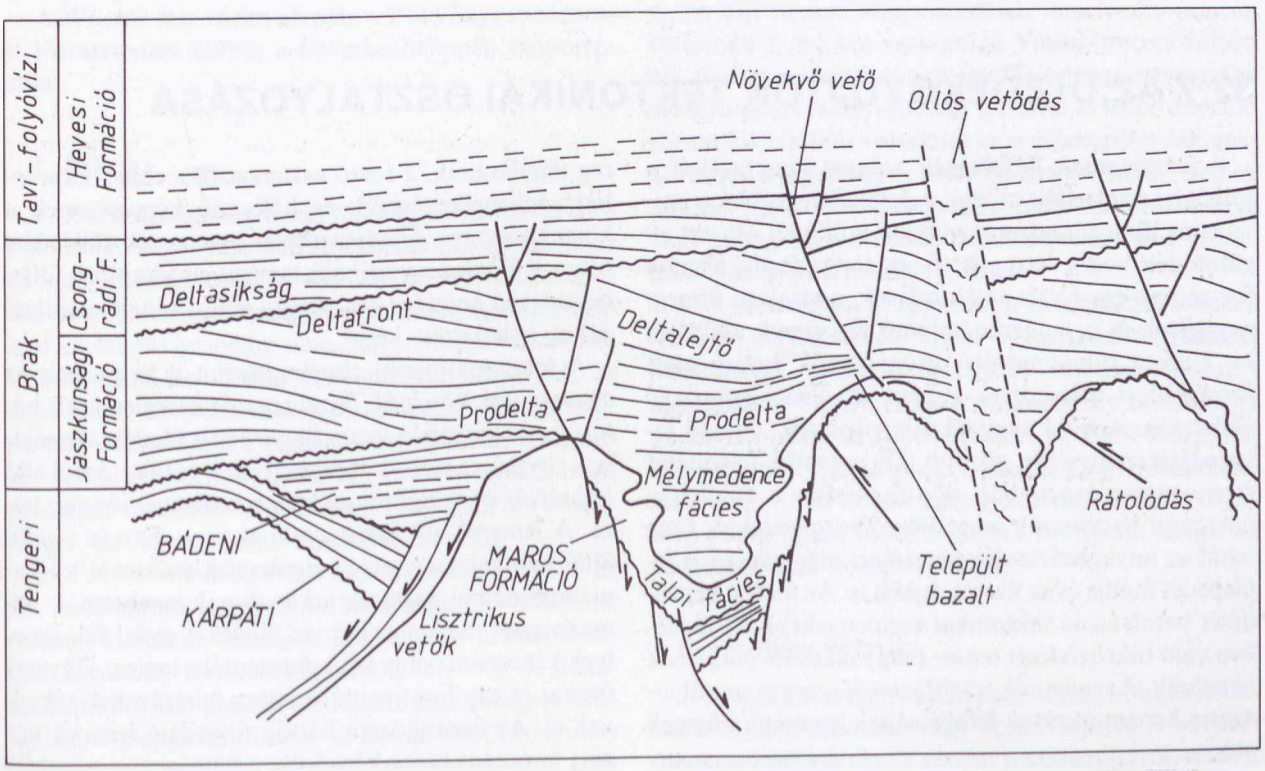
b) a tengermedencék feltöltődését befolyásoló eusztatikus vízszint-ingadozásokat és azok okait;

32.30 ábra. Dőlésirányú szeizmikus szelvény a Derecskei-árok D-i részéről POGÁCSÁS (1984) szerint

a) Időszelvény. — *b)* Szeizmikus fáciesek. — *c)* A medence feltöltődését tükröző kváziizokrón felületek (t_1—t_{13}).

Kr: Kristályospala (medencealjzat). — *A:* A helyi kimélyülések miocén üledékei. — *B:* Távoli turbiditek. — *C:* Közeli turbiditek. — D_1: Deltalejtő. — D_2: Deltahomlok. — E_1—E_2: Deltasíksági és lagúnaüledékek. — *F:* Tavi–folyóvízi üledéksor.





32.31 ábra. A Pannóniai-medence neogén feltöltődésének elvi vázlata GAJDOS *et al.* (1983a, b) szerint POGÁCSÁS GY. módosításaival

c) az üledékes környezet horizontális és függőleges irányú módosulásait, azok okaival együtt (az éghajlati okokat is beleértve);

d) meg kell állapítani az üledékfelhalmozódás sebességét, annak tér- és időbeli változásait, az esetleges üledékhiányok mértékét és idejét;

e) jellemezni kell a medencében az adott feltételek között létrejött üledékek fácieset, meg kell oldani azok litosztratigráfiai egységekre bontását;

f) valószínűsíteni kell az üledéksor diagenezisének menetét és annak a porozitást befolyásoló hatását, a tömörödés, a kémiai diagenezis, az ásványosító oldatok származása, a szénhidrogének és a víz vándorlása és felhalmozódása vonatkozásában is.

A medenceanalízist a fiatal medencék nyugodt településű rétegsorain természetesen jóval könnyebb végrehajtani, mint a régi medencék erős deformációt szenvedett, idős képződményein. Az utóbbiak gyakran erősen széttagolt részleteiből ui. előbb magát a medencét sokszor anélkül kell rekonstruálni, hogy kitöltő anyaguk származásáról biztos képünk lenne. A szeizmikus sztratigráfia hegyvidéki alkalmazásának nehézségeiért csak a természetes feltárások viszonylagos bősége kárpótol, a fennmaradó problémák pedig viszonylag olcsó sekélyfúrásokkal oldhatók meg. Medenceterületeken viszont a szeizmikus szekvenciák kutatása kerül előtérbe *(32.30 ábra)*, de ennek eredményeit nagy mélységű és költséges mélyfúrások magjainak és karotázsszelvényeinek vizsgálatával kell kiegészíteni *(32.31 ábra)*. Természetesen mindkét fajta területen — a geofizika minden más (gravitációs, mágneses, termikus és elektromos) kutatási módszere is bevethető, a kutatási cél és a földtani felépítés függvényében.

A fiatal medencék analízise azért nehéz, mert *kvantitatívnak* kell lennie, s a követelményekre adott válaszok mindegyikének ellentmondás nélkül kell egymáshoz kapcsolódnia. Az ennek ellenőrzésére szolgáló szimulációs modellek kidolgozása pedig jelentős számítógép-kapacitást kíván. Az efféle tanulmányokat azonban a nagy kutatótársaságok általában nem publikálják; ezért minden irányban teljes medenceanalízis a szakirodalomban nem is található (FÜCHTBAUER 1988).

Elterjedtek viszont azok az *anyagmérlegek*, amelyek pl.

a) a szemcsés vagy oldott állapotú mállástermékeknek az óceánok felé áramlására,

b) az óceáni kéreg hidrotermái és a tengervíz közötti anyagkicserélődésre,

c) az organikus és anorganikus körfolyamatok kapcsolatára,

d) a víznek az atmoszféra, hidroszféra és litoszféra közötti, a kontinensek alakjától és éghajlatától is függő és az üledékszállítást befolyásoló körforgalmára, vagy

e) az üledéktanilag, geokémiailag és őslénytanilag is igazolt, hosszú távú klímaingadozásokra vonatkoznak (FÜCHTBAUER 1988).

32.7 AZ ÜLEDÉKGYŰJTŐK TEKTONIKAI OSZTÁLYOZÁSA

A kontinensek felszínének számos kimélyülését a folyóvízi és glaciális erózió, a defláció, továbbá a gravitációs tömegmozgás és vulkáni működés okozta elgátolódás hozza létre. A tó- és tengerfenék negatív formáinak egy részét az áramlások, a vízalatti tömegmozgások és a tengerbe zuhanó gleccserek alakítják ki. Ezek a túlnyomórészt exogén erők hatása alatt formálódott mélyedések maguk is üledékgyűjtőkké válhatnak. A Föld nagy üledékgyűjtőinek alakját, kiterjedését, mélységét, aljzatát, környezetük felépítését és magasságát azonban döntő módon a földkéreg mozgásai határozzák meg. Végső soron ezektől függ tehát az anyagbeáramlás minősége, mennyisége, a lerakódás módja és az üledék fajtája is. Az üledék képződését befolyásoló tektonikai eseményeknek az üledéken való tükröződését *tekto-* (vagy tektono-)*fácies*nek nevezzük. A medencék tektofáciesek szerinti osztályozása a kéregmozgások lefolyásának ismeretét követeli meg.

A nagy medencék besüllyedése a kontinentális kéreg tágulásának, a forró asztenoszféra ehhez kapcsolódó fölemelkedésének és hőkezelő képességének a következménye. Üledékterhelés ugyancsak süllyedést okoz. Különleges vertikális mozgás a sódiapírok fölfelé irányuló *halokinezis*e, amit a sótest oldalain süllyedékek keletkezése kísér.

A lemeztektonikai elmélet szerint a hegységek az egymás felé közeledő (konvergáló) kéreglemezek határán, az alátolódó lemez lenyíródott üledéktakarójának egymásra torlódott pikkelyeiből és takaróiból álló *akkréciós ék* izosztatikus kiemelkedésével jönnek létre. A lemezek ütközése azoknak a — STILLE (1940) által vulkanizmus esetén *eugeoszinklinális*nak, vulkanizmus nélkül *miogeoszinklinális*nak nevezett — lemezperemi medencéknek az üledékét gyűri fel, amelyek két óceáni, vagy két kontinentális lemez, vagy egy óceáni és egy kontinentális lemez határán helyezkednek el. Az óceánközépi hátság divergáló lemezei között új óceáni kéreg képződik; a hátságot — gömbfelületi helyzetéből kifolyólag — csapásmenti eltolódá-

sok, transzform törések rendszere hatja át, vízalatti vulkánok és földrengési epicentrumok kísérik. A „geoszinklinálisok" üledékeinek hegységgé válása J. T. WILSON (1968) szerint a következő hatfázisú ciklusban valósul meg:

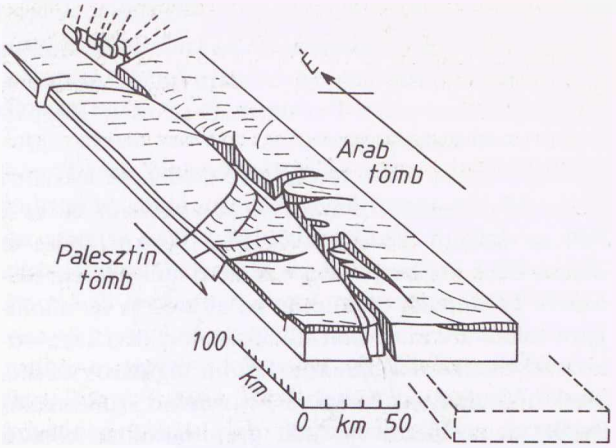
Az *1.* vagy *rift-fázis*ban a törések mentén szétváló kontinenslemezek közötti árok mélyén óceáni kéreg jelenik meg. — A *2.* vagy *drift-fázis*ban az óceáni hátságon feláramló bázisos magma oldalirányú terjeszkedése folytán többé-kevésbé széles óceán keletkezik. — A *3.* vagy *szubdukciós fázis*ban az egyik vagy mindkét kontinensszegélyen elnyelődési öv alakul ki. Az óceáni hátság aktivitása lassul; a passzív kontinensperemen sekély vízalatti platform keletkezik; ennek előterében különböző mészkövek és fekete agyagpalák, a mélytengerben radiolarit és vörös iszap rakódik le, s az utóbbiakhoz ofiolitok kapcsolódnak. Kialakul a geoszinklinális flis-előtti üledéksora. — A *4.* vagy *maradékóceáni fázis*ban keletkező, viszonylag keskeny tengerágat a zagyáramok alakjában két oldalról beáramló és/vagy hosszirányban eloszló terrigén törmelék tölti ki *(flis-stádium)*. — Az *5.* vagy *kollíziós fázis*ban a szubdukció folytatódása és az üledéknek az akkréciós ékhez való csatlakozása következtében a maradékóceán eltűnik; az erősen megvastagodott, de viszonylag kis fajsúlyú akkréciós öv pedig emelkedni kezd *(orogén stádium)*. — A *6.* vagy *poszt-orogén fázis*ban a kiemelkedő orogén mindkét oldala felé lepusztul; detritusza fluviális, limnikus és/vagy sekélytengeri fáciesű *molasz*ként rakódik le.

A WILSON-féle vázlat alapján a Föld nagy medencéit FÜCHTBAUER (1988) a következőképpen csoportosítja:

I. Árkok:

1. A szárazulatokon belüli földtani árkok közül *a)* a fejlődés kezdetén álló, termotektonikus felboltozódás és kéregkivékonyodás következtében létrejött, *kontinentális aljzatú árkok* sekélytengeri, szegélyükön, aljukon és tetejükön pedig nem-tengeri üledékekkel töltődnek ki (Kelet-afrikai árokrendszer, Bajkál-tó, az Égei-tenger központi része); *b) az óceáni aljzatú, embrionális óceánok*ban a csekély törmelékbeszállítás miatt eleinte evaporitok, lávák és „vörös rétegek", majd pelágikus üledékek és turbiditek rakódnak le (Vörös-tenger, az Atlanti-óceán kezdeti medencéi).

2. A kontinens és az óceán közötti árkok közül *a)* az ún. *aulakogén*ek a szárazföld testébe hatoló vetődések mentén kialakult, szimmetrikus és mély árkok, amelyek lávákból, törmelékkúpokból, folyóvízi és delta-üledékekből álló kezdeti üledékeire sekélytengeri lerakódások települnek (Szuezi- és Benue-öböl); *b)* a mély letörésekkel határolt *passzív kontinensszegély* igen vastag (12—18 km vastagságot is elérő), flexúrákkal és



32.32 ábra. A Holt-tenger árkának az Arab-tömb lépcsőzetes balos eltolódás menti kialakulása QUENNEL (1958) szerint

Az Arab tömb eredeti helyzetét a szaggatott vonalak jelzik. Az eltolódás lépcsőzetességét az eltolódás irányára merőleges transztenziós húzóerők okozzák.

növekvő vetőkkel tagolt, vörös rétegekkel, evaporitokkal és lávákkal, majd alapkonglomerátummal kezdődő, aszimmetrikus rétegsorát agyag, aleurit és karbonát (a tengerszint mélyresüllyedése esetén azonban terresztrikus üledék) zárja; az evaporitok gyakran diapírokat alkotnak (Gabon; az angolai Cuenza-medence; Mexikói-öböl).

3. Az oldalas eltolódással zeg-zugos törésvonalak mentén a kontinensen vagy az óceánban keletkezett, rövid *„pull-apart" medencék* (pl. a *Holt-tenger* árka: *32.32 ábra;* vagy a kaliforniai Szent-András-vető menti, 10 km hosszú *Ridge-medence,* amelyet a pliocén folyamán a > 1 km vastagságú Violin-breccsa töltött ki). Ezeket az árkokat egy-egy fácies nagy vastagsága melletti gyors fáciesváltozás, a fölfelé és lefelé durvuló sorozatok ciklikus váltakozása, a diszkordanciák gyakorisága, a tágulásos és préselődéses szerkezeti elemek egymás melletti megjelenése, a metamorfózis hiánya vagy gyöngesége, a vulkanizmus ritkasága és a törmelékfolyások gyakorisága jellemzi.

4. A szétterülési központokon és a vulkáni ívekben létrejött *óceáni árkok* közül *a)* az *ívközi* (interarc) *medencék*et vulkanoklasztitok, montmorillonitos agyagpalák, biogén iszapok, káliszegény bazaltok és andezitek töltik ki (ilyen lehetett az ÉK-i Kárpátok külső és belső vulkáni ívét elválasztó Csap–Munkácsi-medence); *b) az óceáni hátság szakadékai*ban (riftjeiben) pedig finom mészturbiditek rakódnak le (pl. az Antlanti-óceán középső részén).

II. Orogén vályúk:

1. A vulkáni szigetív szárazulat felőli, konkáv oldalán levő, kontinentális vagy óceáni aljzatú *ív mögötti* (backarc) *medencék*nek részint a szárazulatról, részint a vulkáni ívről származó üledékei a folyóvízi és delta

fáciestől a mélytengeriig terjedő kifejlődésűek. A kontinens felőli oldalt kálidús dácit, andezit és riolitos ignimbrit kitörések anyaga jellemzi (pl. az Andomana-tenger Ny-i része Burmától D-re és a Kárpát-medence miocén része).

2. Az orogén elülső részén levő medencék közül *a)* az *ív előtti* (forearc) *medencék* az akkréciós ék és a vulkáni szigetív között lévő, 50—100 km széles és olykor 5000 km hosszúságot is elérő mélyedések; üledékeik óceánfelőli oldalukon az akkréciós ék ofiolitjaira tolódva szinszedimentációs redőződést szenvedhetnek; ellenkező oldalukon viszont tágulásos szerkezetek alakulhatnak ki (pl. a Franciscan szubdukciós összlet és a Sierra Nevada gránitbatolitja közötti Great Valley, vagy a Huszt–Máramarossziget–Izaszacsal közötti Felső-Tisza-medence az ÉK-i Kárpátokban); *b)* az akkréciós ék előre nyomuló részén keletkező, 5—30 km szélességű, 10—60 km hosszúságú *lejtőmenti medencék* üledékei néhány km vastagságú durvatörmelékes kőzetek, turbiditek, hemipelágikus iszapok, vulkáni tufák (pl. Új-Zéland É-i szigetének K-i oldalán); *c)* a szubdukció színhelyén kialakult, hosszú és igen mély, de csak néhány km szélességű *mélytengeri árkok* többsége az „éhező medencék" közé tartozik; 1 km vastagságot meg nem haladó töltelékük anyaga részben melanzsszerű, durva törmelék, turbidit, ofiolit, tűzkő, ill. nagy nyomású és alacsony hőmérsékletű metamorfózist szenvedett glaukofanit (kékpala); ilyen pl. a San Francisco környéki Franciscan Mélange (II. kötet, 19.72. fejezet), a Dinaridák Diabáz–Tűzkő–Tufit Formációja; a Gömöridák Rozsnyó-vonal menti sávja Dél-Szlovakiában; a Bengáli hordalékkúp kelet felé elnyelődő 5 km vastag üledéksora Nyugat-Bengáliában; *d)* az akkréciós ék előnyomuló takaróinak homlokterében még a kontinensek ütközése (kollíziója) előtt, kialakuló, hosszú és széles *maradékóceánok* (remnant basins) óceáni aljzaton nyugvó hemipelágikus rétegekre települt, flis fáciesű turbiditekkel töltődnek ki. A szubdukció során azonban a flis lenyíródik vízzel telt aljzatáról és az óceáni aljzat elnyelődése közben az akkréciós ék részévé válik (pl. a Bengáli-öböl 55 millió év óta 20—100 B felhalmozódási sebességgel épülő mélytengeri hordalékkúpján; a varisztikus orogén grauvakke típusú alsó-karbonjában, az alp–kárpáti ív felső-kréta–paleogénjében). A redőződés általában 20—60 millió évvel később követte a valódi flisnek és a szubdukció során eltűnt „kordillerák"-ról származó „exotikus konglomerátumok"-nak a képződését.

3. A kollízió után kiemelkedett orogén előterében keletkezett *külső* (peripherial) *medencék* hosszú, de aszimmetrikus és túlnyomórészt folyóvízi, delta- vagy sekélytengeri lerakódású üledékgyűjtők, amelyeket a képződmények kis fokú deformációja és a kőolajfelhalmozódás optimuma jellemez (pl. a Zagroszi láncok alá tolódó Arab-táblán a harmadidőszakban kialakult Perzsa–Arab-öböl, vagy a kelet-bajor molassz alatti „autochton helvétikum" eocén–oligocén korú homok- és mészkövei).

4. A vulkáni és batolitövvel együtt kiemelkedett orogén egyik vagy mindkét oldalán kialakult *molasszmedencék* folyóvízi, delta- és uralkodóan sekélytengeri üledékeit posztorogén jellegük ellenére is érik késői mozgások. Ide tartozik pl. a hercínikum Ruhr-vidéki kőszéntelepes karbonja, vagy az alp–kárpáti előtér molassza. Ez utóbbi oligo–miocén korával szemben a Pó-medencének a flisszerű (turbidites) miocént követő molassza a pliocénre és a kvarterre szorítkozik. Turbiditeknek a posztorogén kéregmozgások miatt általában fölfelé durvuló megaciklusai azonban FÜCHTBAUER (1988) szerint molassz-fáciesben is megjelenhetnek. A fölfelé durvulás és a szállítási irányok megváltozása viszont a molassz-fáciesen kívül az *epikontinentális medencék* folyóvízi üledékeiben is gyakran megfigyelhető jelenség.

Egyes üledéktípusok tehát különböző tekto(no)faciális helyzetű medencékben is megjelenhetnek. Őstörténeti kapcsolatba kerülésük esetén pedig különösen az ívközi medencék, a maradékóceánok és a molassz-medencék pusztán üledékfáciesek alapján való megkülönböztetése alig lehetséges.

A medencék tekto(no)faciális osztályain belüli üledékek összképét a lerakódási rendszereikhez tartozó fáciesek kombinációja *(32.1 táblázat)* szabja meg. Az üledékgyűjtők tekto(no)faciális jellegét tehát környezetük és a kitöltő üledéksorok összehasonlító fácieselemzésével lehet meghatározni. Ehhez azonban az üledékes kőzetek mellett az azok közé iktatódó magmatitok és vulkanoklasztitok figyelembevétele is szükséges.

32.8 A MAGYARORSZÁGI ÜLEDÉKGYŰJTŐK ALAPVONÁSAI

Ősmaradványokkal bizonyított korú legrégibb üledékeink a kaledóniai és hercíniai megaciklusok későbbi kéregmozgások által eredeti összefüggésükből kiszakított, kicsiny foszlányai. Ezek közül a Dunántúli-középhegység DDK-i és ÉNy-i oldalának, a velencei gránit palaköpenyének vagy a Mecsek É-i előterének helyenként *Graptolites*, *Hystrichosphaerida* és *Conodonta* maradványokat is tartalmazó, szilur–alsó-

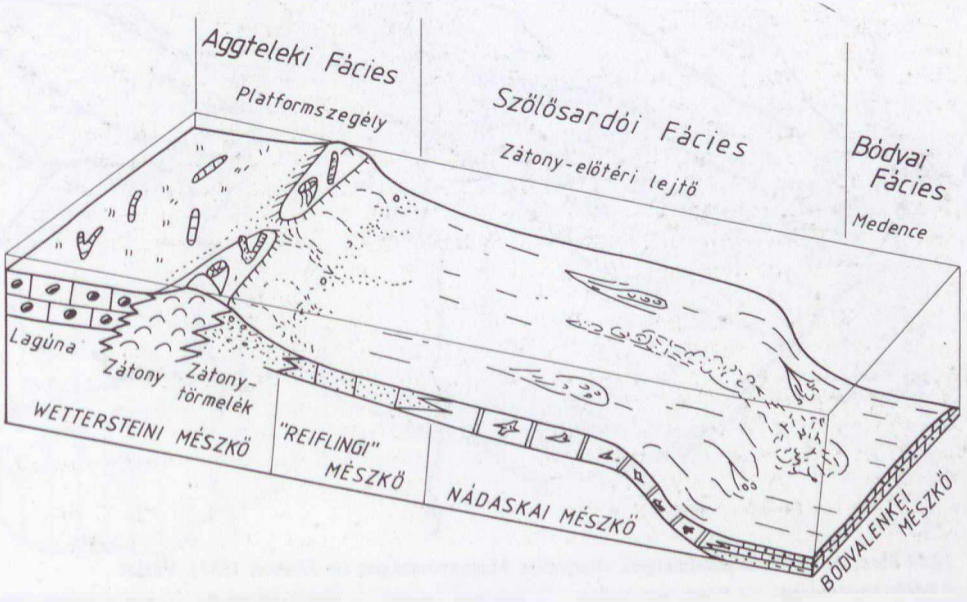
devon korú, anchi- és epimetamorf, pélites–pszammitos–lidites rétegsorait ma még aligha lehet megfelelő ősföldrajzi képbe foglalni. A kékkúti tentaculiteses–conodontás mészkő mégis az alsó-devonnak a Déli Karavankáktól a Kis-Kárpátok Harmonia-sorozatáig fel-felbukkanó, nyílttengeri fáciesét jelzi (LELKESNÉ—KOVÁCS—MAJOROS 1984).

Az Upponyi-hegység Nekézsenyi Formációja a riftesedő alsó-devon platformperemről lecsúszó és az egykorú paleobazalt-kitörések tufaanyagával keveredett, lejtőmenti képződménynek tűnik. A magasabb devon Szendrőládi Mészköve és Irotai Fillitje a zátonyokat övező nyílttenger különböző mélységű részeit jelzi. A szabadbattyáni korallos–brachiopodás–foraminiferás felső-vizéi mészkő és agyagpala faciológiai bizonytalanságával szemben a Rakacai Márvány olyan felső-vizéi–alsó-baskír platformképződmény, amelyet lejtőmenti intrakonglomerátum köt össze a baskír emelet nagyobb részét kitöltő, flisjellegű Szendrői Fillittel.

Az Északi Bükknek a Karni Alpok Hochwipfeli Flisére emlékeztető Bánvölgyi Palája fölfelé a moszkvai és gzséli emelet auernigi rokonságú agyagpalaösszletébe zárt biohermáiban (algás-korallos mésziszapdombjában) folytatódik. A tengeri karbonnak ezt a dél-alpi–dinári jellegű sávját ÉK-en és D-en (Zempléni-hegység, Füle, Darány, Téseny, Kiskunhalas) ma a felső-karbon helyenként kőszenet is tartalmazó, kontinentális molassza szegélyezi.

A hercínai orogenezis a perm elején az országterület nagy részét kiemelte. Bizonyítottan alsó-perm korú szárazulati üledékgyűjtők csak a Villányi-hegység É-i előterében és a Mecsektől Kecskemét felé húzódó sávban, valamint Kunbaja és Tótkomlós környékén alakultak ki, paleoriolittal tarkított folyóvízi és tavi vörös üledékekkel. E (fél)sivatagi molassz képződése a Zágráb–Kulcsi vonaltól DK-re a felső-permen át a középső-triász elejéig tartott. A Balaton-felvidék és az Északi Bakony-perem vörös üledékei viszont csak a felső-permre szorítkoznak, de folyóvízi és hordalékkúp fáciesű lerakódásaik kelet felé sós lagúnabeli anhidritekbe, majd sekélytengeri bitumenes karbonátokba mennek át. — A bükki alsó-perm vörös és zöld síkparti homokkő–pala összletére előbb a Szentléleki Formáció lagúnabeli gipsz-anhidritje, majd a Nagyvisnyói Formáció elzáródó tengeröbölre utaló, bellerophonos mészkő-dolomitja települ. Ez utóbbinak a Sári–Bugyi–Tabajd–Tab-i egykorú és hasonló fáciesű képződményekkel való kapcsolata még nem tisztázott.

A mezozóikumban az ország DK-i és ÉNy-i felének ellentéte rajzolódik ki. A mecsek–villányi epikontinentális triászra és paralikus liászra települő dogger–neokom rétegsor — valangini–hauterivi bázitjaival együtt — egy a Mezoeurópa D-i szegélyén kimélyülő kontinensperemi medencére utal: júrabeli lerakódásai a kelet-alpi „ultrahelvétikum" gresteni kifejlődésével rokonok. A Bükk, az Aggtelek–Rudabányai-hegység és a Dunántúli-középhegység mezozóos rétegsora viszont a Tethys hatalmas karbonátplatformjainak helyenként tengeralatti magmatizmussal is kísért széttöredezéséről tanúskodik. Az egyes területrészek között mégis nagy különbségek vannak. A Dunántúli-középhegységben, az Aggteleki-hegység szilicei takarójában, sőt a Bükkben is, a középső-triász riftesedés a ladin végén megáll, a platform-fácies — legalább részben — visszatér, s a júrabeli kimélyülés a dogger/malm határán éri el maximumát. A Rudabányai-hegység bódvai takarójának *(32.33 ábra)* és a Tornai–Mellétei (= Komjáti) rétegsoroknak a fáciesei viszont



32.33 ábra. Az Aggteleki- és a Rudabányai-hegységi üledékképződés modellje a középső-triász ladin emeletében KOVÁCS SÁNDOR szerint

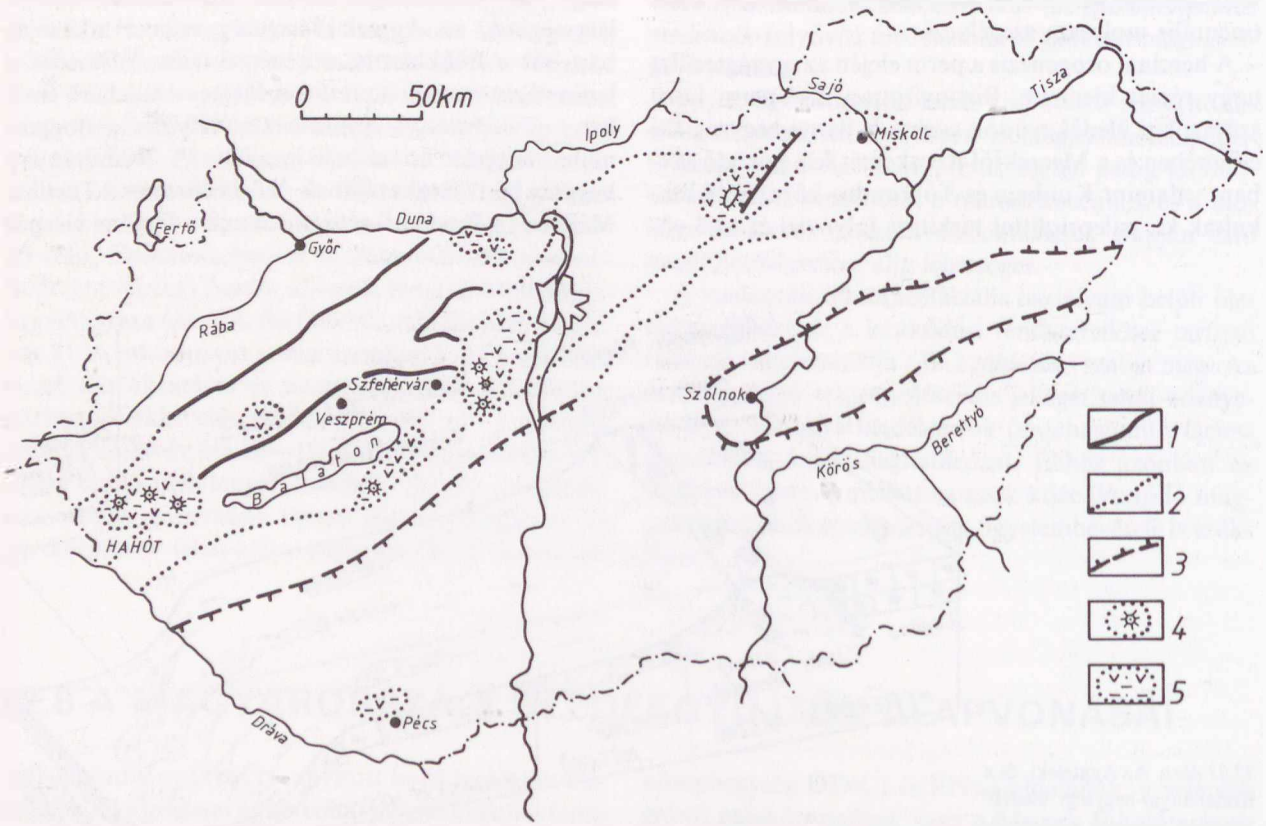
a középső-triászban kezdődő süllyedés fokozatos erősödését valószínűsítik. Ehhez itt már a középső-triászban felsőköpeny eredetű magmatitok csatlakoznak. A Bükk „nem teljes" ofiolitjai ellenben júra korúak.

Az alpi geoszinklinális tengelyét jelző Penninikum bázisos magmatitokkal tűzdelt, metamorf felső-jura–kréta rétegsora a Kőszeg–Rohonci-hegységben és a Vashegyen bukkan elő.

Az alpi orogenezis első hullámai a szilicei takarót a titon végén végleg, a villányi területet a berriázi–hauterivi, a Gerecsét a felső-titon, a Bakony–Vértest az alsó-apti és a turon idejére emelték ki — részben bauxitfelhalmozódással is jellemzett — szárazulattá. A Mecsekben a kréta-eleji kéregmozgások csak nátronbazalt-benyomulásokat és nagyobb mértékű törmelék-beáramlást okoztak. A Vékényi Márga itteni és kaskantyúi előfordulása az alföldi flis Puhovi Márgájának elszakított és Gyékényes, majd a Dinaridák felé mutató folytatása lehet. Ettől eltekintve az egész DK-i országrész a miocénig szárazföld. E szárazulat É-i peremét Máramarostól Szolnokig az „alföldi flis" felső-kréta–oligocén árka szegélyezi. Ehhez Ny felé egy „epikontinentális" medence finomabb szemű felsőkrétája csatlakozik. A szenon transzgressziót egyébként csak az Ajka–Sümeg környéki és zalai kőszéntelepes–karbonátos–márgás üledéksor, valamint a nekézsenyi „gosau" durvatörmelékes „korai molassz"-a képviseli. A krétavégi és paleocén korú egységes szárazulatot tehát csak az „alföldi flis" árka osztotta ketté.

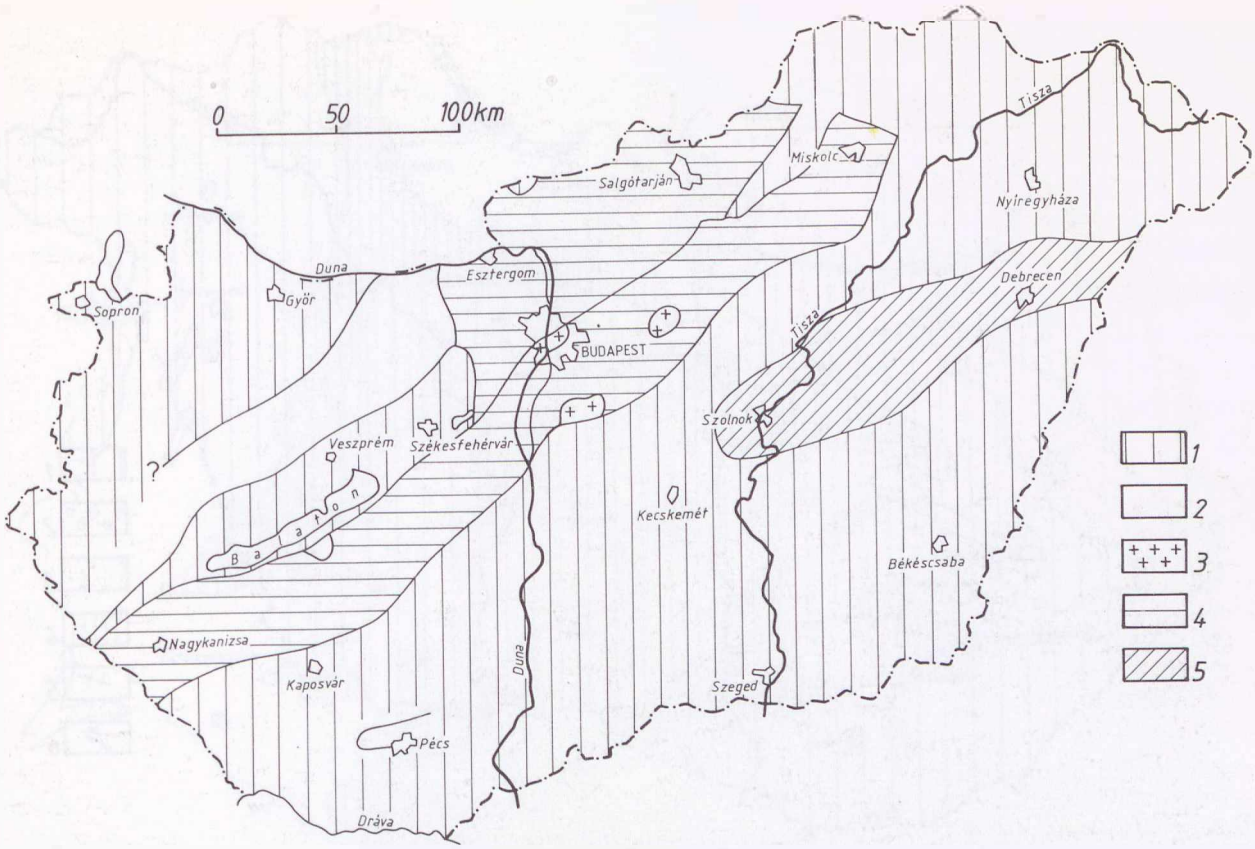
Az eocéntől kezdve ez a szárazulat koronként változó tengelyű, kiterjedésű és körvonalú kontinentális (folyóvízi, tavi, mocsári–lápi) és sekélytengeri, törmelékes üledékek mellett olykor jelentős mennyiségű vulkanitot és vulkanoszedimentet is befogadó, intramontán molassz-medencék kialakulásának színtere. Ezek alakját az alp–kárpáti ív lefutását is szabályozó kollíziós feszültségek, ősföldrajzi kapcsolatait pedig a Mediterráneummal, ill. a Paratethysszel való összeköttetések megnyílása vagy elzárulása, valamint feltöltődésük mértéke határozta meg *(32.34—32.40 ábra)*. Az eocén és oligocén medencéknek az ÉNy-i országrészre szorítkozása a miocén folyamán megszűnt ugyan, de a bádeniben kialakult egységes szigettengernek a szarmatában kezdődött lefűződése végül is a változatos fenékdomborzatú *(32.32 ábra)* és fokozatosan kiédesedő pannon medencének (I. kötet, *8.51 ábra*) a környezetében kiemelkedő hegységekből eredő folyók deltaképződményei (I. kötet, *8.6 ábra*) által okozott teljes feltöltődésére, a kvarterben pedig tisztán kontinentális — és jórészt periglaciális — üledékek lerakódására vezetett.

A hazai föld alpi ciklusbeli fejlődéstörténetében



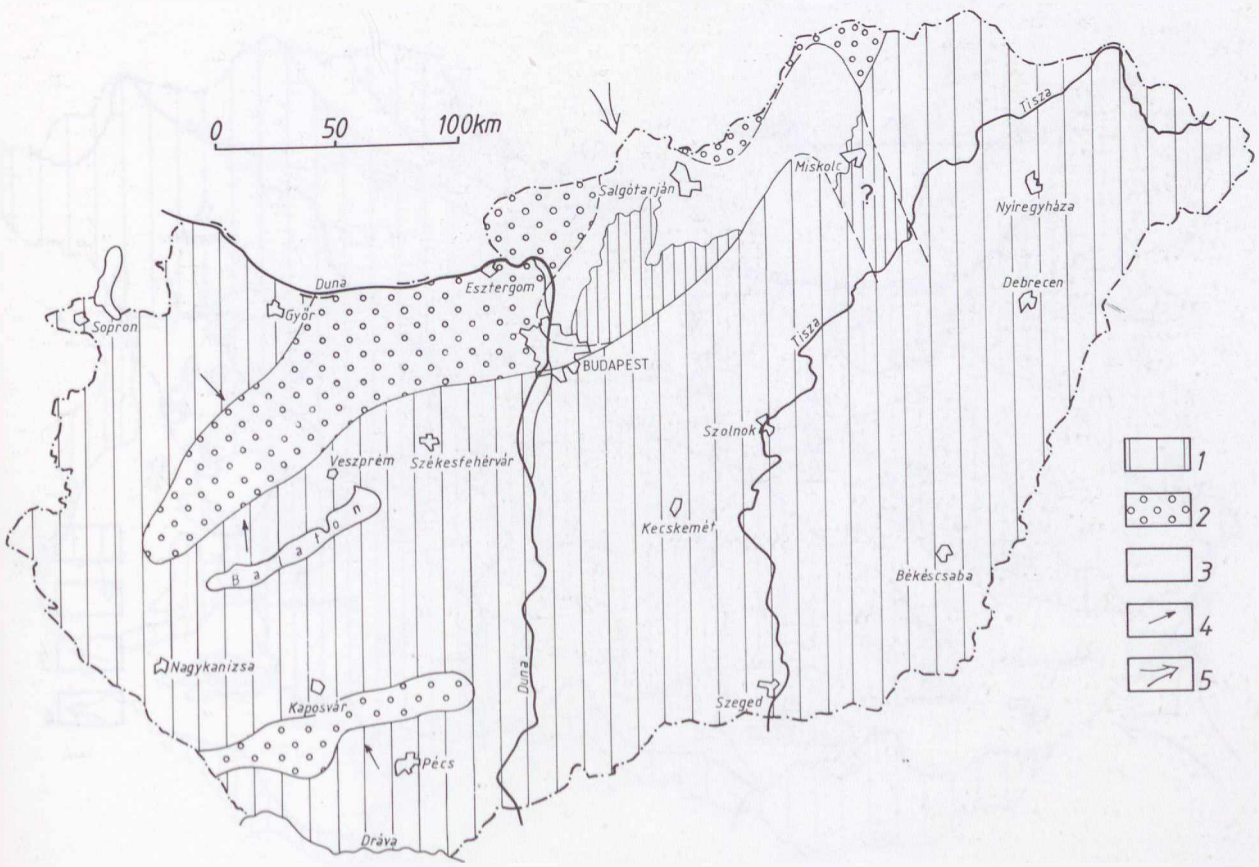
32.34 ábra. Az eocén képződmények elterjedése Magyarországon (*in* JÁMBOR 1981). Vázlat

1. Felszíni képződmények. — *2.* Felszín alatti üledékek. — *3.* Tektonikus határok. — *4.* Vulkáni központok. — *5.* Vulkáni üledékes kőzetek.



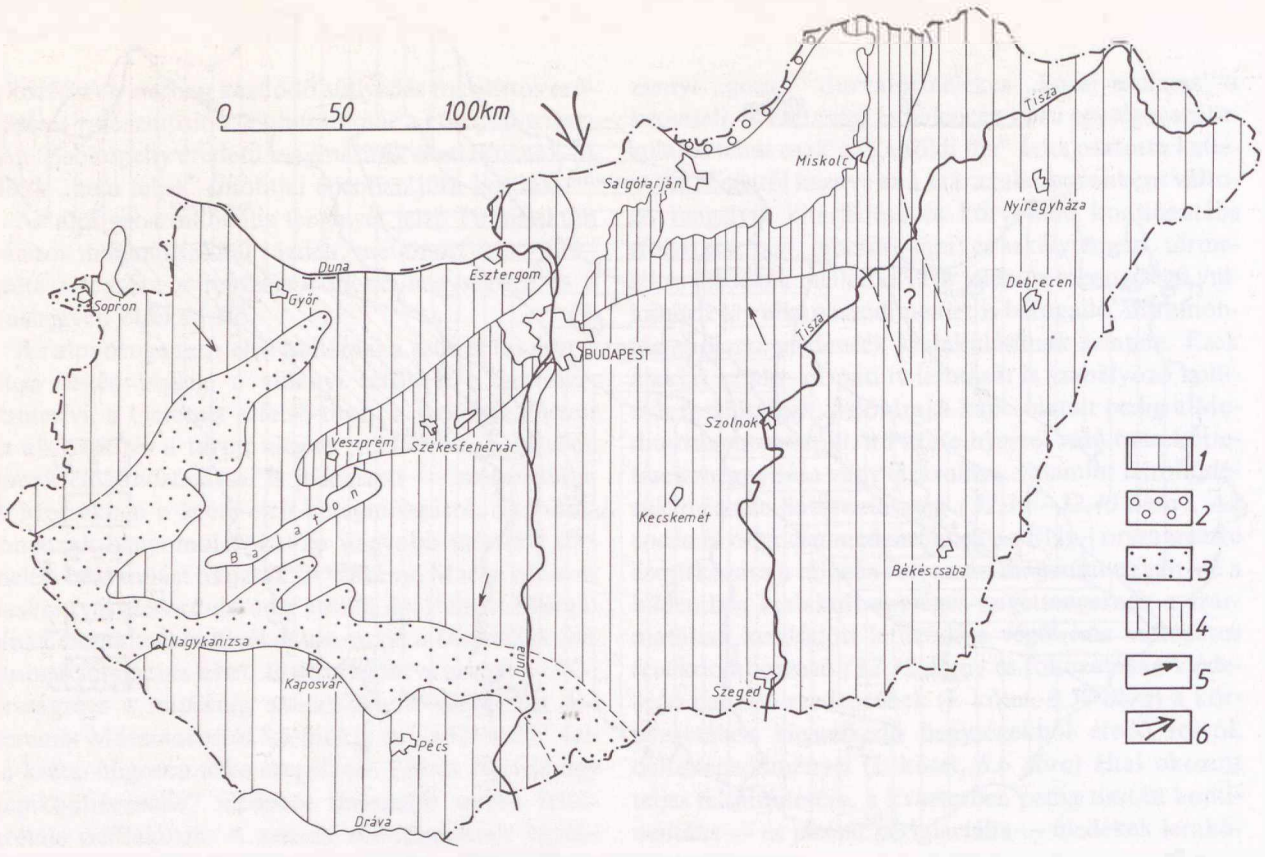
32.35 ábra. Az alsó- és középső oligocén elterjedése Magyarországon (*in* JÁMBOR 1981). Vázlat

1. Szárazulat. — *2.* Kontinentális, durvatörmelékes molassz. — *3.* Vulkáni képződmények a felszínen. — *4.* Epikontinentális tengeri molassz. — *5.* „Alföldi flis".



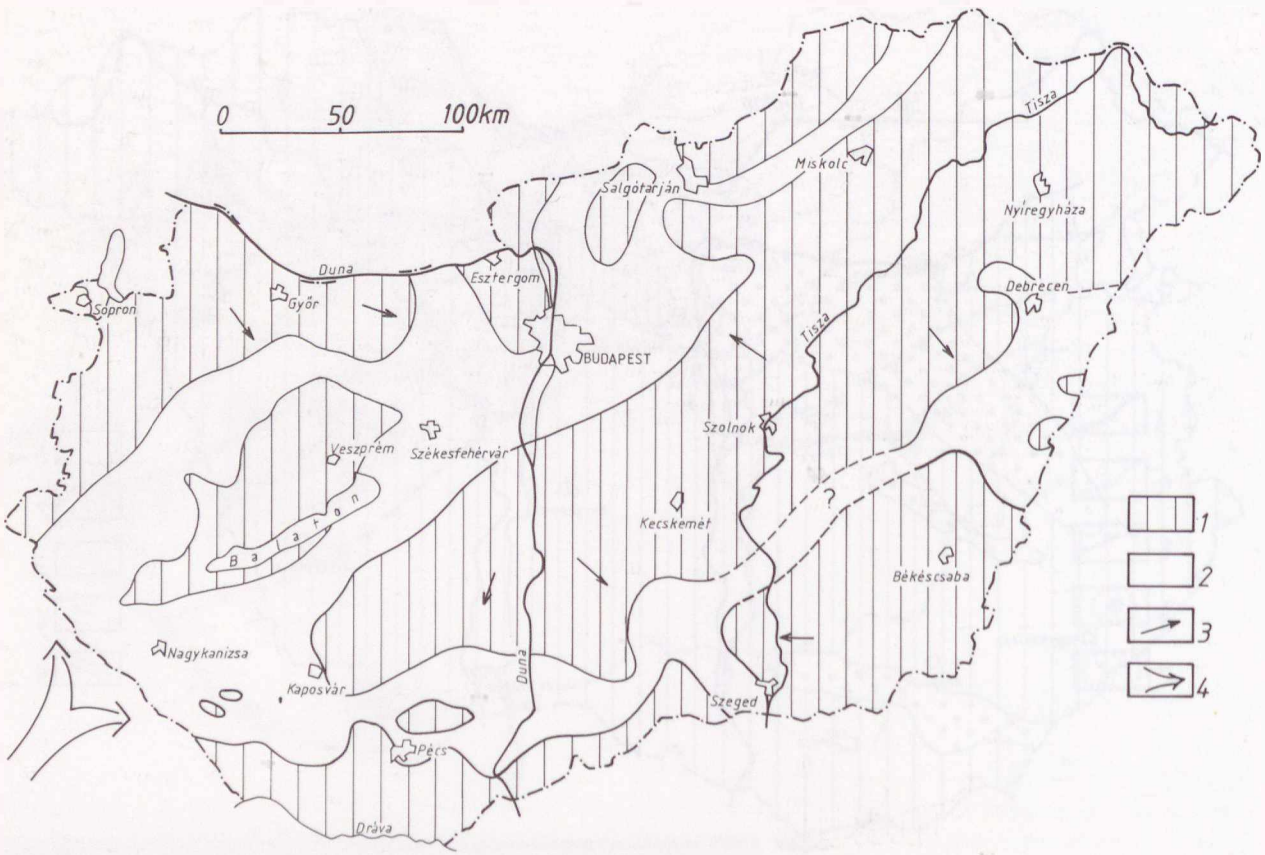
32.36 ábra. Az eggenburgi üledékek elterjedése Magyarországon (*in* JÁMBOR 1981). Vázlat

1. Szárazulat. — *2.* Kontinentális üledékek. — *3.* Tengeri kifejlődés. — *4.* A törmelékszállítás iránya. — *5.* A transzgresszió iránya.



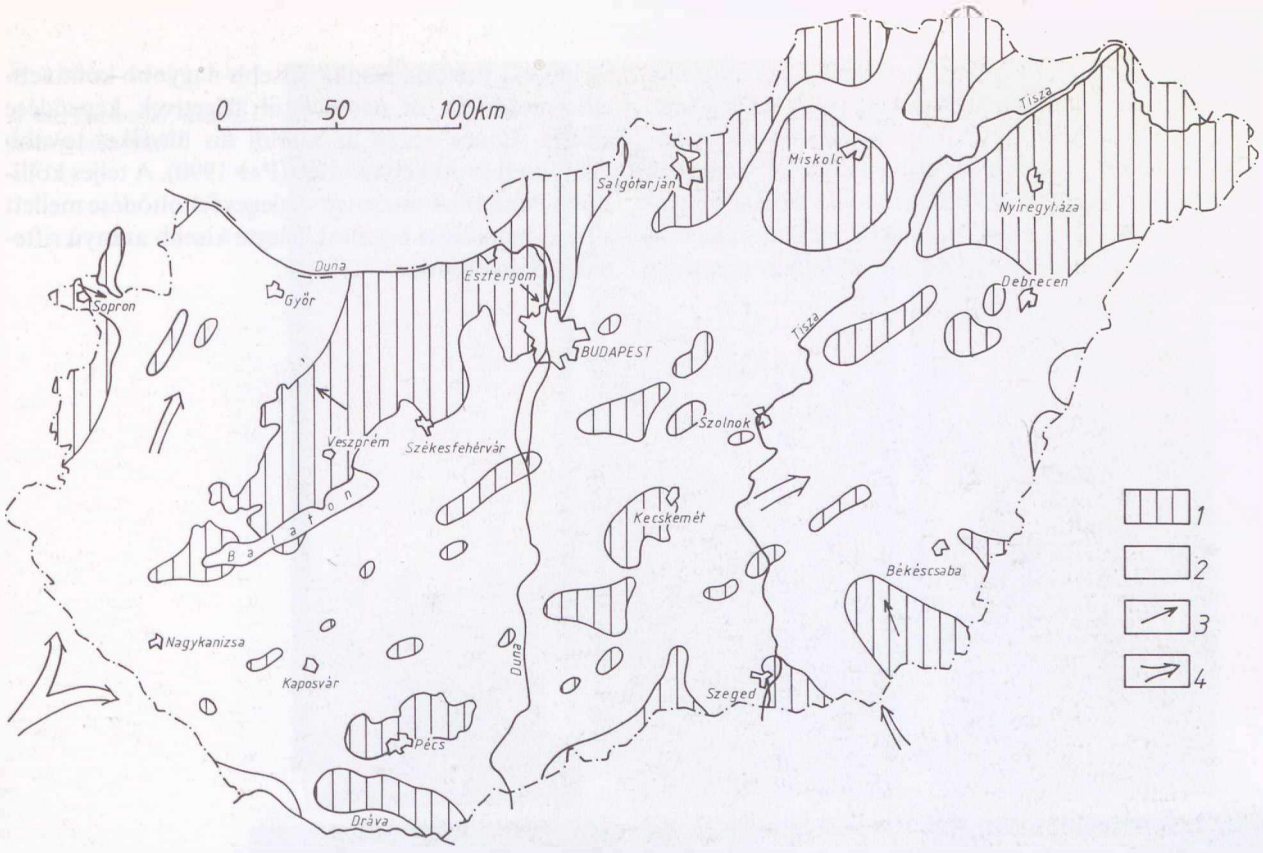
32.37 ábra. Az ottnagi üledékek elterjedése Magyarországon (*in* JÁMBOR 1981). Vázlat

1. Szárazföld. — *2.* Kontinentális képződmények. — *3.* Bizonytalan szárazföldi lerakódások. — *4.* Tengeri kifejlődés. — *5.* A törmelékszállítás iránya. — *6.* A transzgresszió iránya.



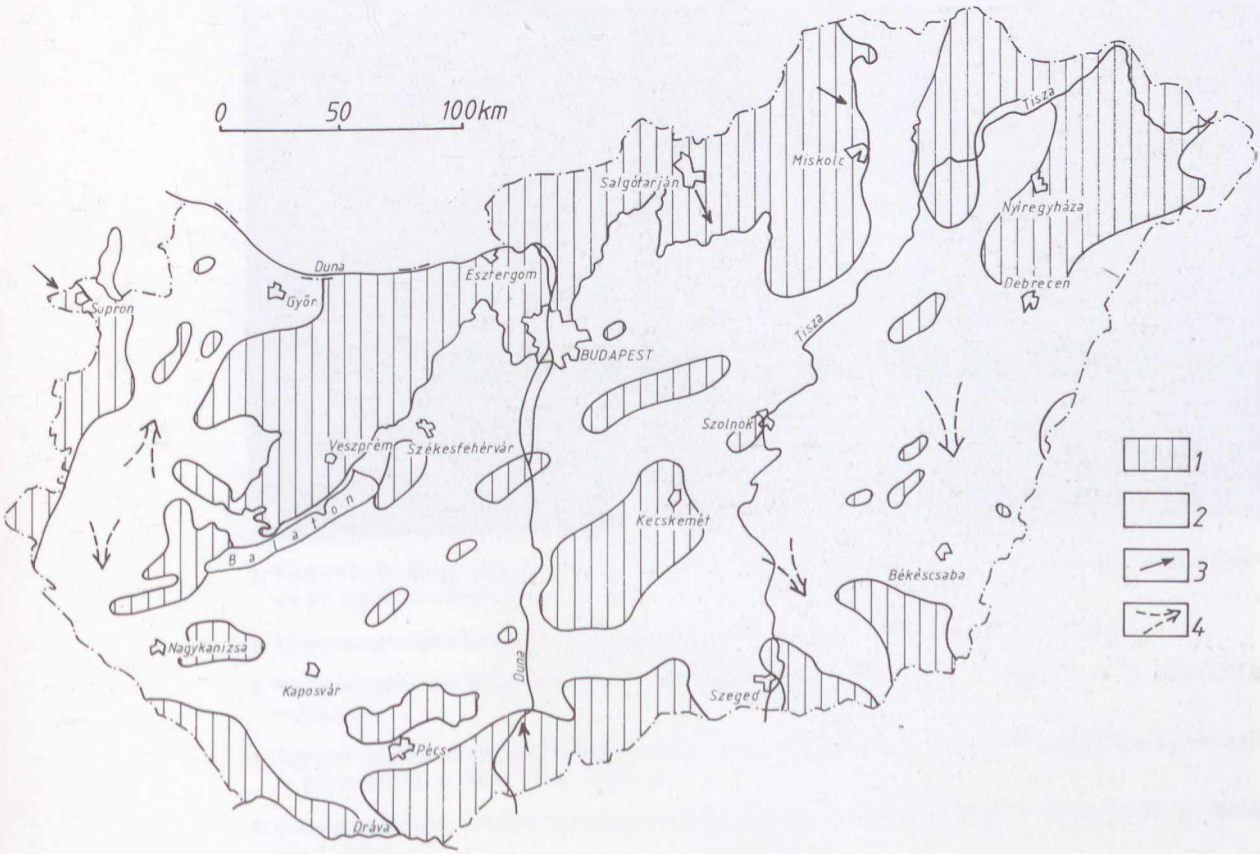
32.38 ábra. A kárpáti üledékek elterjedése Magyarországon (*in* JÁMBOR 1981). Vázlat

1. Szárazulat. — *2.* Tengeri kifejlődés. — *3.* A törmelékszállítás iránya. — *4.* A transzgresszió iránya.



32.39 ábra. A bádeni üledékek elterjedése Magyarországon (*in* JÁMBOR 1981). Vázlat

1. Szárazulat. — *2.* Sekélytenger. — *3.* A törmelékszállítás iránya. — *4.* A transzgresszió iránya.



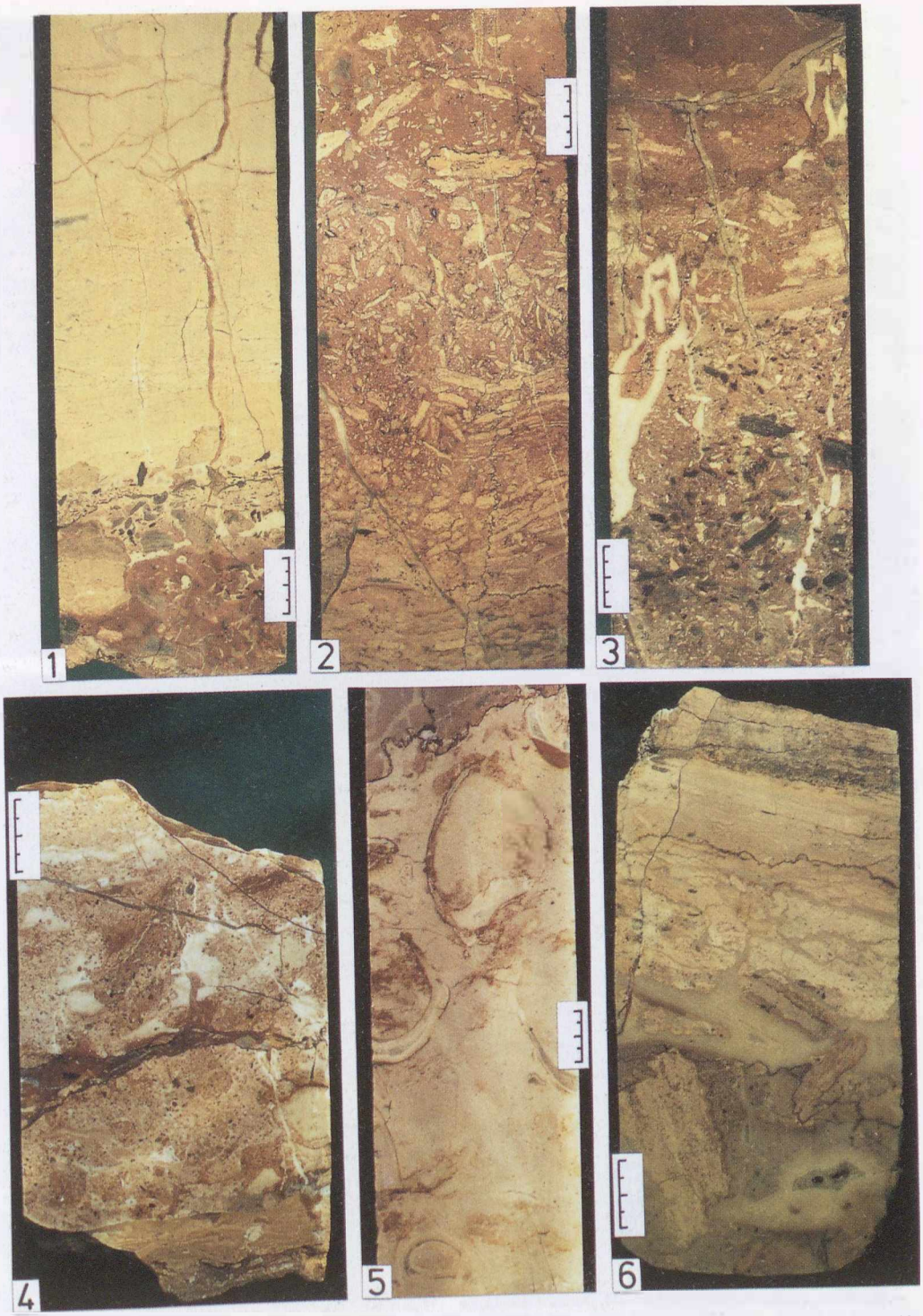
32.40 ábra. A szermata üledékek elterjedése Magyarországon (*in* JÁMBOR 1981). Vázlat

1. Szárazulat. — *2.* Csökkentsósvizi kifejlődés. — *3.* A törmelékszállítás iránya. — *4.* A regresszió iránya.

tehát jól megmutatkozik a hercíniai nagyciklusnak ma már csak nagy vonalakban követhető tendenciája. A perm riftesedő szárazföldi medencéit a triász–alsó-kréta korú, sekélyebb–mélyebb óceáni medencék követték. Ezeknek már föltehetően a szétterülési stádiumban elcsúszó és el is forduló üledéktömegei a felső-kréta–paleogén szubdukció fázisaiban egymásra torlódtak. Feltorlódásukat kisebb-nagyobb kontinentális medencék és neovulkáni szigetívek képződése kísérte. Ennek során az alföldi flis üledékei tovább gyűrődtek és pikkelyeződtek (Pap 1990). A teljes kollíziót a Pannóniai-medence végleges feltöltődése mellett a felső-pannóniai bazaltok jelezte kisebb arányú riftesedés bonyolította.

32.1. tábla

A nóri Dachsteini Mészkő felületi csiszolatai



1. Típusos Lofer-ciklus: alul vörös, autigén breccsás *A*-, följebb algalemezes, majd madárszemes és lemezrepedéses *B*-, legfelül homogén *C*-tag. — Porva Po–89. sz. fúrás: 246,2—246,5 m

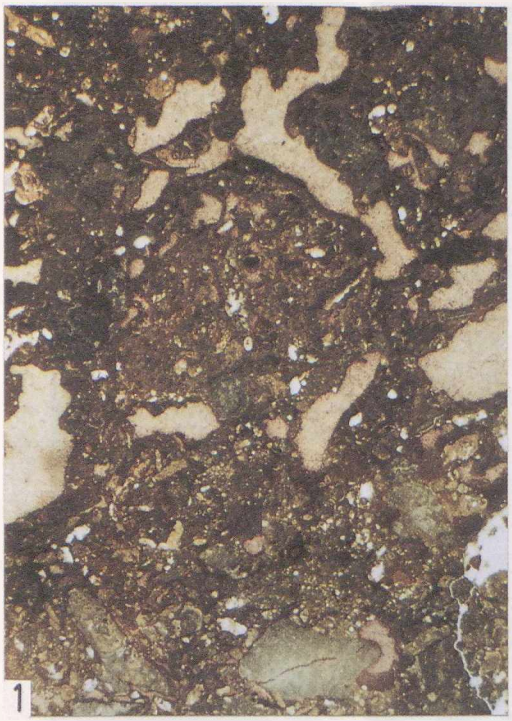
2. Vörös márga algaszőnyeg-intraklasztokkal (*A*-tag). — Porva Po–89. sz. fúrás: 100,0—100,3 m

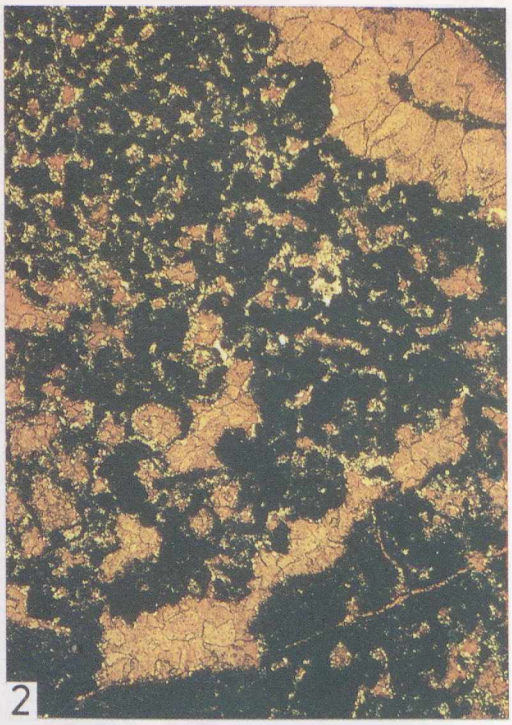
3. Vörös márgába zárt fekete szemcsék és algaszőnyeg-intraklasztok (*A*-tag). — Porva Po–89. sz. fúrás: 202,4—202,6 m

4. Agyagos mészkő fekete szemcsés intraklasztjai vörös márgacsíkokkal és kalcitos üregkitöltésekkel (*A*-tag). — Porva Po–89. sz. fúrás: 296,6—296,8 m

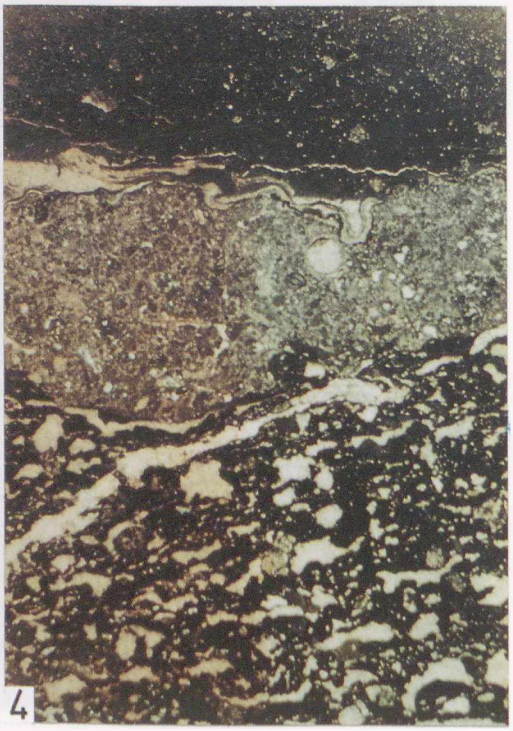
5. *C*-tag megalodonos mészkövének karsztos felszínét borító vörösmárgás *A*-tag. — Porva Po–89. sz. fúrás: 272,9—273,1 m

6. Agyagos mészkő algaszőnyeg-intraklasztokkal és kalcit-kitöltésű lemezrepedésekkel (*A*-tag). — Porva Po–89. sz. fúrás: 120,2—120,4 m







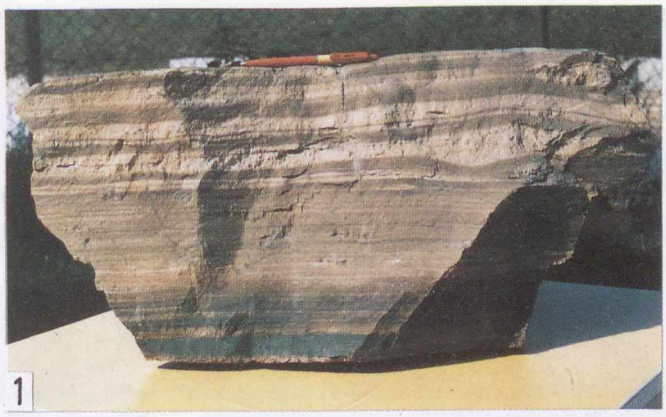


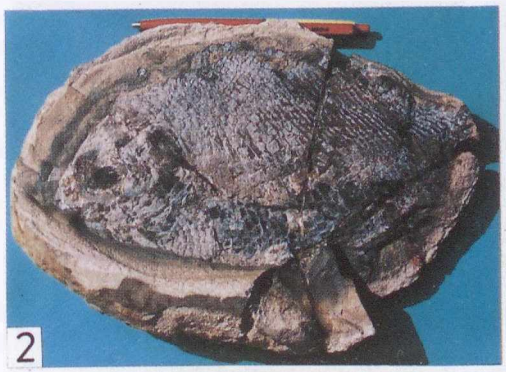
1. Átmenet az *A*- és *B*-tag között: intraklasztok és madárszemek. — Dachsteini Mészkő. — Porva Po–89. sz. fúrás: 452,0 m, 21 ×

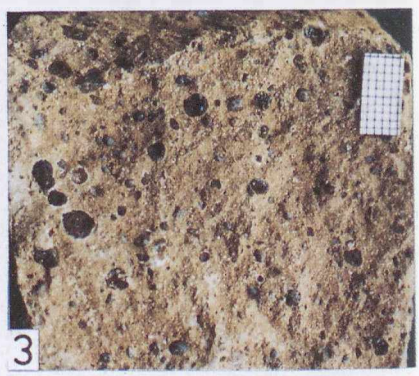
2. Mikrites és madárszemes *B*-tag, a fenesztrák és lemezrepedések többségét kalcit tölti ki. — Dachsteini Mészkő. — Porva Po–89. sz. fúrás: 481,0 m, 21 ×

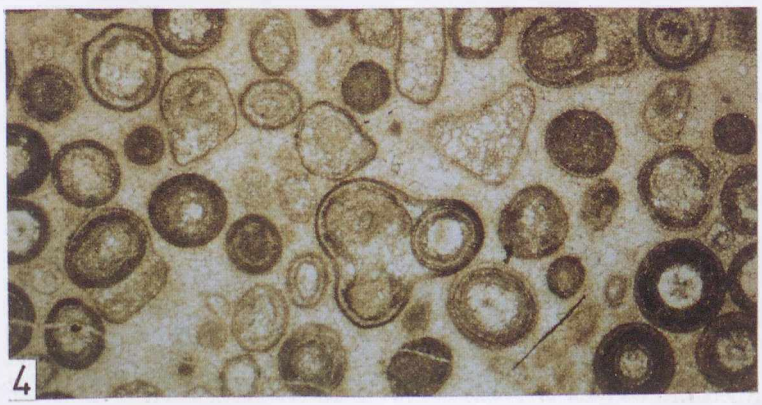
3. A *B*-tag madárszemes pelmikritjének dolomitosodása: a kioldott szemcsék belsejét és a madárszemek külső koszorúját (fehér) dolopátit alkotja. — Az „átmeneti egység" és a Dachsteini Mészkő határáról. — Porva Po–89. sz. fúrás: 461,7 m, 21 ×

4. Intramikritből és intraklasztból álló *A*-tagot fedő, madárszemes *B*-tag. — Dachsteini Mészkő. — Porva Po–89. sz. fúrás: 415,4 m, 8 ×









1. Tarkasávos karbonátos mangánérc. — Úrkút: felső-liász. — A MÁFI gyűjteményéből. — Foto: Balogh Kálmán, 1989. — A toll hossza 13 cm

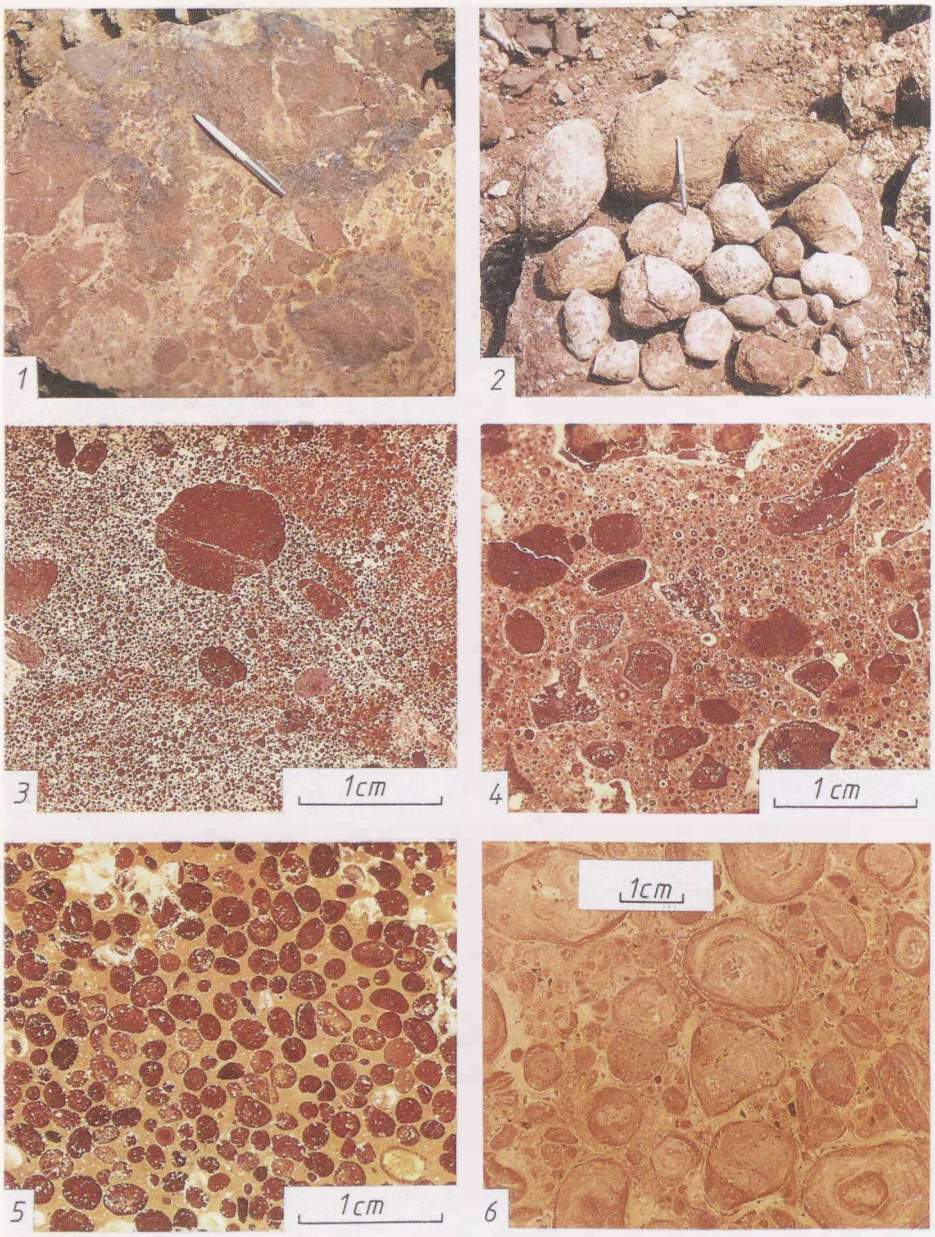
2. Foszforitgumóba zárt halmaradvány a mangános összletből. — Úrkút: felső-liász. — A MÁFI gyűjteményéből. — Foto: Balogh Kálmán, 1989. — A toll hossza 13 cm

3. Ártéri fáciesű bauxit. — Halimba H–942. sz. fúrás: 257—258 m. Halimbai Bauxit Formáció: szenon emelet. — Juhász Erika ajándéka

4. Ooidos mészkő. — Balaton-felvidék: Edericsi Mészkő Formáció (karni emelet). — Hévíz–6. sz. fúrás. — Haas János gyűjteményéből, 8 ×

32.4. tábla

Bauxit típusok



1. Konglomerátumos–breccsás bauxittömb képe. — Kislőd; a telep felső része

2. A konglomerátumos bauxitból kipreparált, kemény bauxitkavicsok. — Kislőd; a telep felső része

3. Mikrooidos–ooidos bauxit, vasdús bauxitkavicsokkal. — Bošanska Krupa, Jugoszlávia: Pritoka telep. — Szenon emelet. — Polírozott felület

4. Ooidos szövetű bauxitos agyag, gömbölyített és szögletes bauxitkavicsokkal, viszonylag sok utólagos kaolinitkiválással. — La Llacuna, ÉK-Spanyolország. — Paleocén. — Polírozott felület

5. Gömbszemcsés bauxit, a vasban szegényebb alapanyag repedéseiben és a gömbszelencék belsejében utólagos ásványkiválásokkal. — Halimba, Malom-völgy, X. sz. lencse. — Alsó-szenon. — Polírozott felület

6. Borsóköves bauxit, részben törött pizoidokkal. Arkalük, Kazahsztán. — Paleocén–eocén. — Polírozott felület

Valamennyi ábra BÁRDOSSY GYÖRGY ajándéka.

IRODALOM

AGER, D. V. 1973: *The Nature of the Stratigraphical Record.* — London: Macmillan.

AGER, D. V. 1981a: Major marine cycles in the Mesozoic. — *J. Geol. Soc. London,* **138,** 159—166.

AGER, D. V. 1981b: *The Nature of the Stratigraphical Record.* — (2nd ed.) — Somerset, New Jersey: J. Wiley & Sons, 122 p.

ALLEN, J. R. L. 1965: Fining upward cycles in alluvial successions. — *Liverpool and Manchester Geol. J.,* **4,** 229—246.

ALLEN, J. R. L. 1966: On bedforms and paleocurrents. — *Sedimentology,* **6,** 153—190.

ALLEN, P. A. 1982: Cyclicity of Devonian fluvial sedimentation, Cuminsburgh Peninsula, SE Shotland. — *J. Geol. Soc.,* **139,** 1, 49—58.

ANDERSON, R. Y. 1982: Orbital and climatic control of Permian evaporite deposition, Delaware Basin, Texas and New Mexico. — *Geol. Soc. Amer., Abstr. & Progr.,* **14,** 7, 432—433.

ANTAL S. 1975: *A Bükk-hegység felső-permi karbonátos üledékösszletének mikrofáciesei és keletkezési körülményei.* — Egyet. dokt. értek. — JATE Földtani és Őslénytani Tanszéke. — Kézirat, 112 p.

ARMENTROUT, J. H.—SUEK, D. H. 1985: Hydrocarbon exploration in Western Oregon and Washington. — *AAPG Bull.,* **69,** 4, 627—643.

BACSÁK GY. 1955: A pliocén és a pleisztocén az égi mechanika megvilágításában. — *Földt. Közl.,* **85,** 70—105.

BALLANCE, P. F.—READING, H. G. 1980: *Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones.* — Spec. Publ. Nr 4. of the Internat. Assoc. of Sedimentologists, 265 p.

BALLY, A. W. 1983: *Structural Styles and the Evolution of Sedimentary Basins.* — AAPG Short Course, SEG Ann. Convent, 198 p.

BALOGH K. 1973: Dél-alföldi neogén transzgressziós rétegsorok üledékjegyei. — *Földt. Közl.,* **103,** 3/4, 251—269.

BALOGH K. 1975: Az üledékes kőzetek ritmicitása. — *MTA X. Oszt. Közlem.,* **8,** 3/4, 363—366.

BENKŐ F. 1985: *Geological and Cosmogenic Cycles as Reflected by the New Law of Universal Cyclicity.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 401 p.

BERGER, W. H. 1982: Deglacial CO_2 buildup: contrains on the coral-reef model. — *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.,* **40,** 235—253.

BÉRCZI, I.—GEIGER, J.—RÉVÉSZ, I.—GAJDOS, I.—PAPP, S.—POGÁCSÁS, GY.—RUPLER, J. 1984: Sedimentological investigation of the Neogene sequence of some regional geological profiles through the Hungarian part of the Pannonian Basin. — *27th Int. Geol. Congress, Moscow,* Abstracts II., 19—20.

BLACKBOURN, G. A. 1984: Sedimentary faciesvariations and hydrocarbon reservoirs in continental sediments — a predictive model. — *J. Petrol. Geol.,* **7,** 1, 67—76.

BLANC, J.-J. 1982: Sédimentation des marges continentales actuelles et anciens. — Paris—New York: Masson, VIII + 159 p.

BOTT, M. H. P. 1976: Formation of sedimentary basins of graben type by extension of the continental crust. — *Tectonophysics,* **36,** 77—86.

BOTVINKINA, L. N. 1965: *Metodicseszkoe rukovodsztvo po izucseniju szloisztoszti.* — Trudü Geol. Inszt. Ak. Nauk SzSzSzR, **119.** — Moszkva: Nauka, 259 p.

BRANDNER, R. 1984: Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. — *Jahrb. Geol. B. A., Wien,* **126,** 4, 435—476.

BUBNOFF, S. v. 1956: Grosszyklen und Evolution. — *Geol. Rdschau,* **45,** 1, 17—25.

CHAN, M. A.—DOTT, R. I. JR. 1983: Shelf and deep sea sedimentation in Eocene forearc basin, Western Oregon — fan or non-fan? — *AAPG Bull.,* **67,** 11, 2100—2116.

CHERVEN, V. B. 1983: A delta-slope submarine fan model for Maestrichtian part of Great Valley Sequence, Sacramento and San Joaquim Basins, California. — *AAPG Bull.,* **67,** 5, 772—816.

COATES, D. R. 1981: *Environmental Geology.* — New York, Chichester, etc.: Wiley, 736 p.

COCHRAN, J. R. 1983: Model for development of Read Sea. — *AAPG Bull.,* **67,** 1, 41—69.

CURRAY, J. R. 1969: Estuaries, lagoons, tidal flats, and deltas. — *In:* STANLEY, D.-J. (ed.): *The New Concepts of Continental Margin Sedimentation.* — AGI short course lecture notes, Amer. Geol. Inst., Washington, lect. **3,** 30 p.

CURRAY, J. R.—MOORE, D. G. 1964: Holocene regressive littoral sands, Costa de Nayarit, Mexico. — *In:* VAN STRAATEN, L. M. J. U. (ed.): *Deltaic and Shallow Marine Deposits.* — Developments in *Sedimentology,* **1,** 76—82. — Amsterdam: Elsevier.

CSÁSZÁR G. 1986: Dunántúli-középhegységi középső-kréta formációk rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. — *Geol. Hung. Ser. Geol.,* **23,** 295 p.

DE COO, J. C. M.—LAU, J. W. E. 1977: Recognition of reef facies in the Ban Limestone (Upper Jurassic–Lower Cretaceous), Sarawak. — *Geol. Papers,* **2,** 72—78. — Geol. Surv. Malaysia.

DOTT, R. H. 1983: Episodic sedimentation. — How normal is average? How rare is rare? Does it matter? — *J. Sediment. Petrol.,* **53,** 5—23.

DUFF, P. MCL. D.—HALLAM, A.—WALTON, E. K. (eds) 1967: *Cyclic Sedimentation. — Developments in Sedimentology,* **10.** — Amsterdam, etc.: Elsevier, 280 p.

DŻUŁYŃSKI, S.—WALTON, E. K. 1965: *Sedimentary Features of Flysch and Greywackes. — Developments in Sedimentology,* **7.** — Amsterdam, etc.: Elsevier, 274 p.

EINSELE, G.—SEILACHER, A. (eds) 1982: *Cyclic and Event Stratification.* — Berlin, etc.: Springer, 536 p.

ETHRIDGE, F. C.—FLORES, R. M. 1981: Recent and ancient nonmarine depositional environments: Models for exploration. — *SEPM Spec. Publ.,* **31.** — Tulsa, Okla.

FISCHER, A. G. 1964: The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. *In:* MERRIAM, D. F. (ed.): Symposium on cyclic sedimentation. — *Kansas Geol. Survey Bull.,* **169,** 102—149.

FICHTER, L. S.—POCHÉ, D.-J. 1979: *Ancient Environments and the Interpretation of Geologic History.* — Minneapolis, Minn.: Burges, 168 p.

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.

FLOYD, J. D. 1982: Stratigraphy of a flysch succession: the Ordovician of W Nitsdale, SW Scotland. — *Transact. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.,* **73,** 1—9.

FRAKES, L. A. 1979: *Climate throughout Geologic Time.* — Amsterdam: Elsevier, 310 p.

FÜCHTBAUER, H. (ed.) 1988: *Sedimente und Sedimentgesteine.* — 4. Aufl. — Stuttgart: Schweizerbart, 1141 p.

FÜLÖP J. 1975: *Tatai mezozóos alaphegységrögök.* — *Geol. Hung. Ser. Geol.,* **16,** — 225 p.

FÜLÖP J.—DANK V.—BARABÁS A.—BARDÓCZ B.—BREZSNYÁNSZKY K.—CSÁSZÁR G.—HAAS J.—JÁMBOR Á.—SZ. KILÉNYI É.—NAGY E.—RUMPLER J.—SZEDERKÉNYI T.—VÖLGYI L. 1987: *Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával. 1 : 500 000.* — MÁFI.

GAJDOS I.—PAP S.—SOMFAI A.—VÖLGYI L.1983a: *Az alföldi pannóniai (s. l.) képződmények litosztratigráfiai egységei.* — Budapest: MÁFI alkalmi kiadv., 70 p.

GAJDOS I.—PAP S.—SZENTGYÖRGYI K. 1983b: Exploration methodological results of the comprehensive hydrocarbon-geological interpretation of the North-Békés region. — *Acta Geol. Hung.*, **26,** 3—4, 251—275.

GALLOWAY, W. E. 1975: Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional system. — *In:* BROUSSARD, M. L. (ed.): *Deltas.* — Houston Geol. Soc., 87—98.

GALLOWAY, W. E.—HOBDAY, D. K. 1983: *Terrigenous Clastic Depositional Systems.* — New York, Berlin, etc.: Springer, 423 p.

GEIGER J. 1988: Delta progradációs nagyciklusok az alföldi pannóniai (s. l.) medence feltöltődésében az üledékes kőzettestmorfológiai vizsgálatok alapján. — *Földt. Közl.*, **118,** 219—238.

GEYER, O. F. 1973—77: *Grundzüge der Stratigraphie und Fazieskunde. Bd. I—II.* — Stuttgart: Schweizerbart, 279 + 341 p.

GINSBURG, R. N. 1971: Landward movement of carbonate mud: a new model for regressive cycles in carbonates. (Abstract) — *AAPG Bull.*, **55,** 2

GINSBURG, R. N. 1972: South Florida carbonate sediments. — *In:* GINSBURG, R. N. (ed.): Geological Society of America, *Annual Meeting, 1964. Guidebook. Field Trip 1.* (Reprint). — Miami: University of Miami. IV. 71 p. (Sedimenta 2)

GINSBURG, R. N. (ed.) 1975: *Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts.* — Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 428 p.

GRESSLY, A. 1838: Observations géologiques sur le Jura Soleurois. — *Nouv. Mém. Soc. Helv. Sci. Natur.*, **2,** 349 p.

HAAS J. 1984: Paleogeographic and geochronologic circumstances of bauxite genaeration in Hungary. — *Acta Geologica*, **27,** 1/2, 23—39.

HAAS J. 1989: *Felső-triász karbonátos táblafejlődés a Dunántúli-középhegységben.* — Akad. dokt. értek. — Kézirat, 220 p.

HAAS J.—JOCHÁNÉ EDELÉNYI E.—GIDAI L.—KAISER M.—KRETZOI M.—ORAVECZ J. 1984: *Sümeg és környékének földtani felépítése.* — *Geol. Hung. Ser. Geol.*, **20,** 353 p.

HAAS J.—TÓTHNÉ MAKK Á.—ORAVECZNÉ SCHEFFER A.—GÓCZÁN F.—ORAVECZ J.—SZABÓ I.—VETŐ I.—KUBOVICS I.—SZABÓ CS. 1988: *Alsó-triász alapszelvények a Dunántúli-középhegységben.* — *MÁFI Évk.*, **65,** 2, 354 p.

HALLAM, A. 1969: Tectonism and eustasy in the Jurassic. — *Earth Rev.*, **5,** 45—68.

HALLAM, A. 1978: Eustatic cycles in the Jurassic. — *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **23,** 1—32.

HALLAM, A. 1981: *Facies Interpretation and the Stratigraphic Record.* — San Francisco: Freeman, 291 p.

HALMAI J.—JÁMBOR Á.—RAVASZNÉ BARANYAI L.—VETŐ I. 1982: *A Tengelic 2. sz. fúrás földtani eredményei.* — *MÁFI Évk.*, **65,** 1—113.

HAMBLIN, K. W. 1982: *The Earth's Dynamic System. — A Textbook in Physical Geology.* (3. ed.) — Minneapolis, Min.: Burgess, XI + 529 p.

HAQ, B. U.—HARDENBOL, J.—VAIL, P. R. 1987: Chronology et fluctuating sea levels since the Triassic. — *Science*, **235,** 1156—1167.

HARBAUGH, J. W.—BONHAM-CARTER, G. 1970: *Computer Simulation in Geology.* — New York: Wiley-Interscience, 98 p.

HARDENBOL, J.—VAIL, P. R.—FERRER, J. 1981: Interpreting palaeoenvironment subsidence history and sea-level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy. — *Proc. 26th Internat. Geol. Congr., Geology of Continental Margins.* — *Oceanologica Acta*, No. sp., 33—44.

HAYS, J. D.—PITMAN, W. C. III. 1973: Lithospheric plate motions, sea level changes, and climatic and ecological consequences. — *Nature*, **246,** 18—32.

HAYS, J. D.—IMBRIE, J.—SHACKLETON, N. J. 1976: Variation in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. — *Science*, **194,** 1121—1132.

HÁMOR, G. 1983: The quantitative methods of palaeogeographical reconstruction. — *MÁFI Special Papers*, **1983/2,** 70 p.

HÁMOR G. 1985: A nógrád—cserháti kutatási terület földtani viszonyai. — *Geol. Hung. Ser. Geol.*, **22,** 307 p.

HÁMOR, G.—JÁMBOR, Á.—LANTOS, M.—RÓNAI, A.—ELATON, D. P. 1985: Magnetostratigraphic correlations of some Neogene strata of the Pannonian Basin, Hungary. — *VIIIth Congress of the RCMNS.* — *Abstracts*, p. 257.

HOUTEN, F. B. VAN—PURUCKER, M. E. 1984: Glauconitic peloids and chamositic ooids — favorable factors, conflaints, and problems. — *Earth Sci. Rev.*, **20,** 211—243.

HSÜ, K. J. 1974: Mélanges and their distinction from olistostromes. — *In:* DOTT, R. H.—SHAVER, R. H. (eds): *Modern and ancient geosynclinal sedimentation.* — *SEPM Spec. Publ.*, **19,** 321—333.

HUBBARD, R. J.—PAGE, J.—ROBERT, D. G. 1985: Depositional sequence mapping as a technique to establish tectonic and stratigraphic framework and evaluate hydrocarbon potential on a passive continental margin. — *AAPG Mem.*, **39,** 72—91.

HUGGET, R. J. 1985: *Earth Surface Systems.* — Berlin, etc.: Springer, 270 p.

JANKOWSKI, B. 1981: Die Geschichte der Sedimentation im Nördlinger Ries und Randecker Maar. — *Bochumer geol. geotechn. Arb.*, **6,** 315 p.

JÁMBOR Á. 1965: Üledékes kőzetek kavicsvizsgálatának földtani értékelése. — *Mérnöki Továbbképző Int. előadássorozata.* — **4420,** 35 p.

JÁMBOR Á. 1970: *Földtani anyagfeldolgozás terepen.* — Budapest: Magyarh. Földtani Társulat, 76 p.

JÁMBOR Á. 1980: *A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei.* — *MÁFI Évk.*, **62.**

JÁMBOR Á. (szerk.) 1981: *Magyarország molassz képződményei.* — A szocialista orsz. tud. akad. IX. P. K. 3.3 munkacsop. magyarországi ülése, Budapest, 1981. október. (Kirándulásvezető.) — 179 p. — Budapest: MÁFI.

JÁMBOR, Á. *et al.*, 1985: General characteristics of Pannonian s. l. deposits in Hungary. — *VIIIth. Congress RCMNS.* — *Abstracts*, 276—284.

JÁMBOR Á.—KORPÁS L. 1971: A Dunántúli-középhegység kavicsképződményeinek rétegtani helyzete. — *MÁFI Évi Jel.*, **1969.,** 75—92.

JOFAR, S. A. 1983: Significance of the Late Triassic calcareous nannoplankton from Austria and Southern Germany. — *Neues Jb., Geol. Pal. Abh.*, **166,** 2, 218—259.

KÁZMÉR M. 1982: *A budai felsőeocén mészkő mikrofácies-vizsgálata.* — Budapest: ELTE egyet. dokt. értek. (Kézirat.)

KÁZMÉR M. 1989: *Abstracts of the 10th IAS Regional Meeting on Sedimentology, Budapest 24—26. April 1989.* — Budapest: Hung. Geol. Inst., 277 p.

KINSMAN, D. J. J. 1975a: Salt floors to geosynclines. — *Nature*, **255,** 375—378.

KINSMAN, D. J. J. 1975b: Rift valley basin and sedimentary history of trailing continental margins. — *In:* FISCHER, A. G.—JUDSON, S. (eds): *Petroleum and Global Tectonics.* — Princeton, N. J.: Princeton Univ. Press, 83—126.

KOVÁCS S. 1990: *Middle Triassic rifting and facies differentiation in NE Hungary.* (Kézirat)

LAGACHE, M. (ed.) 1984: *Thermométrie et barométrie géologique. I—II.* — Paris: Soc. Française Miner. Cristallogr., 663 p.

LEEDER, M. R. 1982: *Sedimentology. — Process and Product.* — London, etc.: Allen & Unvin, 344 p.

LELKESNÉ FELVÁRI GY.—KOVÁCS S.—MAJOROS GY. 1984: Alsódevon pelágikus mészkő a Kékkút-4. sz. fúrásban. — *MÁFI Évi Jel.*, **1982,** 289—315.

LÜTZNER, H. 1987: *Sedimentary and Volcanic Rotliegendes of the Saale Depression.* — Excursion Guidebook Sympos. Rotliegendes in Central Europe, Erfurt, May 24—30, 1987. — Potsdam: Acad. Sci. GDR, Central Inst. f. Physics of the Earth, 197 p.

MADER, D. 1983: Evolution of fluvial sedimentation in the Buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel (Germany). — *J. Sed. Geol.*, **37,** 1/2, 1—84.

MACKENZIE, F. T.—PIGOTT, J. D. 1981: Tectonic control of Phanerozoic sedimentary rock cycling. — *J. Geol. Soc. London,* **138,** 183—196.

MARDIA, K. V. 1972: *Statistics of Directional Data.* — London: Academic Press.

MATTHEWS, R. K. 1974: *Dynamic Stratigraphy.* — Englewood Cliffs: N. J.: Prentice Hall.

MIALL, A. D. 1973: Markov chain analysis applied to an ancient alluvial plain succession. — *Sedimentology,* **20,** 347—364.

MIALL, A. D. 1974: Paleocurrent analysis of alluvial sediments — a discussion of directional variance and vector magnitude. — *J. Sed. Petrol.,* **44,** 1174—1185.

MIALL, A. D. 1984: *Principles of Sedimentary Basin Analysis.* — New York, Berlin, etc.: Springer, 490 p.

MIDDLETON, G. V. 1978: Facies. —*In:* FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Pa.: Dowden, Hutchinson & Ross, 323—325.

MILANKOVITCH, M. 1930: *Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. — Handbuch der Klimatologie* **1.** — Berlin: Borntraaeger, 176 p.

MILANKOVITCH, M. 1941: *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem.* — Beograd: Königl. Serbische Akademie, 484 p.

MITCHUM, R. M. JR.—VAIL, P. R.—THOMPSON, S. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part *2:* The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. — *In:* PAYTON, C. E. (ed.): *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration. — AAPG Mem.,* **26,** 53—62.

MYHR, D. W.—MEIJER-DREES, N. C. 1976: Geology of the southeastern Alberta Milk River gas pool. — *In:* LERAND, M. M. (ed.): *The Sedimentology of Selected Clastic Oil and Gas Reservoirs in Alberta.* — Canad. Soc. Petrol. Geol. 96—117.

NAKAO, S.—SUZUKI, T. 1981: Bottom Sediments in the GH78-1 AREA. — *Cruise Rep.,* **17.** Geol. Soc. Japan. — 75—102.

OERLEMANS, J. 1980: Model experiments on the 100.000-yr glacial cycle. — *Nature,* 287.

OLSEN, C. R. 1978: Sedimentation rates. — *In:* FAIRBRIDGE, R. W. —BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Pa.: Dowden, Hutchinson & Ross, 687—692.

PAP S. 1990: *Felpikkelyezett rétegsorok a Közép-Tiszántúlon.* — Budapest: MÁFI alk. kiadv., 36 p.

PAYTON, C. E. (ed.) 1977: Seismic Stratigraphy. — Application to Hydrocarbon Exploration. — *AAPG Mem.,* **26,** 516 p.

PERRIER, R.—OUBLIER, J. 1974: Thickness changes in sedimentary layers during compaction history: methods for quantitative evaluation. — *AAPG Bull.,***58,** 507—520.

PETTIJOHN, F. J. 1975: *Sedimentary Rocks.* (3rd. ed.). — New York, etc.: Harper & Row, 628 p.

PITMAN, W. C., III.—GOLOVCHENKO, X. 1983: The effect of sealevel change on the shelfedge and slope of passive margins. — *In:* STANLEY, D. J.—MOORE, G. T. (eds): *The Shelfbreak: Critical Interface on Continental Margins. — SEPM Spec. Publ.,* **33,** 41 p.

POGÁCSÁS, GY. 1984a: Seismic stratigraphic features of Neogene sediments in the Pannonian Basin. — *Geofiz, Közlem.,* **30,**4, 373—410.

POGÁCSÁS, GY. 1984b: Results of seismic stratigraphy in Hungary. — *Acta Geol.,* **27,** 1/2, 91—108.

POGÁCSÁS, GY. 1985: Seismic stratigraphic features of Neogene sediments in the Pannonian Basin. — *Geophys. Transactions,* **30,** 4, 373—410.

POGÁCSÁS GY. 1987: Szeizmikus adatok rétegtani alkalmazásának lehetőségei és korlátai a Pannon medencében, különös tekintettel a neogén képződményekre. — *Őslénytani Viták,* **34,** 31—74.

POGÁCSÁS, GY.—RÉVÉSZ, I.—LAKATOS, L.—ÚJSZÁSZI, K.— VAKARCS, G.—VÁRKONYI, L.—VÁRNAI, P. 1988: Seismic facies, electrofacies and Neogene sequence chronology of the Pannonian Basin. — *Acta Geologica,* **31,** 3—4, 175—207.

POGÁCSÁS, GY.—RÉVÉSZ, I. 1985: Seismic stratigraphic and sedimentological analysis of Neogene delta features in the Pannonian Basin. — *VIIIth Congress of the RCMNS. — Abstract,* 469—471.

POTTER, P. E.—PETTIJOHN, F. J. 1963: *Paleocurrents and Basin Analysis.* — Berlin, etc.: Springer, 269 p.

QUENNELL, A. M. 1958: The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift. — *Quart. J. geol. Soc. London,* **114,** 1—24.

RAD, U. V.—HINZ, K.—SARNTHEIN, M.—SEIBOLD, E. (eds) 1982: *Geology of the Northwest African Continental Margin.* — Berlin, etc.: Springer, 703 p.

READING, H. G. 1978: *Sedimentary Environments and Facies.* — Oxford: Blackwell.

READING, H. G. 1982: Sedimentary basin and global tectonics. — *Proc. Geol. Ass.,* **93,** 4, 321—350.

RÓNAI A. 1981: Magnetostratigraphy of Miocene—Quaternary sediments in the Great Plain. — *Earth Evolution Sciences,* **1,** 3/4, 265—267.

RÓNAI A. 1985: *Az Alföld negyedidőszaki földtana. — Geol. Hung. Ser. Geol.,* **21,** 446 p.

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

SACHARIEWA-KOWATSCHEWA, K. 1974: Über die Entstehung des „Steinernen Waldes" (Pobitite Kameni) in der Umgebung von Varna — Bulgarien. — *Mitteil. d. Österreichischen Geographischen Gesellschaft,* **116,** I—II, 166—174.

SANGREE, J. B.—WIDMIER, J. M. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part nine: Seismic interpretation of clastic depositional facies. — *In:* PAYTON, C. E. (ed): *Seismic Stratigraphy. — Application to Hydrocarbon Exploration. — AAPG Mem.,* **26,** 165—184.

SCHUMM, S. A. 1963: Disparity Between Present Rates of Denudation and Orogeny. — *USGS Prof. Paper,* **454.**

SCHWAB, F. L. 1976: Modern and ancient sedimentary basins: Comparative accumulation rates. — *Geology,* **4,** 723—727.

SCHWARZACHER, W. 1975: *Sedimentation Models and Quantitative Stratigraphy. — Developments in Sedimentology,* **19.** — Amsterdam: Elsevier, 382 p.

SCHWARZACHER, W.—FISCHER, A. G. 1982: Limestone—shale bedding and perturbation of Earth's orbit. — *In:* EINSELE, G.—SEILACHER, A. (eds): *Cyclic and Event Stratification.* — Berlin, etc.: Springer, 72—95.

SCHWARZACHER, W.—HAAS, J. 1986: Comparative statistical analysis of some Hungarian and Austrian Upper Triassic peritidal carbonate sequences. — *Acta Geol. Hung.,* **29,** 3/4, 175—196.

SHANMUGAM, G.—MOIOLA, R. J. 1982: Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. — *Geology,* **10,** 231—235.

SINONS, J. B.—CORNISH, R. 1983: Fluvial landforms associated with ice-domed lake drainage in upper Glen Roy, Scotland. — *Proceedings geol. Ass.,* **94,** 1, 45—52.

STILLE, H. 1940: *Einführung in den Bau Amerikas.* — Berlin: Borntraeger, 717 p.

STOW, D. A. V.—PIPER, D. J. W. (eds) 1984: *Fine-Grained Sediments: Deep-Water processes and Facies. — Geol. Soc. Spec. Publ.*, **15.** — Oxford—London, etc.: Blackwell, 659 p.

SURLYK, F. 1987: Slope and deep shelf Gully Sandstone, Upper Jurassic, East Greenland. — *AAPG Bull.*, **71,** 4, 464—475.

SWANN, D. H.—LINEBACK, J. A.—FRUND, E. 1965: The Borden Siltstone (Mississippian) Delta in Southwestern Illinois. — *Illinois Geol. Surv. Circular* **386,** 20 p.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1970: A litofáciesek ciklusossága az üledékképződés sebessége és az endogén—exogén folyamatok paleoklimatikus hatásai. — *MTA Föld- és Bányászati Tud. Oszt. Közlem.*, **3,** 1—3, 259—267.

SZÖÖR GY. 1972: Molluszkahéjak elemzése derivatográfiai fingerprint módszerrel. — *Földt. Közl.*, **102,** 54—73.

SZÖÖR GY. 1979: *Quarter és neogén fosszilia anyag paleobiokémiai elemzése kronológiai, taxonális és fáciestani kiértékeléssel.* — MTA kandidátusi értekezés. (Kézirat.)

SZTRAHOV, N. M. 1960—62: *Osznovü teorii litogeneza.* 1—3. — Moszkva: Izd. AN SzSzSzR, 211 + 573 + 549 p.

TILL, R. 1974: *Statistical Methods for the Earth Scientists.* — London: Macmillan.

TILL, R. 1978: Arid shorelines and evaporites. — *In:* READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies.* — Oxford: Blackwell, 178—206.

TOOMEY, D. F. 1983: The paleoecology of a „Middle Limestone Member" (Leavenworth) of an Upper Carboniferous (Stephanian) cyclothem, Midcontinent, U.S.A. — *Facies*, **8.**

TÓTHNÉ MAKK Á. 1985: Laboratóriumi elemzési eredmények felhasználása az üledékföldtani kiértékelésben. — *MÁFI Módszertani Közlem.*, 1985/1, 72 p.

VAIL, P. R. 1988: Seismic stratigraphic interpretation procedure. — *In:* BALLY, A. (ed.): *Atlas of Seismic Stratigraphy.* — *AAPG Studies in Geology*, **27,** 1—10.

VAIL, P. R.—HARDENBOL. J. 1979: Sea-level changes during the Tertiary. — *Oceanus*, **22,** 71—79.

VAIL, P. R.—HARDENBOL, J.—TODD, R. G. 1982: Jurassic conformities and global sea-level changes from seismic and biostratigraphy. — *Houston Geol. Soc. Bull.* (Sept.), 3—4.

VAIL, P. R.—MITCHUM, R. M., JR.—TODD, R. G.—WIDMIER, J. M.— THOMPSON, S., III.—SANGREE, J. B.—BUBB, J. N.—HATLELID, W. G. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 1—11. — *In:* PAYTON, C. E. (ed.): *Seismic Stratigraphy. — Application to Hydrocarbon Exploration. — AAPG Mem.*, **26.** — 49—212.

VAIL, P. R.—TODD, R. G. 1981: Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy. — *In: Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-west Europe.* — London: Heyden & Son, Ltd, 216—235.

VALETON, I. 1983a: Klimaperioden lateritischer Verwitterung und ihr Abbild in den synchronen Sedimentationsräumen. — *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.*, **134,** 2, 413—452.

VALETON, I. 1983b: Paleoenvironment of lateritic bauxites with vertical and lateral differentiation. — *In:* WILSON, C. (ed.): *Residual Deposits. — Geol. Soc. Spec. Publ.*, **11,** 77—90. — London.

VAN HINTE, J. E. 1978: Geohistory analysis. — Applications of micropaleontology in exploration geology. — *AAPG Bull.*, **62,** 201—222.

VISTELIUS, A. B. 1961: Sedimentation time trend functions and their application for correlation of sedimentary deposits. — *J. Geol.*, **69,** 703—728.

VISTELIUS, A. B. 1980: *Osznovü matematicseszkoj geologii.* — Leningrad: Nauka, 389 p.

VON WAGONER, J. C.—MITCHUM, R. M.—POSAMENTIER, H. W.—VAIL, P. R. 1988: Key definitions of sequence stratigraphy. — *In:* BALLY, A. (ed.): *Atlas of Seismic Stratigraphy. — AAPG Studies in Geology*, **27,** 11—14.

VÖLGYI L. 1976: Szénhidrogéntelepek előrejelzésének lehetőségei földtani meggondolások alapján. — *Földt. Közl.*, **106,** 503—527.

WALKER, R. G. (ed.) 1984: *Facies Models.* — Toronto: Geoscience Canada, Reprint Ser. **1.**

WATNEY, W. L. 1980: Cyclic sedimentation of the Lansing–Kansas City Groups in Northwestern Kansas and Southwestern Nebraska. — A guide for petrolum exploration. — *Bull. St. Geol. Survey Kansas*, **220,** 72 p.

WATSON, G. S. 1966: The statistics of orientation data. — *J. Geol.*, **79,** 786—797.

WATSON, J. L. 1975: *Carbonate Facies in Geologic History.* — Berlin, etc.: Springer, 471 p.

WILSON, J. T. 1968: Static or mobile Earth: the current scientific revolution. — *Proc. Amer. Philos. Soc.*, **112,** 309—320.

WILSON, R. C. L. 1968: Carbonate facies varation within the Osmington oolite serie in southern England. — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **4,** 89—123.

WILLIAMS, G. E. (ed.) 1981: *Megacycles. — Long-term Episodicity in Earth and Planetary History. — Stroudsburg, Pa.:* Hutchinson & Ross (*Benchmark Papers in Geology*, **57.**), XVIII + 434 p.

WOLMAN, M. G.—MILLER, J. P. 1960: Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. — *J. Geol.*, **68,** 57—74.

TÁRGYMUTATÓ

abiogén (kicsapódás) 11, 16, 21, 27, 37, 79, 156, 292
abiomorf 27, 35
A-bitumen 297, 303
adszorpció 21, 24, 59, 85, 99, 102, 186, 234, 272, 276, 310, 320
aerob 212
afanitos–amorf 62
agyagásványok 24, 46, 49, 74, 78, 107, 143, 152, 159, 163, 167, 168, 228, 253, 276, 309, 310, 311, 369
agyagdiapír 319, 322
agyagkő 48, 75, 153
agyagpala 38, 48, 49, 60—62, 77, 79, 80, 83, 88, 95, 96, 133, 138, 144, 149, 150, 153, 155, 161, 250, 297, 375
agyagvaskő 62, 71, 74, 229
ajkait 241
akaganéit 59, 71
akausztobiolit 211
akkréció 374, 376
aktivációs energia 286, 289, 290
aktív szegély 347
aktuogeológia 370—372
akusztikus impedancia 352
alabandit 102, 104, 105
Alapaev 73
alaptelep 246, 251
aleuritomorf 62
alferrit 183
alföldi flis 378, 382
algasav 212, 213
algaszőnyeg 80, 383
alginit 122, 236, 239, 241, 264, 304, 307, 309, 338
algomai 63, 65, 83—85, 87
Algyő 331
aliciklikus vegyületek 301
alifás szénhidrogének 269, 302
alkánok 269, 277, 279, 298, 300, 301, 303, 325
alkének 269
allit(osodás) 82, 166—207
allochton(ia) 189, 192, 216, 243, 248—250, 275
allociklusos 365
allofán 189
allotigén 173, 180
alluviális síkság 263, 347, 350, 355
Al-páncél 169, 184
alsó földgázzóna 283
Alsóperei Bauxit Formáció 199, 200
alterit 166
aluminit 176, 181
alumogél 175, 177, 178, 180, 181
alumohidrokalcit 229
alunit 176, 181, 229
aminosav 214—216, 252, 276, 279
ammonitico rosso 145
anatáz 166, 169, 175, 176, 181, 182
ankerit 59, 77, 228
anoxia 276
anoxikus 49, 59, 61, 63, 71, 73, 97, 100, 101, 106, 120, 128, 134, 159
antracit 216, 217, 219—221, 223, 225—227, 229, 231, 235, 240, 247, 252, 254—260, 281, 282
anyagmérleg 374
anyakőzet 218, 234, 259, 283, 285, 289, 292, 296—304, 310, 312, 315, 317, 324, 326
A-opál 11, 12, 15, 22—24, 26, 45, 46, 48
A'-opál 11, 12, 22, 23, 26
apatit 48, 71, 138—140, 143, 144, 147—152, 156, 158, 159, 162, 176, 228, 229
arenites vasformációk 64, 79, 80, 86
argon 295, 296
ariège-i típusú bauxit 180, 190—192
aromatizáció 217, 256—258
aromás szénhidrogének 268—272, 277, 279, 298, 300, 329
arzenopirit 58, 115
aszfalt(os) 226, 271, 324
aszfaltének 271, 272, 277, 283, 302, 311, 325
aszfaltit 226
aszfaltos pirobitumenek 226
aszfaltos szénhidrogének 48, 271, 272
asszimiláció 216
attapulgit 197
augelit 139, 163
aulakogén 260, 375
autigén 173, 279
autochton(ia) 188, 192, 216, 247—249, 275
autociklusos 364, 367
autunit 139

árapálysíkság 315, 369
árkok 360, 375
ártéri medence-fácies 201, 206, 385
ártéri síkság 201, 206, 348
áteresztőképesség 311

babérc 59
back-arc medencék 126, 375
Bahama-hátság 360, 370
Bajkál-tó 28
Bakal 64, 77
bakteriális aktivitás 276
bakteriális degradáció 279
bakteriomarkazit 55
bakteriopirit 55, 251

BAM-bitumen 303
banded iron formation (*BIF*) 64, 77
barit 113, 229
barlangi gyöngy 141
barnakőszén 217, 219—222, 225, 226, 229, 232, 235, 236, 238, 252, 254—256, 259, 260
barnavasérc 59
barna vaskobak 59
barrandit 139, 140
bauxit 56, 60, 62, 88, 95, 96, 106, 107, 122, 166—207, 378, 385, 386
bauxitkavics 205
bauxitos agyag 175
bauxitos lateritek 166, 176, 187
bauxitos vaslateritek 176
bayerit 178
bársonyvasérc 59
beidellit 66, 67
bementit 104
bentonit 29
Bering-tenger 34
berthierin 56, 60, 63, 68, 70, 71, 73—77, 88, 125, 181, 189, 196
bimacerit 235, 239, 333, 335, 338
biodegradáció 303
biofácies 346
biogén metán 255, 282, 291—293
biokémiai szénülés 211, 252
biolit 211
biológiai produktivitás 275
biomassza 275
biomonomer 216
biomorf 27, 37
biopolimer 216, 217, 279
biosztratigráfia 351
bioturbáció 40, 146, 348
birnessit 102, 104, 107, 109, 110, 112—114, 117, 119
bitumen(es) 174, 218, 226, 227, 240, 259, 263, 272, 274, 277, 297, 311, 326, 329
bitumenarány 302
bitumenes kőszén 226, 240, 251, 255, 285, 286, 324
bitumenkoefficiens 302
bitumentartalom 258, 348
bituminit 232, 252
bituminizáció (bitumenesedés) 217, 252, 259, 303
bixbyit 104, 105, 110, 115
blackband 63
black shale 133
black smoker 101
boghead-kőszén 240, 241, 249, 305, 338
bonebed 157
borostyánkő 241
borsókő 386
Bositra 43, 47, 133
böhmit 166, 169, 172, 175, 178—183
bradleyit 139, 163
brak 248, 260, 264
braunit 104, 105, 110
brennerit 59
brown rock 162
brushit 139, 140
BTU 285

caliche 32
Ce-anomália 42, 150, 151
cellulóz 212—214, 217, 221, 225, 231—235, 237, 239, 247, 249, 251—253, 255, 274
chamosit 56, 60, 62, 63, 65, 68, 73, 74, 76, 77, 175, 180, 181
Chattanooga-pala 77
Chichibu-geoszinklinális 14, 42
cikloalkánok 270, 280
ciklopentán (-hexán) 272, 301
ciklus (ciklotém) 154, 162, 196, 245, 246, 261, 357, 361—368
cirkon 172, 177, 228, 229
clarain 240
Clinton-típusú vasérc 59, 60, 76, 77
CO_2-gáz 294, 295
coorongit 307
Coorong-lagúna 27, 28, 32
C-opál 11, 36
C_{org} 296, 297, 301, 348, 369
CPI-érték 302
crandallit 139, 140, 163, 176
crednerit 115
CT-opál 11, 12, 22—24, 26, 28, 33, 36, 37, 44—48
cuirasse 66, 99, 169, 174
cummingtonit 85

csapda, csapdázódás 310, 315—321
csersav 99, 233
Csiatura 101, 121, 122, 134
csontbreccsa 140, 157

Dachstein Mészkő 383, 384
dahllit 100, 139
degradáció 264, 292, 294, 325
degradofuzinit 235, 249, 263
dehidratáció 311
dekarboxiláció 234
delta 317, 347, 350—352, 354, 355, 362, 375
δ-MnO_2 104, 119, 121
deltasíkság 241, 263, 264
depositional system tracts 358
deszilifikáció 195
diagenetikus ciklicitás 368
diakrón 351
diapír 319, 321
diaszpor 169, 172, 175, 177, 178, 180—182
diatoma 11, 17, 29, 31—34, 37—39, 48, 152, 154, 274
diatomaföld 26, 29, 30, 35
diatomaiszap 28, 29, 149, 154, 161
diatomit 26, 30, 35, 153, 309
diffúzió 15, 24, 310—312
diszkordancia 348, 352, 355, 356, 358
disztróf 249
disszimiláció 212, 216, 247
dizodil 222, 224
DOC 275, 276
dolomit 122, 143, 152, 153, 167, 174, 176, 191, 202, 217, 227—229, 279, 295, 306, 318
downlap 353
drift 375
DTA 303
durain 240
duricrust 66, 169
durit 229, 239, 240, 263, 335, 336, 338
duroklárit 235, 264
duzzadó (dagadó) láp 241—243, 250
dűnesziget 351
dy 225, 249

effektív anyaközet 296, 297
egyensúlyi nedvesség 256
ekszudatinit 234, 259

ekvant pirit 60, 61
előmélység 264
előtéri medence 360
elsődleges vándorlás 296, 310—313
epirogén 195, 260
EOM 298, 300, 302, 303
Eplény 107, 109, 123, 128, 129
Eplényi Mészkő Formáció 47
epszomit 229
erosional truncation 352, 353, 355
eróziós diszkordancia 316
ESR-módszer 284, 285, 303
euhedrális pirit 60, 61, 89, 161
eusztatikus (eusztázia) 262, 353, 355, 356, 358, 359, 365
eutróf 111, 112, 221, 244, 251
euxin medence 60
evaporit 154, 295, 306
excentricitás 366
exinit 217, 231, 232, 234—236, 240, 277—280, 301, 303, 334—338
exit 239
exhaláció 126
exotikus konglomerátum 376
extraklasztok 44, 192, 202, 207

édesvízi mészkő 229, 251
égőpala 240, 250, 304
éhező medence 43, 45, 48, 126, 376
érettségi fok 297
észter 237

fajlagos felület 20
Faserkohle 240
fácies 346—349, 359, 360, 370
fácieselemzés 348—372
fáciesmodell 371
fázisgörbe 268
fedőkőzet 321, 322
fehérjék 214, 215, 249, 274—276, 279, 280
fehérvasérc 73
feitknechit 105
feketehomok 56
feketekőszén 216, 217, 219—223, 225—230, 232, 234—236, 238—240, 250—252, 255—257, 259, 282, 335—337
Fekete-tenger 162, 360
fekete szemcsék 383
feláramlás 14, 151, 155—157, 159, 160, 162, 276
felhajtóerő 311, 313, 314
felhalmozódási sebesség 360, 361, 365
felhalmozódási szint 168
felláp 243, 244, 249—251
felső földgázzóna 282
Felső-tó 53, 63, 64, 66, 77—80, 84, 86, 87
felületi szabadenergia 20
fenékhordalék-fácies 201
fenol 276
fermentáció 160, 212, 252
ferrallit(osodás) 66, 69, 82, 183, 184
ferrichamosit 171
ferricrete 66, 169, 172
ferrifoszfát 112
ferrihidrit 185
ferromágnes(es) 55, 59, 65
ferrozjom 69
félig-fényes kőszén 240
félkoksz 262
fényes kőszén 221, 223, 229, 230, 234, 240, 253, 255, 256, 260, 281, 286
fénytelen barnakőszén 221, 229, 230, 234, 240, 255, 256, 281, 286
Fig-Tree-sorozat 64
fiorit 27
fitoplankton 280
Flagstaff-tó 28, 31, 32
flint 26, 46
flint-clay 127
flis 35, 79, 84, 190, 346, 349, 360, 362, 375, 376
flobafén 214, 232, 233, 235
fluidális-kollomorf 62
fluidumnyomás 310, 321—323
fluorapatit 140, 149, 150, 152, 155, 158, 159
fluoreszcencia 230, 235, 259, 271, 277, 297, 298
fluorit 113
forearc medencék 370
forrásmészkő 113
foszfatidok 214
foszfát(os) 37, 76, 77, 140, 144, 146, 148, 162, 167, 197, 228, 306
foszfokriptit 143
fosztomikrit 143, 144, 146, 154
foszfopátit 143
foszforit 124, 138—163, 196, 228, 229, 279
foszforitgumó 119, 141, 142, 145, 147, 149, 150, 160, 385
foszfosziderit 139, 163
fosszilis faszén 249, 253
„fosszilis tengervíz" 320
fotoszintézis 211, 218, 247
földes—fás barnakőszén 224, 227, 255, 286
földgáz 217, 218, 226, 264, 268, 269, 283, 291—296, 331, 332
földgázsapka 310, 319
földi viasz 226
förna 225
framboid 60, 61, 90, 124
Franciscan Formáció 25, 41
frankolit 149, 150, 160, 163, 176
freatikus karsztbauxit 192
ftanit 153, 161
fulvinsav 99, 279, 280
fumarola 115
fusain 240
fuzinit(esedés) 234, 238, 240, 249, 263, 333, 335, 338
fuzit 235, 240, 337
fűtési időtartam 285

galenit 114
galluszsav 99
garnierit 67, 176, 186
gázcsapadék 270
gázhidrát 292
gázkőszén 220, 221, 223, 256, 259, 281, 335
gázkromatográfia 298, 300
gázlángkőszén 220, 256, 281, 336
gázsapka 310
gejzir(it) 11, 14, 25—27
delifikáció (gélesedés) 234, 249, 253, 255, 256, 333
genetikai potenciál 283
geofácies 279
geokémiai fázis 252, 254—259
geokémiai fosszilia 269, 274, 279, 280
geomonomer 216
geopolimer 216, 217, 279, 282
geosztatikus nyomás 321
geotermikus energia 254, 255
geotermikus grádiens 254, 255, 260, 284, 286, 291, 312

gélpirit 61
gibbsit 61, 107, 166, 169, 172, 177—185, 197
Gippsland 248
gipsz 122, 229
glacioeusztatikus 366
Glanzkohle 240
glauberit 229
glaukonit 35, 56, 62, 63, 65, 74, 77, 110, 122, 124, 142, 143, 145, 146, 149, 152—154, 159, 197, 279
goethit 46, 56—59, 61, 63, 65, 67, 71, 75, 76, 80, 88, 107, 110, 115, 119, 125, 144, 166, 169, 171, 172, 175, 179, 181—186,189, 225, 228, 229, 279
gombaszklerotinit 235, 334
gondit 99
Gondvána 196, 240, 246—248
gömbkőszén 222, 224, 241
gömbpirit 60, 61, 89
gömbszemcse 170, 172, 386
graben 124
grafit 84, 85, 216, 217, 223—226, 234, 247, 255, 282
grauvakke 79, 84, 96, 138, 376
greenalit 60, 63, 77, 79
Green River Formáció 32, 163, 280, 306, 307, 309
greingit 61
gresteni fácies 377
Groote Eylandt 101, 121, 122
groutit 104, 105
guanó 140, 141, 155, 158
Guntflint Formáció 60, 79, 87
gyttja 225, 249

gyanták 217, 233—235, 241, 248, 249, 251—253, 255, 277—279, 283, 301, 311
gyepvasérc 58, 59, 68, 71, 88, 95—97, 141
gyökérkőszén (-talaj) 249, 261

Halbglanzkohle 240
Halimbai Bauxit Formáció 199—202, 207
halloysit 66, 175, 180—182, 185
halmirolízis 44, 57, 97, 101
halokinezis 374
Hamersley 64
harántáramlás 369
hard rock 163
harmadlagos migráció 310, 323—329
határfelületi feszültség 314, 315, 323—329
hatékony fűtési idő 290
hausmannit 102, 104, 105, 109, 110, 115
hematit 13, 38, 49, 53, 57, 59, 61—63, 65, 67, 74—79, 81, 84—86, 88, 110, 115, 125, 154, 166, 169, 171—173, 175, 179—186, 190, 197, 228, 229, 279
hemicellulóz 213, 251—253
heteroatomos szénhidrogének 270, 271
heterolit 115
hélium 295, 296
hidrátburok 168
hidrogén-gáz 294, 296
hidrogoethit 56, 66, 68, 70, 73, 74
hidrohematit 59, 82
hidrolízis 19, 32
hidrosztatikus nyomás 311, 313, 321, 322
hidrotermalit 97
hidrotroilit 61
hidroxilapatit 140, 150, 161
high level bauxite 188
Hilt-szabály 256

hipautochton 250
hipergén 105, 106
hollandit 103, 104, 107
homogenizációs hőmérsékletmérés 287
Hood 642, 650, 652
hordalékkúp fáciesű bauxit 206
hormonok 274
hőtörténet 284, 290, 301, 317
humátok 234, 253
humifikáció 234, 249, 253
huminanyag 216, 217, 233, 234, 251—253, 255, 257, 280
huminit 217, 218, 230—235, 239, 240, 249, 252, 253, 256, 292, 296, 297, 333, 334
huminsav 225, 234, 251—253, 255, 256, 279, 280, 285
huminsav-reakció 222
humuszgél 233, 275
humuszkőszén 221, 240, 285
humuszsav 99
huszárzsinór 229

ideális ciklus 362
Iharkút 172, 201
illit 24, 38, 48, 110, 124, 152, 161, 175, 180—182, 184, 228, 311, 312, 322
illótartalom 255—259, 261, 262, 286
illuviális szint 168
ilmenit 62, 74, 88, 175, 176
inert gázok 269
inertinit 217, 218, 231, 232, 234, 235, 239, 240, 243, 249, 250, 255, 257, 260, 261, 263, 264, 277, 278, 296, 333—336, 338
inertit 239
inertodetrinit 264
inkongruens oldódás 177, 178
interarc medencék 375, 376
intraklasztok 145, 174, 192, 201, 383, 384
intrakraton medence 100, 101
intramikrit 384
intramontán 261
ionaktivitási szorzat 19
iondiffúzió 23
ionizációs fok 21
IR-módszer 298, 303
ironstone 65
iszaposodás 252
iszapvulkán 319, 324
Isztiméri Mészkő 46
itabirit 49, 59, 61—63, 67—69, 78, 82, 86
ív mögötti medence 128
izoalkánok 270, 280
izokrón 351, 352
izoprenoidok 213, 214, 270, 277, 279, 280, 298, 303
izosztatikus 359

jacobsit 104, 110, 115
jarosit 62
Jatulium 64
jásdit 241
jáspilit 49, 62, 63, 65, 81, 82, 85, 86
jáspis 49, 115
jégsapka 372

kakoxén 179
kalcedon 11, 12, 24, 26, 31—33, 35, 36, 44, 46, 47, 49, 61, 76, 115, 228
kalcedonit 12, 45
kalcipélit 47

Kaliforniai-öböl 134
kalkarenit 143
kalkofanit 103
kalkopirit 58, 115
kaolin(it) 32, 66, 76, 107, 110, 122, 152, 166, 169, 173, 175, 177, 178, 180—186, 189, 196, 197, 227, 228, 250, 279, 294
kapilláris ellenállás 315
kapilláris erő 311
kapilláris nyomás 319
kapilláris vándorlás 310
Karatau 144, 152, 154, 155, 159, 161
karbargillit 235, 334
karbominerit 235, 334
karbonátkompenzáció 41, 43, 113, 162
karboxil-gyök 213
karotázszelvény 350, 351
karotinoidok 278
karsztbauxit 61, 167, 170—177, 180, 181, 189—197
karsztkőszén 227
karsztvasérc 59, 71, 88, 138
KARWEIL 283, 284, 286, 290
Kaszpi-tó 28
katagenezis 216, 254, 281—283, 292, 294, 298
kausztobiolit 211
kazahsztáni típusú bauxit 190—192, 200
KAZAKOV 156
kátrányhomok 218, 219, 226, 268, 272, 324—329
kátrányhozam 235
keményfelszín 145, 348
keményítő 212, 213, 257, 274
keménykéreg 66, 172, 182, 369
kennel-kőszén 240, 249, 305, 338
kennel-pala 304
kenyait 32, 78
Kercs 63, 76, 86
kercsinit 76
kerogének 48, 216—218, 226, 231, 257, 277—279, 282, 283, 286, 292, 294, 296, 297, 298, 301—305, 311
kénhidrogén-gáz 294, 295
kékföld 141
kék iszap 61
kénbaktériumok 55, 227, 249, 251
Kieselgur 29
kilúgzási szint 168
kiszáradó láp 243, 245, 249, 260
kitin 212, 213, 249
kísérő gáz 268
klarodurit 235, 264
klatrát 292
klárit 235, 239, 240, 263, 264, 337, 338
klorit 38, 49, 74, 76, 77, 81, 84, 152, 171, 175, 180—182, 184, 186, 189, 196, 228, 294
klorofill 214, 237, 269, 279
klórapatit 139, 140, 155
Kok Bulak 68
kokszolhatóság 235, 262
koleszterin 274
kollízió 375
kollofán 139, 149, 150, 159
kollomorf 107, 115, 149, 173, 185
kollúvium 174
kondenzáció 254, 255, 279, 321
kondenzátum 217, 270, 282, 288, 291, 299, 313
konduktív hőfluxus 284
kongruens oldódás 177, 178
konkordáns 352, 353
konkréció 45, 77, 79, 110, 112, 113, 120—122, 149, 150, 153, 161, 173, 185, 186, 228, 229, 250, 334
kontinentális lejtő 372, 376
kontinentális medence 260
koprolit 149, 150
kordillerák 376
koronadit 103, 104, 115
korund 175, 180, 181, 193
kova 14, 15, 19, 24, 25, 78, 115, 154, 196, 229
kovagél 11
kovakéreg 11, 26, 27, 32, 33, 37, 163, 197
kovapala 13, 15, 26, 37, 38, 48, 49, 77, 88, 133
kovasav 19, 75, 178
kovaszalagos vasérc 64, 77—80, 82, 85, 86
kovaszivacsok 11, 18, 154
kovavasérc 58, 81
kovavázú flagelláták 11, 18
kovazsugorék 27
kovácskőszén 220, 281
kovásodott fatörzs 250
könnyű olaj 270
kötött víz 320
Kövesült erdő 249
köztes láp 243
kőolaj 216, 218, 226, 235, 248, 257, 258, 264, 268—272, 275, 277, 281—284, 299, 300, 319, 331, 332
kőolajablak 277, 297
kőszén 217—264, 274, 294, 300, 304, 333
kőszénhamu 227
kőszénláp 241—247, 251
kőzetfoszfát 149
krakkolódás 280, 283
kraton 260
krétakőzet 12, 23, 46, 197
kriptomacerál 232
kriptomelán 103, 104, 107, 109, 113, 115, 119, 121, 122
krisztobalit 11, 12, 22—24, 33, 46, 47
Krivoj Rog 53, 62, 65, 82, 86
kromit 186
kronosztratigráfia 351
kukkerszit 249, 307, 309
Kurszk 53, 65, 81, 82, 87
Kutan-Bulak 68
kutikula 217, 234, 239, 248, 249, 277, 336
kutin(it) 214, 234, 237, 251, 263, 278, 336, 337
kutnahorit 104, 105, 124
kúpkarsztos peneplén 190
külső medencék 376
kvarcin 12, 45, 49

Lahn—Dill 57, 60, 62, 63, 66, 83—85
laminációi, laminit 363, 364
laterit 33, 57, 63, 66, 67, 74, 75, 80, 95, 96, 99, 106, 166, 168—170, 177—179, 182—188, 195—198, 251
lateritbauxit 166—168, 170—177, 180—183, 186—189, 193—197
laterites mangánérc 188
laterites vasérc 163, 188, 189
latoszol 169
laubmannit 139
lágy barnakőszén 221, 225, 226, 228, 230, 234, 250, 252, 255, 281, 383
lángkőszén 220, 221, 261
láp 347
láperdő 228, 241—243, 245—249
láptűz 234, 249, 253
lejtőmenti medence 376, 377

lemezrepedés 383
lepidokrokit 58, 59, 61, 63, 110, 112, 119, 125, 175, 225, 228, 229
lepiszféra 12, 23, 46, 47
leülepedési sebesség 359—361
levélkőszén 249
légzés 212, 218
libetenit 139
lidiai kő (lidit) 13, 39
lignin 214, 215, 217, 221, 224, 232—234, 247, 249, 251—253, 255, 274, 275, 278, 280
lignin-reakció 222, 225
ligninsav 252
lignit 182, 220, 221, 224, 227, 230, 245, 250, 260, 261, 281, 297
limnikus 246, 248, 261
limnokalcedonit 26, 27
limnokvarcit 26
limnoopalit 26—28, 30, 32
limonit 58, 62, 63, 65, 70, 71, 73—77, 88, 125, 147, 251, 279,
lipidek 212—214, 216, 217, 221, 234, 241, 252, 257, 275, 276, 279, 297, 299, 300
lipoidok 213, 279, 289
lipscombit 139, 163
liptinit 217, 218, 231, 232, 234—236, 239, 240, 248, 252, 259, 263, 264, 277—280, 301, 303
liptit 239, 264
liptobiolit 221, 241, 252
lithomarge 186
litioforit 99, 103, 104, 107, 110
litofácies 346
litosztratigráfia 351
litotípus 240, 241
Lofer-ciklus 44, 362, 364, 367, 368, 370, 371, 383
LOM 286, 290, 291
LOPATIN 286—290
Lorrain Minette 75
Lotharingiai-medence 75
low level bauxite 188
Lókúti Formáció 47
lumineszcencia 230, 338
lutecit 12, 45
lutitos vasformációk 64, 79, 80, 86
Lüneburger Heide 29
LYELL 370

macerál 216, 217, 230—235, 243, 256, 259, 263, 334, 335
macerálcsoport 227, 230—235, 239, 240, 258, 263
maceráltípus 232
macerálváltozat 232
madárszem 384
magadiit 21, 32, 78
maghemit 55, 65, 171, 175, 180, 181, 186
magnetit 49, 53, 57—60, 62, 63, 65, 67, 73, 75—77, 79—83, 85, 86, 88, 125, 175, 176, 179, 185
magnetosztratigráfia 360
magnezit 77
makrofácies 346, 348, 349, 351
makroszkléra 18
Malewi-tó 71
manganit 102—105, 107, 109, 110, 119—121, 124, 125, 133
manganokalcit 104—106, 120, 121, 123, 124
manganosziderit 59, 63, 104, 105, 114, 125
mangándendrit 103
mangánhumát 99
mangánkarbonát 103, 105—107, 113
mangánoxid 76
Mangislak 122
mangrove 243
manjiroit 103, 104
maradékóceán 375, 376
marahunit 249
markazit 58, 61, 63, 73, 114, 115, 171, 181, 182, 228, 229, 251
markazitdollár 90
marker 351
MARKOV-analízis 362, 363
marószivacs 18
marsh 243, 244, 249
martit 49, 59, 61, 79, 82
Mattkohle 240
maturáció 226
mágnesvaskő 59
másodlagos vándorlás 310, 313—315
mátrixporozitás 317
medenceanalízis 372—374
mediterrán típusú bauxit 180, 190—192, 196
megaciklus 363, 364
megafácies 348
melange-tűzkő 42
melanin 234
melansav 99
melanterit 62
melnikovit 61, 83, 229
menilitpala 306
merkaptánok 268, 270
Mesabi Range 60, 80, 87
metaantracit 220, 223, 226, 234, 235, 256, 258, 281, 282, 286
metagenezis 254, 281, 283, 292, 301
metahalloysit 180—182
metán 217, 256, 258, 259, 269, 272, 278, 281, 283, 291, 292, 295, 299, 312
mezociklus 161, 362
mezotróf 111, 112, 244
mélybeli kapilláris nyomás 315
mélyláp 242, 243, 248, 249
mélytenger 276
mélytengeri árkok 376
mészkéreg 32, 163
micellás oldatok 310
migráció 226, 289, 311
migrációs potenciál 314
mikrinit 234, 238, 252, 337, 338
mikrociklus 362
mikrofácies 346, 351
mikrolitotípus 235, 240, 335—338
mikrooid 172
mikroszforit 143
mikroszkléra 18
millisit 139, 163
Minas Gerais 67, 82, 87, 107
minette 56, 59, 60, 63, 66, 75, 76, 86
minnesotait 60, 63
Mn-gumók 102, 105, 110—113, 115—120, 124, 126, 127, 130—133
Mn-lamellit 106, 108
Mn-laterit 106, 188, 189
Mn-kéreg 102, 115, 122, 126, 127, 130, 133
mocsárérc (gyepvasérc) 58
mocsárgáz 255, 272, 291
mocsári fauna 201
mocsárvasérc 59, 71, 88
modális ciklus 361, 362
molassz 261, 346, 360, 367, 375, 376, 378
molekuláris oldatok 310
monacit 139, 155, 176, 179

monetit 139, 140
monomacerális 235, 239
monomer 19—21, 24, 279
monomineralikus 76
monoszacharidok 212, 213
Monterey Formáció 11, 13, 16, 25, 35, 47, 48, 161
montmorillonit 24, 32, 46, 63, 66, 110, 122, 124, 152, 159, 166, 175, 176, 182, 184, 186, 197, 228, 311, 312, 322, 375
mudstone 207

naftének 269—272, 275, 277
Nagyalföld 331, 332
Nagylengyel 331
Namibia 147—149, 151, 160
nannofosszilia 12
nannoplankton 47
Nassellaria 18
nedves gáz 216, 218, 259, 268, 278, 281, 282, 288, 292, 299, 301
nedvesítési szög 314
nedvesítő képesség 314
nedves kopárság 372
Negev-sivatag 47, 144, 145
nehézolaj 324, 325
nemes opál 21
neotecit 104, 105
Nicoya összlet 39, 41, 42
Nikopol 101, 120, 122, 134
nitrogén-gáz 294, 295
nontronit 61, 63, 66, 67, 71, 182
novakulit 13, 38
növekvő vető 318
növényi olajok 213
nsutit 99, 103, 104, 107, 109, 119

Nyirádi Bauxit Formáció 199, 200, 202
nyomásgrádiens 313
nyomási oldódás 368
nyomelemek 13, 122—125, 150, 176, 177, 229—230, 270, 276, 298

obdukció 42
ofiolit 38, 39, 41, 42, 67, 74, 375
Ogallala Formáció 33
Ohotszki-tenger 34
olajpala 16, 30, 32, 77, 218, 219, 226, 241, 268, 272, 274, 280, 300, 304—309
oldhatósági szorzat 19
olefinek 270, 279
oligomer 19—21
oligomit 59
oligotróf 11, 112, 244
olisztosztróma 42, 348
olivin 186
onkoid 145
onlap 352, 353, 355, 356
ooid 45, 63, 66, 68, 70, 73—77, 80, 90, 105, 121, 122, 143, 150, 152, 154, 170, 171, 173, 174, 181, 192, 204, 205, 207, 385, 386
ooidos vasérc (vasoolit) 58, 70, 76
opál 11, 12, 16, 26—29, 34—36, 45, 58, 61, 71, 115, 152, 161
orogén 375
ortokvarcit 32
oxálsav 99
oxidált kőszén 242
oxifil 54, 95
oximagnetit 59
oxinitek 232
ozmózis 311

óceáni árkok 375
óceáni hátság 356, 358, 375
ózonoszféra 247

ökofácies 346
övzátony 348
ősáramlás 368, 369
ősfaszén 234

packstone 201, 204, 207
palakoksz 305
palaolaj 272, 304, 305, 309
paligorszkit 24, 34, 46, 152, 159
paraffinok 268, 270—272, 274, 275, 280, 301, 304
paralikus 246, 248, 260, 261
paramágneses 65
Paratethys 373
parti síkság 243, 244
PASTEUR-szint 212, 247
passzív szegély 260, 347, 375
Pálihálási Mészkő 47
pályaelemek 366
párnabazalt 42, 57, 82, 83
PDB-standard 298
Peine–Ilsede 74
pektin 212, 213, 251, 252
pelitomorf 62, 173
pellet 71, 143, 146—152
pelosziderit 229, 251
pentozán 252
peranthracite 220, 223
peremi víz 319
periglaciális 378
permeabilitás 45, 282, 315, 317—319
phoscrete 163
Phosphoria Formáció 144, 154, 155, 159, 161, 162, 307
piezometrikus szint 322
pikkelyszemes kőszén 223
pirit 13, 37, 56—58, 60, 63, 73—81, 89, 90, 107, 109, 115, 122, 124, 125, 143, 147, 154, 163, 171, 175, 181, 182, 191, 223, 225, 228, 229, 243, 249, 251, 263, 264, 306, 334
piritoéder 60, 61
piritrózsa 90
pirobitumen 226, 227
pirofillit 182
pirofuzinit 249
pirokroit 102
pirolízis 226, 254, 278, 280, 283, 300, 301, 304, 309
piroluzit 99, 102—104, 107, 109, 110, 113, 115, 119, 121, 122
piromorfit 139
piropisszit 222, 241
pisztomezit 77
pizoid 45, 70, 105, 107, 111, 121, 122, 172, 173, 181, 185, 186, 204
planktonrobbanás 44
platform-képződmény 377
PMR-módszer 303
POC 275, 276
podzolos mállás 166, 178
podzoltalaj 56, 66, 99
policiklikus vegyületek 269, 270
policikloalkánok 271, 279
polimer(izáció) 19—22, 24, 234, 241, 254, 279, 280, 299
polimorf 19, 20, 25
polipeptidek 214, 215
poliszacharidok 212, 213, 216, 252, 278, 279
porcelanit 12, 13, 47, 48, 153, 162

porfirin 269, 270, 274, 278—280, 298
porozitás 311, 315, 317—319, 348, 360
posztorogén fázis 375
potenciálfelszín 314
potenciális anyakőzet 296
póruskapu 311, 313, 315, 318
pórusfluidum 315
pórusvíz 311
precesszió 366
prodelta 373
progradációs lejtő 354, 365
proteidek 215
protein 214, 216, 217, 234, 241, 251, 252, 299
protokatagenetikus 279
protore 105
pszammitomorf 62
pszefitomorf 62
pszeudobrookit 176
pszilomelán 99, 102—104, 107, 112, 113, 115, 119, 121, 134
pull-apart medence 375
PURCELL-féle vizsgálat 315

radiolarit 25, 26, 35, 37—42, 44, 45, 47, 82, 115, 130
radioláriák 11, 17, 18, 33—36, 39, 44, 46, 48, 49, 58, 109, 129, 133, 143, 150, 274
radioláriás iszap 26, 35, 41, 146, 154
radiokarbon módszer 274
radiometrikus kor 288, 360, 369
ramsdellit 103, 104, 107, 110
ranciéit 104, 119
Rapitan Formáció 80, 81, 87
reakciósebesség 289
realgár 76
regolit 166
regresszió(s) 75, 146, 246, 317, 351, 352
remnant basin 376
reszilifikáció 182, 186, 195
rezin(it) 234, 271, 282, 335, 336
rezinoklárit 343
rétegoszlop 349
rétegtani fácies 346
rétegterhelési nyomás 255
rift 42, 44, 66, 101, 102, 113, 114, 123—126, 196, 260, 360, 375, 377, 382
rift-fázis 375, 377
ritmus, ritmicitás 64, 74, 80, 85, 171, 361, 364
rockbridgeit 139
ROCK—EVAL-készülék 300, 301
rodokrolit 109, 122
rodokrozit 49, 76, 102, 104—106, 109, 110, 114, 120, 122, 124—126, 128, 129, 133
rodonit 102
romanechit 103, 104
rostos kőszén 240
rothadás 252
rothadó iszap 221, 225, 249
rubincsillám 59
Rudabánya, 59, 88
Ruhr-vidék 71, 247, 260, 261, 286
rutil 169, 175, 176, 181, 182, 228, 229

Saar–Nahe 261
salentói típusú bauxit 175, 191, 192, 203
Salzgitter 62, 64, 74
sávféleségek 225, 240, 241
SCHÜRMANN-szabály 255

sea-mount 42, 43, 115, 119, 126
sekélyláp 242, 243, 246, 248, 249
self 284, 317, 347, 350, 354, 365
síkláp 241—245, 250, 251
silcrete 32
sivatagi molassz 374
Sokoman Formáció 64
Soudan Formáció 64, 84
soványkőszén 220, 221, 259
sódiapír 217, 318, 322
Sphagnum 243, 249, 251
spongiolit 26, 35, 161
sporinit 239, 240, 263, 336—338
sporopollenin 213, 234, 251, 278
spreading 57, 126
Spumellaria 18
strengit 112, 139, 140, 163
struvit 139
sudoit 182
sungit 247
sújtólég 227
súrlódási hő 259
süllyedési sebesség 359—361
sülőképesség 258, 259
Swaziland 64, 87, 193

szabad víz(szint) 313, 319
szabdaltsági index 187
szalinitás 159
szalagos vasformációk 64, 65, 81
szaprofikáció 217, 252, 279
szaprolit 62, 67, 77, 166—169, 177, 184—187, 197
szapropél(it) 221, 249, 276, 292, 297
szapropél-kőszén 240, 252
„szarukő" 36
száraz (föld)gáz 268, 278, 282, 292, 297, 299
szárazulati táblák 283
szebkha 45
szeizmikus fácies 352, 353, 373
szeizmikus reflexió 352
szeizmikus szekvencia 352, 354, 356, 374
szeizmikus szelvény 373
szeizmikus sztratigráfia 351, 352
szekréciós szklerotinit 235
szeladonit 124
szemiallochton 250
szemiantracit 220, 235, 258, 281
szemiautochton 250
szemifuzinit 235, 238, 263, 264
szeparációs migráció 321
szepiolit 34, 152, 159, 197
szericit 77, 84, 180, 181, 228
szerves érettség 286
szén-anhidráz 161
szénhidrátok 212, 213, 215, 216, 234, 275, 280
szénhidrogénarány 302
szénhidrogének 216—219, 234, 248, 259, 268—332
szénhidrogén-szál 313
szénizotópok 298—300
szénkőzetek 217—264
szénpala 230
szénülés 234, 252—259, 300
szénülési fok 254—259, 285, 286
szénvaskő 59, 62, 71, 88, 229, 250
szfalerit 114
szferolit 12, 36, 63, 89, 150

szferosziderit 59, 62, 73, 88, 229, 251
sziallit 166, 171
sziderit 13, 56—65, 68, 70—77, 80, 81, 83—85, 88, 96, 122, 125, 126, 143, 144, 171, 172, 175, 176, 182, 197, 228, 229, 279
sziderogél 59, 61, 63, 76, 175
szideropleszit 77
szigetív 42, 101, 113, 128, 382
szilanol 20, 24
szilikoflagelláták 17, 29, 33
sziloxán 20
szimplezit 61
szivacstűs iszap 26, 35, 150
szklerotinit 238, 250, 263, 334
szmektit 24, 48, 114, 124, 125, 152, 159, 176, 185
Szokolya 88
szpasztoid 172
szpekularit 82
szpikulit 26, 35—37, 44, 153
szpikulum 29, 33—36, 39, 150
szteránok 277, 279, 298, 300, 303
szteroidok 213, 214, 269, 304
sztilpnomelán 60, 63, 77
sztilpnosziderit 59, 63, 67, 76
sztromatolit 76, 79, 80, 144
szubbitumenes kőszén 226, 285, 286
szubdukció 42, 260, 284, 375, 376, 382
szuberin 214, 237, 251
szubtidális 347, 364
szukcinit 241
szulfofil 54
Szurdokpüspöki 28—30
szuperciklus 363, 364
szuszpenzió 20, 100, 102, 189

TAI 285, 288, 297
takonit (taconite) 26, 49, 62, 63, 79
talk 186
talpi víz 319
tannin 214, 232, 251, 253
tapadóvíz 311, 319
tasmanit 307
tavi érc 70
tároló heterogenitása 320
tárolókőzet 256, 257, 259, 294, 311—313, 315—324, 327
tefra 190
TEICHMÜLLER 258
tekto(no)fácies 374, 376
települt boltozat 318, 319
telített szénhidrogének 269, 271, 277
telmatikus tőzeg 249
tengermenti kőszén 246
tengerszint-ingadozás 353, 361
termális degradáció 280
termális érés 272, 287
termális gravimetria (TG) 303
természetes aszfalt 226
termogén (termális) metán 218, 256, 282, 292—294, 299, 301
termoklin 276
termokontakt kőszén 253, 257
terpánok 278
terpenoidok 213
terra rossa 171
terrazzo 32
terresztrikus tőzeg 249
texinit 239
timsó 229
tipikus (modális) ciklus 361, 362
TISSOT—WELTE 270, 271, 278, 280, 299, 302, 310, 315
TOC 275, 277, 296—298, 302
todorokit 102, 104, 107, 110, 112, 114, 117, 118
toplap 352, 353, 355
torbanit 307
torbernit 139
torlat 56, 62, 68, 73
toronykarsztos peneplén 190
Tölgyháti Mészkő Formáció 47
tömegspektrográfia 271, 298, 300
tömörödés (kompakció) 301, 311, 316, 318, 359, 368
tőzeg(esedés) 28, 217, 218, 221, 224—226, 234, 241, 243, 246, 247, 249—255, 260, 263, 264, 281
tőzegdolomit 229, 251
tőzegláp 73, 244, 248
tőzegmoha-láp 243, 247, 249
Transvaal-rendszer 63, 66, 82, 110
transzgresszió 75, 122, 146, 155, 246, 317, 318, 351—355, 357
tridimit 11, 12, 23
trimacerit 235, 239, 240, 261, 263, 335—337
tripoli 25—27, 31
tripolit 31
triterpánok 277, 298, 300, 303, 304
troilit 57
TTI 287—289
tulai típusú bauxit 192
túlcsordulási pont 320, 321
turfa 221
Turgaj-medence 68
turjit 77
turmalin 172, 228, 229
túlnyomás 312, 321—323
turbidit 376
türingit 60, 74, 76
türkiz 139
tűvasérc 59
tűzálló agyag 250
Tűzköves-árok 131, 132
tűzkő 11—13, 15, 16, 25, 26, 29—32, 35—38, 41, 42, 45, 47, 48, 74, 77—82, 106, 107, 109, 115, 129, 138, 143, 149, 151—154, 161—163, 197
tűzkő (gumós) 37, 44, 45, 144
tűzkőlaminit 38, 40
tűzkő (réteges) 37—43, 46, 48, 144

tyimáni típusú bauxit 191, 192
tyihvíni bauxit 167, 170, 171, 189, 193—195

Úrkút 107—109, 123, 128
úszóképesség 313
úszóláp 243

vadózus karsztbauxit 192
VAIL 353, 355—359
VAIL-féle ciklusok 358, 364
valóságos (reális) ciklus 361, 362
valószínűségi mátrix 370
VAN KREVELEN 256, 278, 298
variszcit 139, 140
vasbaktériumok 55, 57
vasborsó 63
vascsillám 59, 82
vasformációk 78
vasgálic 62
vashumát 56, 59

vaskalap 59, 61—63
vaskéreg 56, 66, 83, 112, 163, 184, 185, 191, 197
vasklorit 74, 76
vaskobak 59
vaskovand 60
vaskő 65, 76, 77, 166
vaskőfok 66
vaslaterit 62, 66, 67, 69, 166, 176, 184, 189
vasokker 59, 88
vasooid 63, 76
vasoolit 60, 74—77
vaspáncél 62, 63, 180
vaspát 59
vád 134
vermiform 186
viaszok 213, 217, 234, 237, 239, 241, 249, 251—253, 255, 259, 274, 278
viaszkőszén 241
VICKER-féle keménység 225, 231
Vindeliciai-hátság 76
vitrain 240
vitrinertit 235
vitrinit 217, 231—235, 239, 240, 243, 252, 253, 255, 256, 259, 262—264, 277—280, 282—285, 296, 335—338
vitrinitreflexió 48, 223, 234, 235, 256—258, 261, 262, 284—288, 297, 299, 309, 369
virit 229, 235, 240, 264
vitroklasztos 47
vivianit 59, 71, 76, 139, 141
vízkiszorító nyomás 315, 320, 321
VM 285
volatilizációs fok 304
„vörös rétegek" (kőzetek) 197, 279
vörös vasérc 59
vulkanoklasztit 56, 101

wackestone 201, 207
WAPLES 287, 288, 291
wavellit 139, 163
weinschenkit 139
white rock 163
whitlockit 139, 140

xenotim 139, 155, 176, 177

zárókőzet 315, 316
zátonyfácies 201, 206
Zengővárkony 84, 88
zeolit 11, 24, 32, 34, 369

zsírkőszén 220, 221, 256, 281
zsírok 213, 217, 234, 249, 251, 252, 255, 274
zsírsavak 270, 274, 279, 280

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, 1992
Nyomdai táskaszám: 20517

Felelős szerkesztő: Polyánszky Piroska
Műszaki szerkesztő: Nyárádi Tamásné
A fedéltervet készítette: Székely Edith
Megjelent 50,5 (A/5) ív + 4 oldal színes melléklet terjedelemben


Bibliotheca Academiae Scientiarum
MAGYAR
TUDOMÁNYOS
AKADÉMIA
KÖNYVTÁRA
Hungaricae

SZEDIMENTOLÓGIA

SZERKESZTETTE

II. 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.

Ára: 1080,– Ft



SZERKESZTETTE

BALOGH KÁLMÁN

SZEDIMENTOLÓGIA III.

5078/56