

FÖLDRAJZI TANULMÁNYOK

11

dr. Marosi Sándor

Belső-Somogy kialakulása és felszínalaktana

AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST



Marosi Sándor

Belső-Somogy kialakulása és felszínalaktana

Földrajzi tanulmányok 11.

A munka a számos egyéni vonással jellemezhető, sajátos arculatú Belső-Somogy első felszínalaktani feldolgozása. A szerző az első fejezetben országos, szűkebb értelemben dunántúli keretbe ágyazva vezet végig a középtáj felszínformálódásának állomásain. Különösen behatóan elemzi a negyedidőszaki felszínfejlődést, a belső-somogyi hordalékkúp kialakulását, s a Balatonárok kialakulásával kapcsolatos paleohidrogeográfiai változásokat. A fejlődéstörténeti események bemutatása széles földtani alapvetésű, s valamennyi természetföldrajzi tényező komplex értékelésén is nyugszik.

A második fejezetben sor kerül a középtáj hat geomorfológiai kiskörzete felszínalaktani jellemzésére, a változatos terület legfőbb felszín típusainak (lössös Marcalihát, homokterületek, Drávavölgy, balatoni berkek) bemutatására.

A szerző Belső-Somogy felszínalaktánának tárgyalása során számos általánosabb kérdést, országos és főleg balatoni problémát is megold, ill. új megvilágításba helyez.



AKADÉMIAI KIADÓ
BUDAPEST

FÖLDRAJZI TANULMÁNYOK

11

FÖLDRAJZI TANULMÁNYOK

11

A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA

FÖLDRAJZTUDOMÁNYI KUTATÓ INTÉZETÉNEK

KIADVÁNYAI

Szerkesztő

MAROSI SÁNDOR

a földrajzi tudományok kandidátusa

Szerkesztő bizottság

BORAI ÁKOS

a földrajzi tudományok kandidátusa

ENYEDI GYÖRGY

a földrajzi tudományok kandidátusa

PÉCSI MÁRTON (főszerkesztő)

akadémiai levelező tag

SÁRFALVI BÉLA

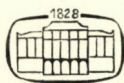
a földrajzi tudományok kandidátusa

SZILÁRD JENŐ

a földrajzi tudományok kandidátusa

Dr. Marosi Sándor

*Belső-Somogy kialakulása
és felszínalaktana*



AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST 1970

Lektorok

Dr. LOVÁSZ GYÖRGY
a földrajzi tudományok kandidátusa

Dr. SZÉKELY ANDRÁS
a földrajzi tudományok kandidátusa

Tartalomjegyzék

Bevezetés	7
-----------------	---

I. fejezet

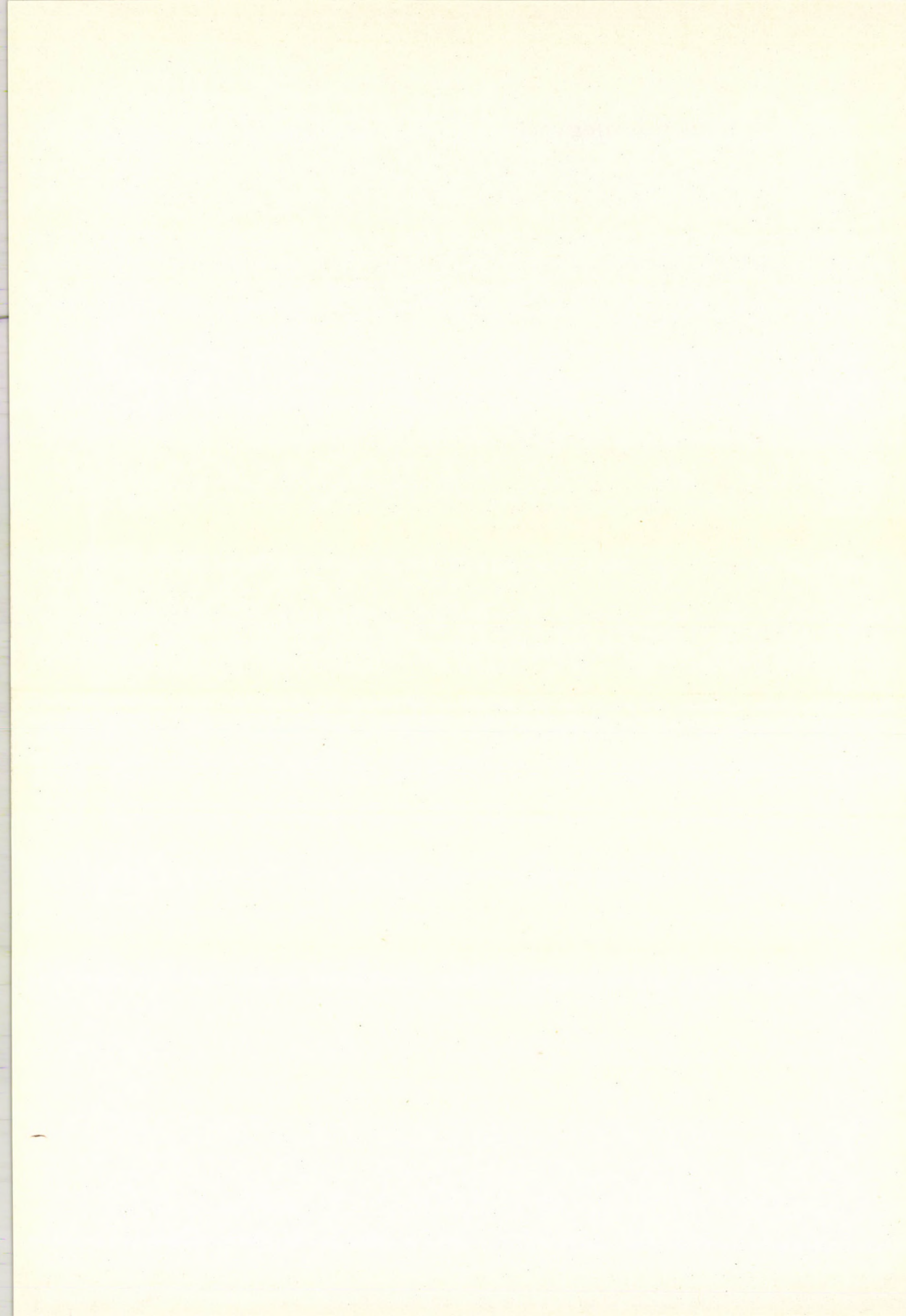
Földtani alapok és a felszín kialakulása

A) A geológiai és geomorfológiai kutatások történeti áttekintése	11
1. Lóczy és Cholnoky munkássága; a Balaton-kutatás előzményei	11
2. A két világháború közti kutatások értékelése	17
3. Újabb vizsgálatok	19
B) Belső-Somogy rétegtani vázlata	22
C) Belső-Somogy szerkezeti vázlata	35
D) Belső-Somogy geomorfológiai fejlődéstörténete	43
1. Felszínfejlődés a pliocénig	43
2. A pliocén kori felszínalakulás	46
3. Felsőpliocén átmeneti szakasz és szárazföldi üledékképződés	52
4. A pleisztocén eleji felszínfejlődés emlékei	55
5. A belső-somogyi hordalékkúp-képződés nagy szakasza (günz—riss)	60
6. A döntő felszínfejlődéstörténeti változás korszaka (újpleisztocén)	74
7. A felszínfejlődés vázlata a negyedidőszak végén	93

II. fejezet

Belső-Somogy geomorfológiája

A) A geomorfológiai kiskörzetek	99
1. A Marcali-hát	99
2—3. A homokterületek morfológiája	110
a) Általános jellemzés	110
b) A futóhomokformák	113
c) A futóhomok belső szerkezete; a kovárványszalagok és a periglaciális jelenségek	126
4. A Dráva-völgy	131
5. A Nagyberek a Fonyódi- és a Boglári-heggyel	135
6. A Kisbalaton	143
B) A völgyek	147
1. Eróziós völgyek	147
2. Deráziós völgyek	159
Irodalom	162



Bevezetés

Belső-Somogy a Dunántúli-dombvidék nagytájának Ny-i felében elhelyezkedő, kerekén 3000 km²-nyi területet magába foglaló *középtáj* (1. ábra). É-on Balatonboglár és Fenékpuszta között a Balaton D-i partjával érintkezik. Különösen a geomorfológiai fejlődéstörténet eseményei indokolják, hogy geomorfológiai tanulmányunkban tovább Keszthelyig húzzuk É felé a határt, majd úgy kanyarítsuk Ny-ra a Kelet-Zalai-dombság irányába, Zalaapátiig, hogy az egész Kisbalatont a Hévízi-völgy D-i tölcérszerűen kiszélesedő öblözetével, a Sármellék—Zalavár—Balatonmagyaródi-hátat és a Zala Zalaapáti alatti völgyét legalább mint *átmeneti* területet Belső-Somogyhoz vonjuk és érintőlegesen tárgyaljuk. Zalaapátitól D-re nem okoz ilyen nehézséget a határ meghúzése. Merev É—D-i irányú, a domborzatban is élesen tükröződő szerkezeti vonal húzódik a Zalaapáti-hát K-i peremén Galambok—Miháld—Iharosberény—Csurgó vonalában a Dráva síkjáig, elválasztva tájunkat a Kelet-Zalai-dombság középtájától. D-en a Dráva völgye a morfológiai határ, de röviden foglalkozunk majd a tanulmányban magának a Dráva-völgynek Belső-Somogyot szegélyező magyarországi szakasza geomorfológiai viszonyaival is, hiszen az elmúlt években elfogadott tájbeosztás értelmében az Alföld nagytájához sorolt Drávamenti-síkság középtáj csak Tótújfaluig nyúlik fel a Dráva mentén, másutt, nyugatabbra Belső-Somogy az országhatárig húzódik. Innen ÉK felé egy rövid szakaszon a Drávamenti-síksággal érintkezik Belső-Somogy, majd Lad—Kadarkút vonalában a Gyöngyös-patak völgye, tovább É-ra a Kapos D-i (bárdudvarnoki) forráságának völgye, majd Kaposmérőtől Kaposújlakig az egyesült Kapos völgye választja el a Zselictől. Kaposújlaktól Buzsák—Lengyeltóti vonaláig csaknem É—D-i, kissé ÉÉNy—DDK-i irányban fut az a pleisztocén korábbi szakaszaiban egységes D-i lefutású meridionális völgy, amelyben ma a Hetes községnél levő völgyi vízválasztótól D-re a Kapos irányába egy kis patak, É-ra a Balaton irányába pedig a Fonyódi Nagy-árok (Malom-árok), más néven az Osztopáni meridionális völgy vizei futnak le, elhatárolva tájunkat Külső-Somogy középtájától. Ez a völgy Buzsák—Lengyeltóti vonalától É-ra kinyílik a Nagyberekre, ill. a hozzátartozó Ordai-berekre. Ezen a szakaszon *átmeneti terület* iktatódik Belső-Somogy és Külső-Somogy közé: az Osztopáni meridionális völgy alsó szakasza, ill. a Nagyberek pereme valamint a Szőlősgyöroki-völgy és a kisberényi Halsak-árok között egy felépítésében és morfológiai jellegében átmenetinek számítható felszín, a Lengyeltóti-lépcső 140—170 m-es szintje vezet át Külső-Somognak jóval 200 m fölé emelkedő löszborította pannon felszínéhez.



1. ábra. Belső-Somogy szomszédsága és települései

Az így körülhatárolt terület valamivel nagyobb, mint a korábban Belső-Somogyhoz sorolt felszíné. ID. LÓCZY L. klasszikus Balaton-kötetében (1913) nem különítette el határozottan tájunkt a szomszédos Külső-Somogytól, nem is igen használta e tulajdonképpen népi eredetű régi tájneveket. Egyébként is tájunknak a Nagyberektől D-re a Dráva völgyéig

lenyúló alacsony futóhomokos térszínét a Dráva alsó völgyszakasza közvetítésével az Alföld tájához kapcsolta, mint olyan területet, amelyen keresztül az Alföld egy öblözete mélyen, a Balaton Ny-i medencéjéig benyúlik a Dunántúl testébe. Hasonló véleményt képviselt CHOLNOKY J. is Balaton-kötetében (1918), de pl. „Magyarország földrajza” (1936) c. könyvében a Kisbalaton medencéjét és a Nagybereket a Balatonnal együtt tárgyalta, a Kisbalaton-tól D-re, a Zalaapáti-hát és a Marcali-hát közötti homokfelszínt a Zalaidomsághoz sorolta, a Marcali-hátról úgyszólván említést sem tett, a Nagyberektől D-re húzódó homokterületet pedig a Somogy–Tolnai-dombságon belül ismertette.

KOGUTOWICZ K. „Dunántúl és Kisalföld írásban és képben” c. tájrajzában (1930, 1936) Ny-on a Zalaapáti-háttal, K-en pedig a Gamási-háttal vonja meg Belső-Somogy határát, de csak utal rá, hogy É–D-i irányban a Balatontól a Dráva síkjáig („Drávaszél”) ér, viszont az ismertetés során „Alsó-Zalamellék”, „Somogyi Nagyberék” és „Drávaszél”, továbbá „Balaton” címszó alatt kiragad jellegzetes, kétségtelenül egyéni természetföldrajzi tulajdonságokkal rendelkező kistájakat, amelyeket egyenlő rangba állít a tulajdonképpeni Belső-Somogy címen tárgyalt tájával. Magyarország elmúlt években készült középtáj-szintű tájbeosztásától területünk elhatárolása során csak annyiban térünk el, hogy az ott kettészakított Kisbalatont a Zala D-i könyökének alluviális síkjával tájunkhoz soroltuk.

A fent megvont határok (1. ábra) közötti Belső-Somogy legnagyobb É–D-i irányú kiterjedése 99 km (Balatonboglár és Tótújfalu között), legnagyobb Ny–K-i irányú kiterjedése pedig 48 km (Iharosberény és Kaposújlak között). Legészakibb pontja a 46° 47', legdélibb pontja pedig a 45° 54' É. sz.-en fekszik. Ny–K-i irányban a K. h. 17° 06'–17° 43' között helyezkedik el. Csaknem egyenlő távolságra van az Egyenlítőtől és az Északi-Sarktól. Földrajzi fekvését vizsgálva azonban még figyelembe kell vennünk a *tengerektől való távolságát*. Az Atlanti-óceántól és az Északi Jeges-tengertől mintegy 1000–1300 km-re helyezkedik el. Különösen az Atlanti-óceán hatalmas vízfelületének van számottevő szerepe Belső-Somogy éghajlatának, s ezen keresztül természetesen a többi természetföldrajzi tényező, az ebben a tanulmányban tárgyalt domborzat, de ezen túlmenően a vízrajz, a növényvilág, a talajtakaró jellegének meghatározásában. A viszonylag közelebb fekvő Fekete-tengernek és a legközelebbi Adriai-tengernek nem sok szerepe van tájunk természetföldrajzi viszonyainak alakításában. Jelentősebb szerephez jutnak időnként a Földközi-tenger felől megnyilvánuló szubmediterrán klímahatások, amelyek tájunk éghajlatában és ezáltal egyéb tájtényezőiben, köztük a domborzat formálódásában is megmutatkoznak.

A medenceüledékekből felépült Belső-Somogy *reliefenergiája* nem számottevő; csak kivételesen, a Fonyódi és a Boglári tanúhegyek körzetében haladja meg km^2 -enként a 100 m-t, s még a Marcali-hát É-i térségében is csak kevés helyen az 50 m-t; igen nagy területeken viszont nagyon lapos, alföldi, síksági felszínen járunk, ahol km^2 -enként a reliefenergia értéke csupán néhány m, esetleg egy-két tucat méter; kis formákban viszont gazdag a terület. Az egész 3000 km^2 kiterjedésű táj abszolút reliefenergiája sem éri el a 150 m-t (a Marcali-hát legmagasabb pontja 252 m, a Balatonpart középvízszintnél 105 m, a Kisbalatonnak Fenékpusztától 3 km-rel DNy-ra levő Barna-tó nevű részében a legalacsonyabb pont 104,3 m a tszf.). Tájunk tehát néhány kisebb területfolttól eltekintve a relieftípusok között a síkság-

hoz tartozik, sőt *jelentős része* magasság- és lejtőviszonyai alapján *tökéletes síkság*, amit feltöltéses (hordalékkúp) jellege is indokol. Mindezek alapján érthető LÓCZY L. és CHOLNOKY J. említett véleménye is, amely szerint az Alföldnek a Dráva síkján messze a Dunántúl testébe benyúló öblözeteként értelmezték tájunkat. Hazai vonatkozásban azonban, az ország természetföldrajzi tájainak sorában, *nem csupán a morfológiai, hanem még inkább az éghajlati s ennek kapcsán az egyéb természetföldrajzi tényezők jellege alapján az Alföldtől elütő, a Dunántúli-dombvidék nagytáján belül helyet foglaló, annak egyéb középtájaival több rokon vonást viselő sajátos középtájnak* kell tekinteni. Földtani felépítését, geomorfológiai fejlődéstörténetét és domborzati sajátosságait tekintve alföldi és majdnem alföldi, éghajlatát (viszonylag nedves, viszonylag hűvös, kiegyenlített) tekintve azonban dunántúli-dombvidéki táj Belső-Somogy, bár egyes vonatkozásokban rokon vonásokat mutat pl. az alföldi Nyírséggel is. Továbbá domborzata és paleoklimája, meg jelen éghajlata határozta és határozza meg nagyrésztben vízföldrajzi, valamint biogeográfiai jellegét, sőt genetikai talajtípusait is. A tájtényezőket egyenként mérlegelve és együttesüket tekintve azt mondhatjuk, hogy Belső-Somogynak a későbbiek során bemutatásra kerülő *heterogén kistájakból összetevődő középtája olyan sajátos, egyéni tulajdonságokkal rendelkezik, amelyeknek egyike-másika ismétlődhet vagy fellelhető más hazai tájakban is, de együttesük nem. És éppen ez avatja hazánk egyik sajátos, önálló természetföldrajzi tájává.*

I. fejezet

Földtani alapok és a felszín kialakulása

A) A geológiai és geomorfológiai kutatások történeti áttekintése

1. Lóczy és Cholnoky munkássága; a Balaton-kutatás előzményei

Belső-Somogy földtani viszonyaival, domborzata kialakulásával és felszíni formáival foglalkozó részletes összefoglaló munka mind ez ideig nem jelent meg. *Vizsgálatainknak viszonylag kevés előzménye van a tájban*; a múlt századból és századunk első évtizedéből úgyszólván egyetlen munkát sem említhetünk, amely ma is helytálló értékes adatokat tartalmazna. Annál is inkább elismerésre, sőt ma is csodálatra méltó az az igen értékes és részletes, a maga idejében a világirodalomban is páratlan monográfia-sorozat, amely számos földtani adatot, továbbá geomorfológiai jellemzéseket s a legkülönbözőbb természeti jelenségek leírását tartalmazza: *A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei* c. sorozat. Mint címéből is kitűnik, magára Belső-Somogyra vonatkozóan természetszerűen jóval kevesebb adatot, leírást, jellemzést találhatunk e munkában, de tájunk Balaton környéki területeire, a tómedencének a genetikájára, fejlődésére, természeti viszonyaira vonatkozóan felölelt ismeretanyaga miatt a sorozat — a benne előforduló több, ma már elavult értékelés ellenére is — csak az ószinte elragadtatást válthatja ki az olvasóból.

A sorozat ID. LÓCZY L. tollából megjelent I. kötete (1913) az értékes földtani leírásokon, objektív adatokon kívül bőven tartalmazza az egyes geomorfológiai jelenségek magyarázatát is. Hasonlóképpen értékes adatokra lelhetünk LÓCZY kiváló paleontológus és geológus munkatársainak, főként LŐRENTHEY I. (1911), HALAVÁTS GY. (1911), KORMOS T. (1911a, 1911b), KADIĆ O. (1911) és mások munkáiban, akiknek eredményeire is támaszkodva LÓCZY főleg a pliocén és a negyedkori rétegek elterjedését, közettani összetételét, sztratigráfiai és szerkezeti viszonyait tanulmányozta részletesen. Hangoztatta, hogy a Balaton medencéje pannóniai üledékekbe süllyedt. Felismerte a szerkezeti mozgásoknak a domborzat alakításában játszott jelentős szerepét. Fő vonásaiban ma is helytállónak kell tekintenünk LÓCZYNAK azt a CHOLNOKY J. (1918) által cáfolt megállapítását, hogy a *Balaton medencéje több részmedencéből, elősüllyedékből alakult ki*. Általában helyeseknek bizonyultak az újabb kutatások alapján is a *tó régi vízállásváltozásaira*, a tóparti szinlőkre és turzásokra vonatkozó megállapításai, amelyek szerint — a tó fenekén végzett fúrások adataira is támaszkodva — a jelenleginél egy 6 m-rel alacsonyabb és egy 6 m-rel magasabb vízállást tételezett fel, igaz, hogy megnyugtató kortani rögzítés nélkül.

Figyelemre méltó megállapításokat tett LÓCZY L. tájunk ősi *vízhálózatának nyomairól*. A felsőpliocénban szerepet tulajdonított a pannóniai felszín letarolásában a folyóvízi erózióknak is. Pliocén végi vagy alsópleisztocén *folyóvízi tevékenységet tételezett fel a nagyatádi mélyfúrás rétegsora alapján*

is, azonban nem keresett kapcsolatot a Balatontól É-ra levő területek irányába.

A fonyódi Kis-Várhegy (Sipos-hegy) K-i lejtőjén egy 155 m tszf-i magasságú domb oldalában levő feltárás homokjában talált csigák alapján ugyancsak *levantei* vagy *alsópleisztocén folyóvízi tevékenységre* következtetett LÓCZY L. Még néhány más helyen is említést tett esetleges *levantei* folyóvízi üledékekről.

Mindezek az adatok jelzések lehettek volna számára, hogy más területeken is észlelt hasonló képződményekkel együtt őt a felsőpliocén felszínfejlődést irányító fő tényező, a folyóvízi és a felületi erózió fontos szerepének felismeréséhez vezessék. Hogy ennek mégis az ellenkezője történt, abban nagy szerepe volt fiatalabb társának, a balatoni monográfia II. kötete (A Balaton hidrográfiaja, 1918) szerzőjének, CHOLNOKY J.-nek. Kitűnő leírásaik, megfigyeléseik mellett az volt egyik fő tévedésük — amiből aztán mind ők, mind követőik hosszú időn keresztül helytelen következtetéseket vontak le —, hogy a pliocén végén sivatagi éghajlatot és ennek eredményeként igen hatékony *deflációs tevékenységet* tételeztek fel. Általában — különösen CHOLNOKY J. — túlzottan nagy szerepet tulajdonítottak a felszín alakításában a deflációnak. Így a nagy meridionális völgyeket is tektonikusan előrejelzett, deflációval kialakított szélbarázdáknak tartották, a közöttük húzódó hátakat pedig maradékgerinceknek. Mind a Nagyberek, mind a Kisbalaton D-i folytatásában a Dráváig lenyúló homokterületeket óriási szélbarázdáknak írták le, ahol a pannóniai üledékekből kifújtt és több tucat m vastagságban felhalmozódott futóhomoktakarót tételeztek fel. Természetesen érthető is bizonyos fokig, hogy kevés mélyfúrás és feltárás hiányában nem ismerték fel az említett terület hordalékkúp jellegét.

ID. LÓCZY L. igen nagy érdeme, hogy felismerte a nem eredeti településű, lejtőn áttelepült, finoman rétegzett löszöknek a nagy elterjedését. Az általa „völgyi lösz”-nek nevezett ilyen üledékeket főleg vízi eredetűnek, felületi leöblítéssel keletkezettnek tartotta. Az ilyen deluviális lejtőlöszök nagy területeken való elterjedését a kutatók sokáig nem vették kellőképpen figyelembe. Csak a hatvanas évek elejétől PRÉCSI M. (1961, 1962b, 1962c) vizsgálatai alapján kerültek ismét az érdeklődés homlokterébe és kialakulásuk részletesebb általános értelmezésére is sor került.

CHOLNOKY J. ugyancsak fáradhatatlan, igen eredményes kutatója volt a Balaton vidékének (1918). Kitűnő geomorfológiai és paleohidrográfiai adatai és fejtegetései mellett különösen a tó hullámozására, a hullámozás építő és romboló munkájára vonatkozó észrevételei és magyarázatai hasznosak, amelyek az utókor elé tárják a társadalmi beavatkozás következtében azóta már nehezen tanulmányozható D-i parti turzásrendszereket. A turzások több szintjét különítette el, amelyek a későbbi kutatások eredményeként is általánosságban valóságnak bizonyultak.

CHOLNOKY J. mind említett munkájában, mind a „Magyar városok és vármegyék” c. monográfia Somogy megyéről írt kötetében (megj. é. n.) foglalkozik tájunk főbb morfológiai kérdéseivel. Ő is jelentős szerepet tulajdonít a felsőpliocén szerkezeti mozgásoknak, amelyek a meridionális völgyek pályáit kijelölték. A továbbiakban azonban — részben ID. LÓCZY L. nyomdokain haladva — két úton is célt téveszt:

1. Az egyik úton helyesen megállapítja („Somogy vármegye”), hogy a „nevezetes törésvonalak . . . jelentős szerepet játszottak. Eleinte valószínű-

leg a hegyekből, a Balaton-felvidékről lefutó konzekvens vízfolyásoknak voltak a vezetői (persze a Balaton medencéjét valami 100 méter magasan betöltve képzeljük). De azután jött a szél” — írja a levantei sivatagos éghajlatot feltételezve. „A vizek szabályos barázdáit, a törésvonalakat s minden sérült felszínrészét megtámadott s hatalmas barázdákat túrt végig a vonalon.

Így keletkeztek a somogyi és zalai, csodálatosan merev éjszak—déli irányú völgyek. Kimutatható, hogy nem folyó-völgyek” — írja CHOLNOKY J. Másutt is hangoztatja, hogy a „levantei korban csúnya pusztaság lett a terület” ... „ebből a korból ismerünk futóhomokot, vad vízmosásbeli lerakódásokat, kavics-felhalmozódásokat stb.” Utóbb idézett mondatából is kiderül, hogy LÓCZYval egyetértésben a folyóvízi üledékeket, pl. a Balaton K-i öblözetét keresztvező, Vilonya—Balatonaliga—Városhidvég közötti nagy kavicsmedret is torrens vizek üledékének tartja, sivatagi elméletének megfelelően. Közismert, hogy az azóta végrehajtott kutatások (FERENCZI I., WINKLER-HERMADEN A., SZÁDECZKY-K. E., BULLA B., KÉZ A., SÜMEGHY J., PÉCSI M., LÁNG S., ÁDÁM L., MAROSI S., SZILÁRD J., GÓCZÁN L., SOMOGYI S.) ellene mondanak a felsőpliocén sivatagi éghajlat hipotézisének. A kutatók általában humidus éghajlatot, ill. PÉCSI M. a felsőpliocénnek legalább egy részében „szavannaszerű” periódust tételeznek fel. Nyilván a hosszú korszak klímáját nem tekinthetjük egyveretűnek; nedvesebb és szárazabb szakaszok egyaránt előfordulhattak.

2. A másik úton haladva ugyancsak helytelen következtetéshez jut LÓCZY L. és CHOLNOKY J., s ennek megfelelő cáfolata azóta sem történt meg egyértelműen az irodalomban. Arról van szó, hogy mind LÓCZY, mind CHOLNOKY munkáiban több helyen olvashatjuk, hogy a Balaton környékén a pannóniai vagy pontusi rétegek vastagsága 250—300 m, s (CHOLNOKY é. n.): „ez a rétegösszlet hajdan egységes plató gyanánt terjedt el egész Somogy vármegyében, sőt a mai Balaton helyén is, a Balaton-felvidék lábáig. Maradványai a szép zalai partokon mindenütt megvannak, a régibb homokkőből, mészkőből és dolomitból álló hegyek oldalán, a tenger színe fölött mintegy 300 m közepes magasságban. *A pontusi tenger szintje tehát valami 300 m-rel lehetett magasabban ezen a tájékon a mai tenger színénél, a fekeke pedig kb. a mai tenger színében volt.*” (Kiemelés: M. S.) Nos, ez a téves megállapítás a már többek által cáfolt ama hipotézisükkel állt összhangban, hogy a Kárpát-medence lefolyástalan terület volt. Egyébként abszurdum a mai tenger szintjénél 300 m-rel magasabb pannóniai tengerszintet elképzelni. Arról viszont alig esett szó az újabb irodalomban, hogy az akkori tengernek szintjét és üledékeinek mai szintjét azonosnak venni azt jelenti, hogy azóta nem voltak szerkezeti mozgások a területen. Már pedig ez LÓCZY—CHOLNOKY idézett és általam kiemelt véleményében egyértelműen benne van. Emellett a pannóniai üledékek felszínében mutatkozó szintkülönbségek létrejöttét csupán denudációval magyarázták, holott éppen maguk is említést tesznek jelentős posztpannon és pleisztocén eleji mozgásokról (pl. a Balaton környéki bazaltvulkánosságról és magának a Balaton medencéjének a besüllyedéséről, amely két jelenség között egyébként LÓCZY — JUDD (1876) angol geológus véleményét elfogadva — kapcsolatot is lát. Úgy tűnik tehát, hogy önmaguk adatait és állítását sem értékelik következetesen. S még ma sem honosodott meg eléggé a szakmai köztudatban, hogy a pannóniai üledékek *mai szintje* 300 m tszf-i magasságban

(de természetesen nem mindig és mindenütt ebben a magasságban) nem azt jelenti, hogy ebben a szintben rakódtak le és azóta nincs vertikális elmozdulás, epiro- vagy diktiogenetikus mozgás, hanem éppen azt, hogy ilyen vagy (a későbbi denudáció mértékétől függően) még nagyobb mérvű kiemelkedéssel kell számolnunk a posztpannontól napjainkig — egyes területeken —, míg másutt esetleg hasonló mértékű, avagy kisebb vagy nagyobb mérvű süllyedéssel (PÉCSI M. 1956, 1959, LÁNG S. 1958, SZILÁRD J. 1963, 1967). Bizonyos fokig, de persze nagyon óvatosan éppen a fiatal vertikális mozgások mértékére kaphatunk adatokat a pannóniai üledékek *azonos korú* felső szintjének elhelyezkedéséből — természetesen állandóan figyelembe véve a külső erők tevékenységének hatását, szerepét is.

Lóczyhoz hasonlóan CHOLNOKY sem ismerte fel tájunk hordalékkúp jellegét, egyáltalán vajmi kevés szerepet tulajdonított a negyedidőszaki folyóvízi tevékenységnek. Annál több szerepet juttatott a felszín formálásában — nemcsak a sivatagos éghajlatúnak vélt felsőpliocénban, hanem a negyedidőszakban is — a szél munkájának. A „levantei sivatagi korszak” idejére teszi elsősorban a homokmozgást, amikor is szerinte a Tapolcai-medencéből és a Nagyberék területéről igen sok homokot elhordott a szél. „Az így keletkezett futóhomok egy részét megtaláljuk a fonyódi hegyen, más sokkal tekintélyesebb és még ma is mozgó részét Somogy vármegye közepén, Nagybjom táján s tőle dél felé egész a Drávaig.” A pleisztocénban főként löszképződéssel számol, tájunkban elsősorban a Marcali-háton (CHOLNOKY J. é. n.). A részletes kutatás során úgy értékeltük (MAROSI S. — SZILÁRD J. 1958, MAROSI S. 1960, 1962, 1965), hogy a pliocén végén és a pleisztocén nagyobbik első részében folyóvízi tevékenység volt a területen a fő felszínformáló tényező, ami hordalékkúp-képződést eredményezett, a futóhomokmozgás fő szakaszai a hideg-száraz glaciális, főképpen a würm glaciális fázisok, s csak kis mértékben az óholocén meleg-száraz mogyoró-fázis, a löszképződés pedig viszonylag jelentéktelen és kis területre kiterjedő volt Belső-Somogyban, s a ma fellelhető löszös üledékek is csak részben típusos löszök, másrészt áttelepített homokos, löszös lejtőüledékek.

Tárgyilagosan meg kell állapítanunk, hogy ID. LÓCZY L. és CHOLNOKY J. tévedései a *kor akkori tudományos színvonalán* könnyen magyarázhatók. Szemléletük bizonyos fokú egyoldalúsága, a felhalmozott adat- és ismeretanyag viszonylagos csekélysége, a pleisztocén bonyolult, szakaszos éghajlatváltozásai ismeretének hiánya és emiatt nem kellő értékelése járult elsősorban hozzá, hogy egyes kérdésekben ma már nem helytálló következtetésekre jutottak. A pannóniai üledékekre települt fiatalabb összletekben azóta kinyomozott jelentős réteghiányok joggal arra indíthatták őket, hogy (azóta tudjuk) a hiátusok létrejöttéhez, a lepusztuláshoz szükséges idővel és folyamatokkal ne számoljanak kellőképpen. Nem került még uralomra a poliglacialista szemlélet. Számos helyen leírták bírálói, hogy Lóczyék csak két jégkorszakról tettek említést és ennek megfelelően igyekeztek a negyedidőszaki üledék- és formaemlékeket, felszínfejlődési eseményeket koránilag rögzíteni, ill. — korlátaikat látva vagy érezve — nagyon helyesen, számos esetben nem is erőltették a kronológiai besorolást.

Közbevetőleg meg kell jegyezmem, hogy tulajdonképpen helytelenül gyökerezett meg Lóczy bírálóinak munkássága nyomán az a vélemény is irodalmunkban, hogy két jégkorszakot ismert, mert — ha gyakorlatilag ez is volt a helyzet — Lóczy egy helyen ezt írja (1913; 500. o.): „Weisz Arthur

a Balaton vidékének pleisztocénkorú csiga- és kagylófaunáját feldolgozva, a lösz, amelyből 41 fajt sorol fel, a pleisztocén legfelsőbb szintjébe tette és a felső interglaciális vagy a *III. glaciális* (kiemelés: M. S.) és a posztglaciális időszakokkal egyidőbe helyezte." Majd óvatosan folytatja: „Érdemes törekvését (ti. WEISZÉT) azzal a véleménnyel kísérem, hogy még nincs elegendő adatunk ahhoz, hogy elfogadható biztossággal színtezhessük a túladunai felső pleisztocén képződményeket és ezek között különösen a lösz. Még kevésbé látom elérkezettnek az időt, hogy a magyarországi lösz a glaciális és interglaciális lerakódásokkal párhuzamba állíthassuk.”

A fentiek alapján érthető, hogy amikor LÓCZY a tómedence kialakulásának idejét az alsópleisztocénba helyezte, nem volt tudomása arról, hogy a pleisztocén elejétől hosszú, változatos fejlődéstörténeti eseményekkel jellemzett idő választja még el az utolsó jégkorszakot, amely szerinte a löszképződés fő szakasza. Alsópleisztocénon minden valószínűség szerint a würmhöz közelebb eső korszakot értett. Annál is inkább valószínű ez, mert éppen LÓCZY mutatott ki egy jelentős alsópleisztocén kavicsmedret Vilonyától Városhídvégig, amelynek maradványa Balatonkenese és Balatonaliga között a tófenéken is megvan. Ez a tény előtte is nyilvánvalóvá kellett tegye, hogy a mederanyag alsópleisztocén kori lerakódása idején a tómedence az említett helyen még nem süllyedhetett be olyan mértékig, hogy a szóban levő, általa tévesen torrens jellegűnek vélt vízfolyás át ne folyhatott volna É-ről D-i irányba. Hogy mégis — legalább látszólag — fennáll nála ez az ellentmondás, az jórészt az elmondottakkal magyarázható, meg azzal a helyes elképzelésével, amely szerint a tómedence több részmedencéből alakult ki — csak elmulasztotta azt kifejteni, vagy nem is gondolt rá, hogy ezek a részmedencék sem pontosan egykorúak —, a közöttük volt földszávok pedig abban az időben szárazföldi üledékképződéssel jellemezhetők.

Mindezekre a kérdésekre a továbbiakban még részletesebben visszatérek, most csupán a Balaton keletkezésiidejének LÓCZY-féle teóriájával kapcsolatban megemlítem más szerzőknek ide vonatkozó véleményét is, annak hangsúlyozásával, hogy szerintem LÓCZY megfogalmazása sokkal rugalmasabb és óvatosabb, tehát valószínűbb volt ebben a vonatkozásban is, mint ahogyan az a legutóbbi időnkig irodalmunkban szerepel. Kissé az az érzésem, hogy bírálónak interpretálása nyomán merevedett dogmává ez a véleménye is, több más következtetésével együtt.

Köztudott, hogy BULLA B. (1943) és KÉZ A. (1943) a tó kialakulásának idejét az utolsó interglaciálisra (riss-würm), ZÓLYOMI B. (1952) a würm végére, SÜMEGHY J. (1953, 1955) pedig az óholocénba helyezte. Másfél évtized óta többször hangoztattam (1955, 1958, 1959, 1960, 1962, 1965, 1968, 1969), hogy bizonyos vonatkozásban mindegyik szerzőnek igaza van, mert már a LÓCZY által alsópleisztocénként vett, de tulajdonképpen az általa elképzeltnél fiatalabb pleisztocén korszakban kialakulhattak a Balatonfelvidék lábánál lapos előmélyedések, a süllyedés azonban szakaszos volt, s a medence árka az utolsó interglaciálisban süllyedt meg annyira, hogy — nem egységesen, Balatonkenesétől Keszthelyig, de egy részében — esetleg tó keletkezhetett benne. A mainál 6–8 m-rel magasabb vízállás (LÓCZY L. 1913) azonban legújabb vizsgálataink szerint még később, a würm folyamán következett be; ennek emlékéért őrizheti a BULLától az északi parton kimutatott újpleisztocén szinló, a völgyekben megfigyelt szintek és azok a magasabb turzások, valamint szintek, amelyeket részben LÓCZY L., CHOL-

NOKY J., KORCSMÁROS I. már leírt, de helyes kortani tagolásukat SZILÁRD J.-vel végeztük el. A több helyen lösz feküjébe települt balatoni turzásanyag a későbbiek folyamán még részletesebben tárgyalásra kerülő bizonyítékokkal együtt BULLA B. véleményét igazolja, annyiban, hogy az újpleisztocénban már volt víz a medencében, bár a vízzel kitöltött egységes árkos süllyedék — mint később kifejtjük — csak a würm első interstadiálisában keletkezhetett. Csaknem hasonló véleményre jutott SZILÁRD J. kandidátusi értekezésében (1963, 1967). Későbbi újabb klímaváltozás a tómedence részbeni, viszonylagos kiszáradásához, ennek következtében a medencefenék denudációjához vezetett, majd újabb süllyedés következett be, s ezért — a réteghiátus miatt — helyezhette ZÓLYOMI B. pollenvizsgálatok alapján a tó kialakulásának idejét a würm végére. SÜMEGHYnek annyiban van igaza, hogy valóban süllyedt a medence az óholocénban is. Tartozunk az igazságnak azonban azzal, hogy SÜMEGHY J. is — ellenkező előjellel — hasonló tévedésbe esett, mint LÓCZY. Míg ugyanis LÓCZY a pliocén vége és az újpleisztocén közötti időtartamot adatok hiányában a ténylegesnél rövidebbnek vélte és — nyilván a jelentős réteghiányok miatt — a fejlődéstörténeti eseményeket ebben az időszakban jelentőségüknél sokkal kisebb mértékben tudta értékelni, SÜMEGHY a holocént túlságosan eseménydús földtörténeti korszaknak gondolta, gyakorlatilag a würm szakaszbeli változásokat is holocénban bekövetkezetteknek vélte, ami valóban elég idő lehetett a medence kialakulásához. SÜMEGHYRől egyébként is köztudott, hogy sajátos negyedkori kronológiai szemlélete volt: valamennyi magyarországi lösz és löszös képződményt würminek, a löszök feküjébe települt homokot pedig riss korúnak tartotta. Holott az utóbbi valójában igen gyakran, így a belső-somogyi hordalékkúpon is régibb pleisztocén korszakok üledékét is magában foglalja; persze az az igazság, hogy igen nehéz, sokszor lehetetlen a pleisztocén elejétől a riss végéig hordalékkúp-anyagként lerakódott, faunisztikailag meddő homokokat kortanilag elkülöníteni.

A fentebb elmondottak utalnak arra, miért is mutatkozik pl. a Balaton medencéje kialakulásának ideje meghatározásában a különböző szerzők között olyan nagy véleménykülönbség. 1955-ben (in: GÓCZÁN L.—MAROSI S.) még csak mindezek tudatában, logikai megfontolások alapján írtam: „Kialakulása ideje ma még vitatott, ami érthető is, mert minden bizonytalanságos, több ritmusban végbemenő süllyedésről van szó. Minden süllyedési periódusnak meg lehet a nyoma, s így minden illusztris szakember hozhat fel érveket állításának igazolására”, de az 1956-ban írt, azonban csak 1959-ben megjelent Mezőföld monográfiában, majd 1958-tól több tanulmányban már SZILÁRD J.-vel végzett kutatáseredményeinkre is támaszkodva fogalmaztam meg véleményemet: „a Balaton-árok térben és időben szakaszos süllyedés eredményeként kialakult poligenetikus tómedence.” Ismétlem, ez a lehetőség az elődök munkásságából, eredményeiből is következik, az eltérő vélemények így szintézisbe hozhatók, s hogy ez jelenlegi ismereteink alapján megfelel a valóságnak, azt az enyéimen kívül SZILÁRD J.-nek a külső-somogyi partokon végzett kutatáseredményei is igazolják, amit kandidátusi értekezésében részletesen kifejtett (1963, 1967). A tómedence szakaszos süllyedésére jó bizonyítékokat szolgáltatott az északi parton végzett kutatáseredményei alapján GYÖRFFY D. (1957) is.

2. A két világháború közti kutatások értékelése

A 20-as évektől a második világháborúig terjedő időszakban is napvilágot látott néhány munka, amelyekben találhatunk tájunkra vonatkozó adatokat. MAROS I. (1925—28) Somogyban végzett agrogeológiai felvételezéséről írt rövid jelentésében löszben megfigyelhető „1—2 araszos vetődésekről” számol be. Megemlíti, hogy „Marcali és Kéthely vidékén az erózió energikusan hátrál”, amiből — helyesen — emelkedésre következtet. A homokterületekről LÓCZY és CHOLNOKY nyomán ő is azt írja, hogy „a pliocén kor homokos üledékei lösztakaró nélkül maradtak, s így felszínüket a szél kikezdhetette és a futóhomokra jellemző formákba rakhatta. Nagyrészt a természetes vagy a mesterségesen telepített növényzet már megkötötte.” Néhány hasonlóan gyérszavú földtani munkától eltekintve főként STRAUSZ L. (1941, 1942a, 1942b) és SÜMEGHY J. (1939, 1940) általánosabb jellegű, elsősorban a dunántúli pliocén, ill. pleisztocén üledékek szintezésével, kortani tagolásával, a szerkezeti viszonyokkal foglalkozó munkái figyelemreméltóak. Ugyancsak a szerkezeti viszonyokkal foglalkozik VAJK R. (1943) a dunántúli geofizikai vizsgálatok alapján.

Jelentős mértékben járult hozzá közvetve tájunk fiatal fejlődéstörténeti eseményeinek jobb megértéséhez és tisztázásához Északnyugat- és Nyugat-Dunántúlon végzett vizsgálateredményei alapján FERENCZI I. (1924), WINKLER-HERMADEN A. (1938) és SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1938, 1941), akiknek munkássága nyomán revízió alá került LÓCZY és CHOLNOKY „levantei sivatagos” elmélete. Az említett szerzők Nyugat-Dunántúl ősi vízhálózatának nyomozása kapcsán egyértelműen hangoztatták, hogy a pannóniai tó fokozatos D felé való visszahúzódásával párhuzamosan nyomultak előre és töltögették hordalékukkal a medencét az Alpokból érkező folyóvizek. SZÁDECZKY-K. E. ismerte fel határozottan, hogy a pannóniai üledékeket követően a felsőpliocénban nagy területeken tekintélyes vastagságú, jórészt egynemű, átlós- és keresztarétegzett, részben tavi, részben folyóvízi üledék halmozódott fel. A pannóniai rétegek és a kifejezetten szárazföldi üledéksorok közé iktatódó eme összlet alapján a felsőpliocénban fluviolakusztikus vízrendszert tétélezett fel. Elképzelését később BULLA B. (1941) fejtette ki részletesebben és vázolt fel plauzibilis képet e szakasz klimatikus viszonyairól s az annak megfelelő felszínfejlődéstörténeti eseményekről. A kérdés azonban ezzel korántsem zárult le, ma is többoldalú vita tárgya, ami PÉCSI M. (in VITA SOMOGYI S. . . . 1962) újabb vizsgálatainak köszönhető. Erre a kérdésre még visszatérünk.

SZÁDECZKYÉK munkásságának időszaka tehát megszülte LÓCZY és CHOLNOKY felsőpliocénre vonatkozó sivatagi elméletének azóta mezőföldi (ÁDÁM L.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1959), kislalföldi (PÉCSI M. 1959, 1962a), nyugat-magyarországi (ÁDÁM L. 1962a, SOMOGYI S. 1960, 1962, GÓCZÁN L. 1960a, 1960b, 1962, LOVÁSZ GY. 1960) és somogyi-domsági (MAROSI S. 1960, 1962, 1965, SZILÁRD J. 1960, 1962, 1963, MAROSI S.—SZILÁRD J. 1958) vizsgálatokkal is alátámasztott antitézisést, amely szerint a felsőpliocénban a dunántúli-dombvidéki tájakon a legfőbb felszínformáló tényező a folyóvízi és a felületi erózió volt, meleg, nedves klímával. Emellett még SZÁDECZKY-K. E.-nek egy másik igen fontos, tájunk posztpannonpleisztocén eleji fejlődéstörténete magyarázatát és megértését is befolyásoló felismerését kell hangsúlyoznunk: amellett, hogy a Kislalföld tágabb térsé-

gében számos pliocén végi-ópleisztocén folyó ősi pályáját és lerakódását mutatta ki, feltételezte, hogy a felsőpliocénban egy nagy folyórendszer, a Duna őse is kezdetben a Kisalföldről D-nek vette útját. Hasonló véleménye volt SÜMEGHYnek is, ő azonban a kortani rögzítés során jutott eltérő eredményhez. A kérdésben újabb előrelépés azután már csak az utolsó évtizedben, a legújabb vizsgálatok eredményeként következett be.

A felszabadulásig terjedő említett időszak szakirodalmából a tómedence keletkezésére vonatkozóan fontos tanulmányain kívül még meg kell említenünk BULLA B. (1941) Nyugat-Magyarországról írt munkáját. Nélkülözhetetlenek lesznek nemcsak a tó genetikájának tárgyalása során, hanem tájunk Ny-i felének pleisztocén kori vízhalózata nyomozásában és új értelmezésében is KÉZ A. (1943) Zala-völgyben végzett megfigyelései.

KORCSMÁROS I. (1938) a Balaton DNY-i öblözetében megfigyelhető fiatal turzások és szinlők rendszerét ismertette. HORVÁTH L. (1938) egy kis területéről, a Nagykanizsa és Csurgó közötti vidékről írt bölcsészdoktori értekezést. Mind a terület genetikáját, mind a felszíni formákat CHOLNOKY teóriája alapján ismertette, s ezért kis munkája túlhaladott álláspontokat képvisel.

A ma is legnagyobb haszonnal forgatható tájrajz KOGUTOWICZ K. „Dunántúl és Kisalföld írásban és képben” c. könyvének néhány fejezetében (Balaton, Alsó-Zalamellék, A Somogyi Nagyberék, Belsősomogy, Dráva-szél) látott napvilágot (1930, 1936). Nem is annyira mondanivalójában és adatanyagában, mint inkább módszerében hagyott ránk értéket ez a fel dolgozás. Igaz, említett munkájában teljes földrajzi, sőt történelmi és néprajzi leírást is kívánt KOGUTOWICZ nyújtani. Némileg más célkitűzéssel, korunk követelményeinek megfelelően jól szervezett munkaközösségek számára az azóta felhalmozódott ismeretanyag birtokában ma már valóban jó, tartalmában és szemléletében is modern, a gyakorlati életet, a népgazdaságot sokoldalúan szolgálni képes komplex munkák készítése lehetne az egyik leghálásabb földrajzi feladat.

KOGUTOWICZ munkájában a sokoldalúsággal párosuló tömörség oda vezetett, hogy morfológiai jellemzésre kevés tere jutott, s inkább morfográfiát adott. LÓCZYval és CHOLNOKYval együtt ő is igen nagy szerepet tulajdonított a szél felszínalakító munkájának. Hangoztatta a szerkezeti mozgásoknak a felszín formálásában játszott fontos szerepét. Érthetetlenül tulajdonítja viszont LÓCZYnak azt a véleményt, hogy a Balaton medencéje a „harmadkor végén” egyszerre süllyedt be. Egyébként jó morfográfiai jellemzései mellett hiányoljuk munkájából a felszínfejlődés magyarázatát. Amennyiben illet adott, az már többnyire túlhaladott tudományos álláspontot képvisel. Érdekes, hogy ő egyáltalán nem tesz említést a pannon utáni folyóvízi üledékekről. Egy térképén (II. köt. 184. o.) és a hozzá fűződő magyarázatban (uo. 185. o.) viszont a Nagyberektől D-re futóhomokot, majd még délebbre, a Kapos forrásvidékén negyedkori *durva homokot* ábrázol, ill. ír le, anélkül, hogy utóbbinak a folyóvízi eredetéről említést tenne. Hiányosságai, elavult megállapításai ellenére általánosságban mégis pozitívan kell értékelnünk KOGUTOWICZ munkáját, mint területünk különböző részeivel kutatásaink előtt viszonylag részletesebben foglalkozó egyetlen művet, amelyben számos, ma is használható és tudománytörténetileg is értékes adat, leírás, magyarázat szerepel tájunknak nem annyira morfológiai, mint inkább morfográfiai és általában földrajzi viszonyairól.

3. Újabb vizsgálatok

Szándékosan foglalkozom kutatástörténeti áttekintésemben külön az utolsó két évtized kutatáseredményeivel, hiszen ez az időszak tudományunkban is általában, de földtani és földrajzi irodalmunkban is a megújulás és az ismeretek rohamos bővülésének, új tudományos koncepciók, új szemlélet, új kutatómódszerek születésének a kora. S ha ilyen vonatkozásban tájunkra vonatkozóan is beszámolhatunk új eredményekről, az nem választható el általánosabb vonatkozásaitól.

Az *ötvenes évek elején* jelentős állami támogatással, kibővített keretek között, szervezetten indult meg mind a földtani, mind a földrajzi kutatómunka az országban, így Belső-Somogyban is.

Földtani ismereteink gazdagodásához vezetett az Állami Földtani Intézet által végrehajtott *térképezés*, amelynek során 1 : 25 000-es méretarányban elkészültek a talajtakaró alatti képződmények elterjedését feltüntető térképlapok. Persze ilyen sajátos területen, mint Belső-Somogy, a dolog természeténél fogva ezek a térképek nem lehetnek eléggé részletesek.

Ettől eltekintve is az új földtani térképezés és az azzal egyidejűleg létesített sekély fúrások és néhány mélyfúrás jelentősen hozzájárult a terület földtani üledékeinek megismeréséhez. Sík- és dombvidékeink újratérképezése alapul szolgált — régebbi megfigyeléseredményekkel együtt — SÜMEGHY J. újabb, a pliocén, pleisztocén és holocén üledékek rétegtani kérdéseiről írt tanulmányai (1951, 1953), valamint akadémiai doktori disszertációja (1955), e nagy szintézis megírásához. E munkáiban SÜMEGHY, a kitűnő quartergeológus hatalmas adattömegrre, fúrásszelvényekre és anyagvizsgálatokra támaszkodva újszerű rétegtani fejtegetéseket tár elénk, amelyek kapcsán megrajzolhatta a Dunántúl felsőpliocén és pleisztocén vízhalózatának változásait is. Éles megfigyelőképesség, kitűnő morfológiai szemlélet, sőt a szükséges fantáziával és logikával párosult koncepciókészség is kellett a rendelkezésére álló adatok mellett ahhoz, hogy ismeretes következtetéseit megtegye, s paleohidrográfiai vázlatait megrajzolja. Természetes, hogy egyes vonatkozásaiban vitatható SÜMEGHY koncepciója, fejtegetései helyenként csak hipotézisnek tűnnek, amiket bizonyára maga küszöbölt volna ki, ill. helyesbített volna, ha a korai halál nem vet véget egyre igényesebb, mindinkább kiteljesedő tudományos pályafutásának. Ha csak a halála óta ismeretessé vált adatokat, az azóta megvilágított periglaciális folyamatokat és a lejtőn végbemenő jelenségeket ismerte volna, bizonyára nem jut arra a következtetésre, hogy a folyóvizek folyamatos üledékképződéssel a középpleisztocén végéig a Dunántúl felszínét 400 m magasságig feltöltötték („riss homok”), s csak azután került sor eolikus üledékképződésre; ugyancsak nem állította volna pl., hogy a Balaton-árok óholocén süllyedék.

É hiányosságok, vitatható megállapítások ellenére munkái iránymutatóak, ösztönzőek. Pl. tájunk határain belül maradvá, ő az első kutató, aki felismeri a tekintélyes folyóvízi üledéktömeget, s minden terminológiai bizonytalanság ellenére belőle számottevő negyedidőszaki folyóvízi tevékenységre következtet.

Az általánosabb jellegű munkák közül meg kell említenünk EGYED L. (1953) kitűnő tanulmányát, amelyben a szerkezeti mozgások és a morfológia, különösképpen a folyóvizek pályái közötti összefüggéseket világítja meg.

A geológusok közül BARTHA F. (1959) finomrétegtani és faunisztikai vizsgálatai tartanak különös érdeklődésre számot, amennyiben a pliocén kori szárazulattá válás folyamatának fejlődéstörténeti problémáihoz nyújt támpontokat. Hasonlóképpen a pliocén sztratigráfiai viszonyok ismeretéhez járult hozzá SCHWÁB M. (1960) dél-dunántúli molluskafaunát feldolgozó tanulmánya. ZALÁNYI B. (1953, 1954) a pliocén és a pleisztocén üledékekből előkerült ostracodák rétegtani értékelésével foglalkozott. SZUROVY G. (1957) és TOMOR J. (1953) munkáiból fontos mélyfúrásadatokat ismerhetünk meg. Tájunkra vonatkozóan is számos adatra és értékelésre lelhetünk különösen VADÁSZ E. (1960), továbbá KRETZOI M. (1953), SCHMIDT E. R. (1958), STRAUZ L. (1949) és STEFANOVITS P. (1963) munkáiban. A szerkezeti viszonyok helyes értelmezése szempontjából kitűnő adatokat és értékeléseket találhatunk BENEDELY L. (1934, 1959, 1964), RÉTHLY A. (1952), SZALAI T. (1960, 1961), KÖRÖSSY L. (1963) és KERTAI GY. (1957) munkáiban. A szomszédos területekkel foglalkozó földtani tanulmányok közül kitűnik ERDÉLYI M. Külső-Somogyról (1961–62) írt tanulmánya.

Az ötvenes évek elejétől a földtani kutatásokkal párhuzamosan nagymértékben fellendült a szervezett *természetföldrajzi kutatómunka* is hazánkban. BULLA B.-nak szinte programot adó tanulmánya (1951a) már sejtetni engedti, hogy a meginduló kutatások során új megvilágításba kell helyezni a somogyi és zalai meridionális völgyek genetikai-morfológiai értékelését, s ezzel kapcsolatban az egész Közép- és Dél-Dunántúl morfológiai jellegéről korábban festett képet. Már ő rámutat, hogy a meridionális völgyek a Balaton kialakulása előtt a Középhegységben lefutó egységes, konkavens vízfolyások pályái, amelyekben a Balaton besüllyedése után völgyi vízváltakók alakultak ki, s azóta északi szakaszai a tómedence felé csapolódnak le. A meridionális völgyek kialakulásában azonban a szerkezeti mozgásoknak kevés szerepet tulajdonít, hiányolja bennük a völgyaszimmetria jelentőségét, amit pedig újabb kutatásainkkal (MAROSI S.—SZILÁRD J. 1958, SZILÁRD J. 1963) sikerült kimutatni.

A részletes terepkutatások során először a szomszédos területeken indult meg a kutatómunka, amelynek eredményei nem elhanyagolhatóak területünk morfológiai fejlődéstörténetének felvázolásakor sem. LÁNG S. (1954) és LOVÁSZ GY. (1956) a Zalai-dombságról, SZABÓ P. Z. (1957) Délkelet-Dunántúlról, LÁNG S. (1958) a Bakonyról, GYÖRFFY D. (1957) a Káli-medencéről, ÁDÁM L. (1953, 1955a, 1955b), MAROSI S. (1953, 1954), SZILÁRD J. (1953, 1954) és ÁDÁM—MAROSI—SZILÁRD (1959) a Mezőföldről, PÉCSI M. (1955b) és ÁDÁM L. (1959) a Móri-árokra, PÉCSI M. (1955a, 1956, 1957, 1959), GÓCZÁN L. (1955), MAROSI S. (1955), SZILÁRD J. (1955) a Duna-völgyről adtak közre olyan tanulmányokat, ill. monográfiákat, amelyek az ország folyóhálózata vezértengelyének, a Dunának és vele kapcsolatban az egész Dunántúl negyedkori paleohidrografiájának, s ezzel együtt felszínfejlődésének magyarázatát a korábbiaktól jelentősen eltérő, de főleg részletesebb, új megvilágításba helyezték: pliocén végi lineáris és areális felszínfejlődés valamennyi szerzőnél, a Duna magyarországi kezdeti megjelenése és folyásiránya (PÉCSI M., ÁDÁM L., GÓCZÁN L.), a fiatal szerkezeti mozgások szerepének felismerése és igazolása (SZABÓ P. Z., PÉCSI M.), különös tekintettel a würm eljegesedésen belüli mozgásfázisra, a két würm terasz elkülönítésére (ÁDÁM L. 1955, MAROSI S. 1955, GÓCZÁN L. 1955, PÉCSI M. 1956, 1959), ami a Balaton süllyedési fázisainak kortani rögzítéséhez is támpontot

nyújtott a későbbiek folyamán; a pleisztocén kronológia természetmegfigyelések alapján végrehajtott pontosabb és részletesebb kidolgozása (KRIVÁN P. 1953, BULLA B. 1954, ADÁM—MAROSI—SZILÁRD 1954, PÉCSI M. 1956, 1959), a Kiskunság (BULLA B. 1951b, SÜMEGHY J. 1951), a Nyírség (KÁDÁR L. 1951, BORSY Z. 1961) és Dél-Mezőföld (MAROSI S. 1953) hordalékkúp jellegének felismerése, a hazai futóhomokterületek formakincsének új értelmezése (KÁDÁR L. 1956, MAROSI S. 1955, 1958, 1959, BORSY Z. 1961) és még egy sereg olyan kérdés, amelyek más megvilágításba helyezése nem volt figyelmen kívül hagyható a Somogyi-dombságon SZILÁRD J. munkatársammal az ötvenes évek második felétől megszakításokkal folytatott morfológiai kutatások során.

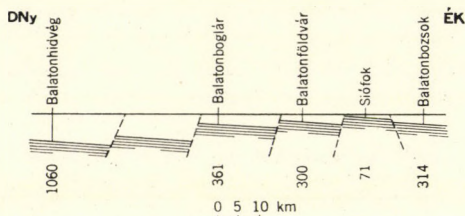
SZILÁRDDAL 1957-ben még csak arról adtunk kis közleményben hírt, hogy Somogyban pleisztocén periglaciális jelenségek mutatkoznak kovárványos homokzsákok formájában, majd 1958-ban tettük közzé első előzetes jelentésünket a Balaton D-i partvidékéről, s ezt követték SZILÁRDnak Külső-Somogyról (1960, 1962, 1963, 1965a, 1965b, 1966) megjelent tanulmányai, melyeket betetőzött 1964-ben megvédett terjedelmes, igen alapos, modern szemléletű, tartalmas és értékes kandidátusi értekezése (1967). Magam is közöltem tanulmányokat Belső-Somogy morfológiájáról (MAROSI S. 1960, 1962, 1965, 1966, 1967, 1968, 1969). A Somogyi-dombság természetföldrajzi tájértékelését tartalmazó, SZILÁRDDAL közösen írt tanulmányunk pedig gyakorlati igények kielégítését igyekezett szolgálni, s módszerekben kívánt újat adni (1962).

A Somogyi-dombságon végzett kutatásainkkal párhuzamosan láttak napvilágot más fontos, alapvető tanulmányok is, részben a szomszédos területekről, részben általános kérdésekről. Előbbiek közé tartoznak GÓCZÁN L.-nak a Tapolcai-medencéről (1960a), a Közép-Nyugat-Dunántúlról (1960b) és a Marcal-medencéről (1962), LOVÁSZ GY.-nek a Zalai-dombságról (1960) és a Dráva-völgyről (1963), SZABÓ P. Z.-nak a Dráva-völgyről (1964), ADÁM L.-nak a Rábántúli-kavicstakaróról (1962a) és a Tolnai-dombságról (1960a, 1962b, 1964, 1966, 1969), SOMOGYI S.-nak a Vasi-Hegyhátról és a Kemeneshátról (1962), továbbá az ország paleohidrográfiai viszonyairól (1960, 1961) közreadott tanulmányai. Az általános kérdésekkel foglalkozó munkák közül pedig a BACSÁK GY. égi mechanikai alapozottságú pleisztocén klímanaptárát és kronológiáját (1940, 1942, 1944) tovább fejlesztő BULLA B. (1960) és SOMOGYI S. (1962b) tanulmányai mellett PÉCSI M. legújabb, igen figyelemreméltó értekezéseit kell említeni (1961, 1962b, 1962c, 1964b, 1965, 1966, 1967, 1968). Ezekben egészen új, korszerű megvilágításba, jelentőségüknek megfelelő sorba helyezi a pleisztocén periglaciális kori felszínalakulás sajátos menetét, a változatos éghajlattípusokhoz kötött lejtős folyamatok lejátszódását, szerkezeti talajok, különböző periglaciális formák és jelenségek, fosszilis talajok kialakulásának, sajátos üledékképződésnek végbemenetelét. PÉCSI M. érdeme új, egzakt kutatási módszereknek a bevezetése is a morfológiai vizsgálódásokba (1959, PÉCSI M.—PÉCSINÉ DONÁTH É. 1959), s mindezek együttvéve új szemlélet kialakulásához vezettek. Ugyancsak új szemléletet jelent természetföldrajzi kutatásainkban a tájértékelés SZILÁRD J.-vel általam közösen kidolgozott elvi-módszertani alapjainak felvázolása (MAROSI S.—SZILÁRD J. 1963a, 1963b, 1964), sőt konkrét alkalmazása éppen a Somogyi-dombság példája alapján (MAROSI—SZILÁRD 1962, SZILÁRD J. 1963, MAROSI S. 1965a).

A fenti, s szándékosan nem csupán területünkre vonatkozó kutatástörténeti előzmények részletesebb ismertetését azért is tartottam szükségesnek, mert úgy vélem, egyrészt sikerült rávilágítani arra, hogy a tulajdonképpeni Belső-Somogy területén a Balaton térségétől eltekintve vajmi kevés előzménye volt kutatómunkámnak. Másrészt viszont a környező területekről megjelent, ill. az általánosabb jellegű munkák lehetővé tették számomra, hogy tágabb keretbe helyezzem mondanivalómat, s az olvasó is túlléphessen Belső-Somogy határain, ami azért szükséges, mert az itteni problémák jelentős része nem választható el sem térben, sem időben a környező területek paleogeográfiai és jelenkori természetföldrajzi viszonyaitól.

B) Belső-Somogy rétegtani vázlata

Belső-Somogy területén ugyan a felszínre bukkanó legidősebb képződmények a felsőpanóniai üledékek, mégsem érdektelen röviden áttekintnünk az idősebb, mélyben elhelyezkedő kőzeteket. Ezek adják ugyanis azt az alapot, amelyen a fiatalabb üledékek nyugszanak, amellet még ma is, de korábban is szerepet játszottak a táj alapvető szerkezeti viszonyainak és



2. ábra. Balaton melléki ópaleozóos kristályos medencealjzat lépcsős szerkezetalakulása VADÁSZ E. (1960) nyomán

morfológiai vonásainak meghatározásában. Ezáltal ismeretük nélkülözhetetlen a paleogeográfiai kép megrajzolása során. Sajnos azonban ma még meglehetősen kevés adat áll rendelkezésünkre; azok az ismeretek, amelyekkel róluk rendelkezünk, főként az újabb víz- és szénhidrogénkutató mélyfúrásoknak és geofizikai vizsgálatoknak köszönhetőek (SZUROVY G. 1957, SCHEFFER V.—KÁNTÁS K. 1949, TOMOR J. 1953, STRAUZS L. 1942b, 1950, KERTAI Gy. 1957, BALOGH K.—HORUSITZKY F. etc. 1958, VADÁSZ E. 1960, KÖRÖSSY L. 1963).

1. Azt még ID. LÓCZY L.-től tudjuk (1913) — s e megállapítását az újabb földtani vizsgálatok is alátámasztják —, hogy a Velencei-hegységben, a szabadbattyáni, a polgárdi és az úrhidai szigettrögökben felszínre bukkanó paleozóos képződmények a felszín alá kerülve hosszanti csapásirányban a Balaton mellékén DNy felé ugyan egyre mélyebbre kerülnek (Siófokon még 71 m-en, Balatonbogláron már 361 m mélységben van a fillit, s felette csupán felsőpanóniai és fiatalabb üledékek települnek, csak Balatonföldvarról ismeretes szarmata előfordulás), de még Balatonhídvégen is panóniai és szarmata rétegsor alatt 970 és 1060 m mélységben ütötte meg

a fúró a gránátos kloritpalát (2. ábra). Tulajdonképpen tehát egy, a területünkön már lesüllyedt varisztid hegység felépítő kőzetanyaga került elő a fúrásokból. Szórványos adatok alapján arra lehet következtetni, hogy az ópaleozóos kristályos és gránitvonulat peremén egyveretű tengeri karbon mészkővonulat húzódik (VADÁSZ E. 1960).

További paleozóos kőzetek ismeretese a Balaton melléki kristályos vonulat csapásában a zalai Pusztamagyaródról (1992 m mélységben gránit), területünk D-i részén Kaposvárról (919–1106 m között, pannóniai rétegek alatt zöld szericites fillit, a kaposfői fúrásban ópaleozóos biotitos, kloritos csillámpala 1137 m mélységben); Görgeteg, Inke vidékéről homokos agyapalával és serpentinrel jellemzett kristályos alapkőzet került a fúró útjába, aminek alapján a Balaton menti kristályos vonulatig terjedő összefüggő, átalakult, kristályos paleozóos feldarabolt aljzatra lehet következtetni. Kaposvárott a felsőpannóniai üledékek alapkonglomerátummal települnek az átalakult kloritos-szericites palaösszletre, Szigetváron pedig 611 m mélységben a kvarcitos fillitre (VADÁSZ E. 1960). Babócsán 2244, ill. 2300 m mélységben gneisz, ill. pala és muszkovitos biotit-gneisz fordul elő.

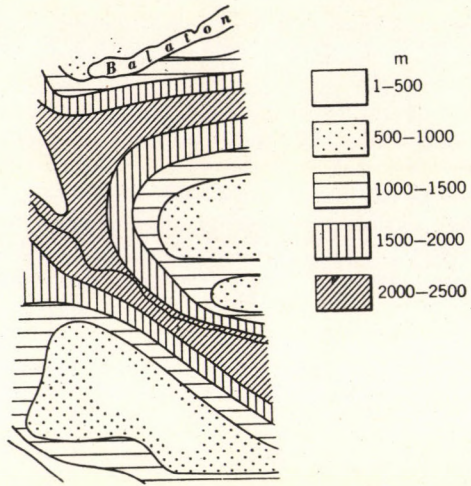
2. Nem teljesen tisztázott, hogy mezozoós üledékek milyen mértékben vettek részt területünk alapzatának felépítésében. Talán Buzsákon és Inkén, esetleg Balatonkeresztúron és Fonyódon triász kifejlődések jelentkeznek, de lehet, hogy ezek paleozóos képződmények. Inkén sejthető még felsőkréta kőzet az 1705–1732, ill. 1487–1514 m közötti, vulkanizmusra utaló serpentinben. VADÁSZ E. (1960) szerint ez a serpentin valószínűleg középsőtriász szaruköves, dolomitos mészkővel kapcsolatos. Mindenesetre úgy tűnik, hogy legalább is a triász végétől már szárazulat volt a belső-somogyi felszín.

3. A paleozóos kőzetekre az eddigi adatok alapján bizonyossággal legkorábban a *paleogénban*, mégpedig az *eocénban* került transzgressziós üledék: Buzsákon 1585–1684 m mélységben barnásszürke, kalciteres mészkő, zöldesszürke, glaukonitos agyagmárga, szürke, bitumenes mészmárga, alján bentonitos amfibolandezittufával. E sorozat fekéje valószínűleg a szürke, tömött karbon mészkő. Rá *oligocén*, latorfi emeletbe tartozó sötétszürke, szerves növényrészeket tartalmazó rétegek, majd a rupéli emeletbe sorolt szürke, finomhomokos kemény agyagmárga, világosszürke, finomszemű homokkő, sötétszürke és zöldesszürke agyagmárga települt. Az egész oligocén rétegsor a buzsáki 8. sz. fúrásban 1589 m-től a felszín alatt 903 m-ig terjed, rá 805 m-ig (98 m vastagságban) valószínűleg tortónai, majd 758 m-ig (47 m vastagságban) szarmata üledék következik, előlött pedig alsópannóniai rétegsort ütött meg a fúró.

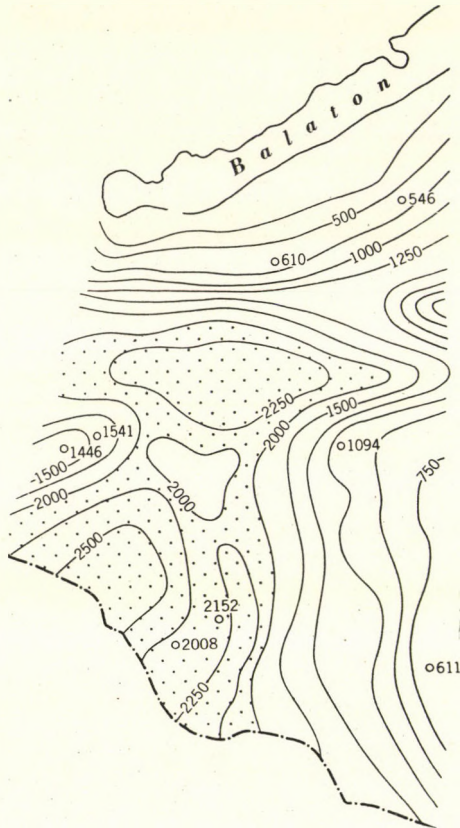
Eocén és oligocén rétegsorok is csupán az említett buzsáki előfordulásból ismeretesek, délebbre még tartott a szárazulati állapot.

4. A *helvét*i emeletig nem következett be területünkön újabb említést érdemlő üledékképződés. Inkéről ismeretes bizonyosan helvét emeletbe tartozó slir jellegű homokos agyagmárga, homokkő, édesvízi-szárazföldi konglomerátum, riolittufarétegekkel.

5. Csaknem általánossá vált a sekélytengeri előntés a *tortónai* emeletben, amit nemcsak az említett buzsáki, hanem az inkei homokos márga, homokkő, lajtamészkő partközeli kifejlődésű rétegei is tanúsítanak. Úgyszintén képviselve vannak a tortónai rétegek a balatonboglári, a fonyódi, a babócsai és a görgetegi fúrásokban. SZENTES F. térképe szerint (1943) csak Kaposvár



3. ábra. A pannóniai üledékek vastagsága SZENTES F. (1943) szerint



4. ábra. A posztzarmata üledékek vastagsága KERTAI GY. (1957) szerint

környékén és attól Ny-ra volt területünkön egy kis szárazulati sziget a tortónai emeletben.

6. A *szarmata* üledékek területünk É-i felében elterjedtek. A már említett buzsági előforduláson kívül az inkei fúrásokban (1300—1357 m, 1626—1639 m, 1740—1756 m között), továbbá Balatonhídvégen jelennek meg vékony kifejlődésben. Figyelmet érdemlő Buzsákon a szarmata vulkáni összlet (riolittufa).

7. A *pannóniai* üledékekre vonatkozóan már több helyről, nagyobb számú adattal rendelkezünk, mint a megelőző időszakok emlékeiről. Azonban nem egyértelműen ez a helyzet. Ugyanis a pannóniai rétegsor nemcsak *általánosan elterjedt egész területünkön*, hanem olyan *tekintélyes vastagságú* is, hogy a fúrások zöme nem ütötte át azokat, hanem bennük állt meg. Így tehát nemcsak vastagságukat nem ismerjük eléggé, hanem fenékszintjüket sem. Igaz ugyan, hogy általános pannóniai (SZENTES F. 1943), ill. poszt-szarmata üledékvastagsági térkép (KERTAI GY. 1957) megszerkesztésére az ország egész területére vonatkozóan már akadtak úttörő vállalkozások (3., 4. ábra), de a nem elegendő adatok miatt természetesen egyrészt a felvett kategóriáik elég tág határok között mozognak, másrészt szükség-szerűen térbelileg is elég elnagyolt ábrázolásúak. Belső-Somogyban az É-i, balatonparti szegélyen mutatkozó 200—300 m-es értéktől D felé hamarosan 1000, majd 1500, s Inke, Görgeteg fúrásai alapján már 2000 m-t meghaladó vastagságú pannóniai üledéksort ábrázolnak.

a) Ugyancsak általános *nehézség mutatkozik az alsó- és felsőpannóniai üledékek egymástól való elkülönítésében*. Nyilvánvalónak tűnik, hogy az *alsópannóniai üledékek* jelentékenyen kisebb kiterjedésűek és vastagságúak, mint a felsőpannóniaiak, de erre vonatkozó adatunk is csak néhány helyről van.

Balatonboglár, Fonyód és Buzsák környékén csak igen vékony, főként mész- és agyagmárgás összletet sorolnak az alsópannonba, de elválasztásuk a felsőpannóniai üledékektől bizonytalan. Inkén az egyik fúrásban (MAORT 12/a) szarmata rétegsor felett 1110—1417 m között, tehát viszonylag vastag kifejlődésben, egy másik fúrásban (MAORT 13. sz.) pedig 1074—1270 m között ugyancsak szarmata összlet fölött jeleznek alsópannóniai üledéket (homok, homokkő, agyag, márga). Egy harmadik fúrás (MAORT 12/b) 1025 m-en érte el az alsópannont, s a fúrás talppontjáig, 1349 m-ig benne haladt. Görgetegen 1290—2059 m (a fúrás talppontja), Csokonyavisontán 1500—2157 m (a fúrás talppontja), Lábodon 1353—2078 m, Babócsán 1380—2008 m, ill. 1220—2170 m, Nagyatádon 1352—2077 m, Iharosberényben 1209—1911 m között jelölnek alsópannóniai üledékeket a mélyfúrások.

Az alsópannóniai üledékek elterjedésének, vastagságának eddigi ismerete szükségessé teszi további részletes nyomozásukat, mert KERTAI GY. szerint a medencebeli alsópannóniai sorozat is lehet az olaj anyakőzete, mégpedig egy sötét színű, szapropel szerű, teljesen mésztelen, bitumenes agyagmárga. Görgeteg, Babócsa, Inke környékén már eredményes szénhidrogén kutatásokat végeztek.

b) A *felsőpannóniai* üledékek a felszín alatt mindenütt elterjedtek a területen, mégpedig nagyobb mértékben, jelentősebb kiterjedésben és vastagságban, mint az alsópannóniaiak. Főként homok, agyagos homok, homokos agyag, agyag, mész- és agyagmárga, valamint homokkő rétegek; különösen a felső szintekben — de mélyebben is — pedig mocsári és lignites sávok váltakozásából állnak. Még a legdurvább homokos frakciók is csak közep-vagy aprószemcséjűek, szögletesek, erősen csillámosak.

A már említetteken kívül a pannóniai rétegekre vonatkozó néhány adatot az 1. táblázatban mutatunk be (l. még fejlődéstörténeti alfejezet).

Óreglakon, a belső-somogyi hordalékkúp peremén a felszínhez közel, már 12 m-től felsőpannóniai rétegsor jelenik meg a fúrás 248 m-es talppontjáig. Somogyzsitfán, a Marcali-hát peremén is már 13,10 m-től felsőpannóniai rétegek kerültek elő a sekély fúrás talppontjáig. Szintén említésre érdemes, hogy Csokonyavisontán és Tótújfaluban is a felszínhez közel, mintegy 10 m-es mélységben már pannóniai üledékeket ért a fúró. Ugyancsak közel kerülnek a pannóniai rétegek a felszínhez a Marcali—Óreglak közötti Ny—K-i irányú sávban a vékony, fiatalabb üledékes takaró alatt.

A túlnyomórészt *Prosodacna vutskitsi* tartalmú csökkentsósvízi felsőpannóniai rétegeket édesvízi tagozat osztja az alsó, *Congeria ungula caprae*-val és a felső, *Congeria balatonica*-val jellemzett szintre. BARTHA F. szerint a megosztó édesvízi rétegek keletkezése a *Prosodacna vutskitsi* tartalmú összlet alsó részének nagy — pl. Görgetegen 600 m-es — vastagságával járó feltöltődés regresszióval magyarázható. Az édesvízi és a szárazföldi szakaszok általában regressziós mocsári vagy lignites sávokkal kezdődnek és transzgressziós csökkentsósvízi faunát tartalmazó mocsári szinttel zárulnak.

A felsőpannóniai üledékek már említett, helyenkénti felszínközelpbe jutásán kívül a felső szintek rétegsora területünkön mindössze néhány

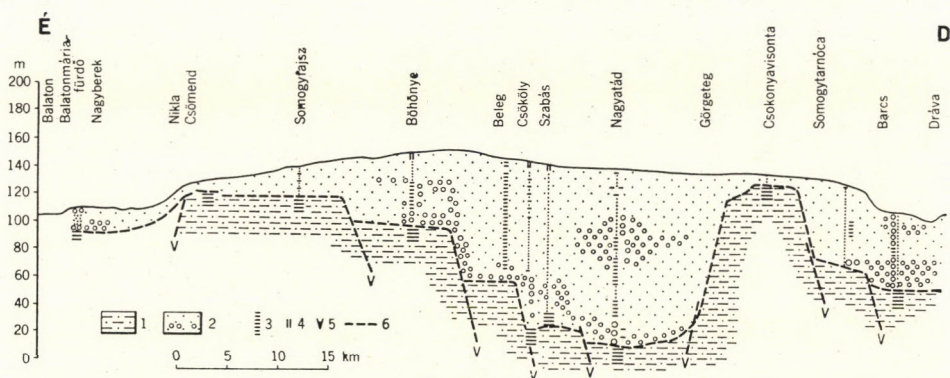
1. TÁBLÁZAT

A pannóniai üledékekre vonatkozó néhány fúrásadat

Előfordulási hely	Mélység, m	A rétegsor általános jellemzése	Megjegyzés
Balatonberény	19,20— 256,30	agyagos-homokos	93,60—95,20 m-ig mészköpados összlet
Balatonmagyaród . .	18,20— 107,20*	homokos-iszapos- agyagos	
Balatonszentgyörgy	5,10— 143,50*	homokos-homok- köves-mézmár- gás	
Böhönye	49,80— 142,00*	agyagos-homokos	négy szintben lignites sáv
Csóköly	102,00— 330,50*	homokos-agyagos	
Inke (12/a. fúrás)	28,00—1417,00	agyagos-márgás- homokos-homok- köves	sok lignites sáv; 1110 m- en a felső- és alsópannó- niai rétegsor határa
Inke (12/b. fúrás)	12,00—1349,00*	homokos-agyagos- márgás	851,00—906,00 m között több lignites sáv; 1025 m-en a felső- és alsópan- nóniai rétegsor határa
Inke (13. fúrás)	17,00—1270,00	homokos-agyagos- homokköves- márgás	635,00—644,00 m között több lignites sáv; 1074 m-en a felső- és alsópan- nóniai rétegsor határa
Nagyatád	179,00— 357,00*	agyagos-homokos- márgás	
Nagyatád	295,00— 307,00*	agyagos-homokos	több lignites sáv 169,00—172,00, ill. 220,00—223,00 m között lignites sávok
Nagyatád	90,00— 403,00*	agyagos-homokos	

* A fúrás talppontja.

feltárásban bukkan felszínre. Így pl. a Boglári- és a Fonyódi-hegy tövében több feltárásban, főként homokos, de részben agyagos és lignitsávok kifejlődésben. Ezenkívül a Marcali-háton a nagykanizsai műút mellett a 220 m-es tetőn fiatalabb üledékekkel fedve 8 m mélységben ugyancsak főleg homokos kifejlődésben, Marcalitól ÉNy-ra 3 km-re (Gombapusztától Ny-ra) 180 m tszf-i magasságban agyag formájában, Horvátkút új bekötőtűja feltárásában ugyancsak főként agyagos kifejlődésben, Marcali és Balatonszentgyörgy téglagyárainak fejtőjében és a kéthelyi agyagfejtő alsó részén, valamennyi említett feltárásban néhány m-es megfigyelhető réteggel. A táj K-i peremén Somogyvárnál bukkan ki túlnyomórészt homokos változata. Viszonylag a felszínhez közel jelentkezik a Marcali–Öreglak közötti sávban mélyített sekély fúrásainkban is a pannóniai üledék (5. ábra). Egyébként egész



5. ábra. É—D-i irányú szelvény Belső-Somogyon keresztül a Balatontól a Dráváig

1 = pannóniai homokos-agyagos üledék, felső részében több helyen felsőpliocén kereszttrétegzett homok különböző vastagságban; 2 = pleisztocén agyagos, iszapos, homokos, kavicsos folyóvízi, részben tavi üledék, felszínén szélfújta homok és foltonként löszös üledék; 3 = fúrással feltárt agyag; 4 = fúrással feltárt lösz, homokos lösz; 5 = feltételezett vetőzónák; 6 = pliocén—pleisztocén réteghatár

területünkön fiatalabb képződmények fedik a pannóniai rétegeket a legkülönbözőbb vastagságban, aminek értékelésére a későbbiek során térek ki.

Itt még annyit jegyzek meg, hogy a felszínre bukkanó pannóniai üledékek felső szintjeiben jelentkező mocsári, lignites sávokon kívül a későbbi denudációtól védett helyzetben sok helyen megfigyelhető egy vékony, agyagos-márgás, meszes, konkréciós, helyenként mészkőpados réteg. Ez azonban fauna hiányában nem mindig különíthető el a felsőpliocén lezáró meszes rétegtől. Id. LÓCZY L. (1913) véleménye szerint ez tőzegmocsarakban keletkezett tavikréta szerű képződmény. PÁVAI VAJNA F. (1925) szerint, aki kiterjedt dunántúli felszíneken figyelte meg, a feltöltődő és elsekélyesedő pannóniai beltő végső meszes beszikkadási terméke. Mindenesetre a legvalószínűbb, hogy a szárazulattá válás kezdetének nyomaként kell értelmezni.

8. a) A felsőpannóniai és a pleisztocén üledékek között a magasra kiemelt területeken feltárásokban is számos helyen (Balatonboglár, Fonyód, Balatonkeresztúr, Hollád, Horvátkút, Gomba, Marcali, Öreglak, Boronka, Lengyeltóti, Somogyvár) előfordul a Dunántúli-dombság, az Alpokalja és az Észak-Alföld (Gödöllői-dombság) területéről, de más hazai tájakról is jól

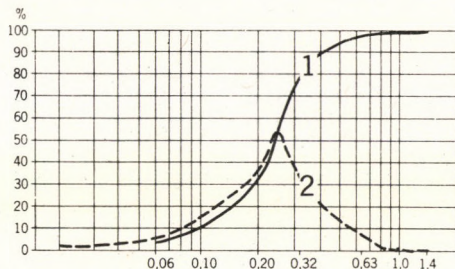
ismert *felsőpliocén kereszt- és helyenként ferdén rétegzett homok*. Egnemű, többnyire középszemű, érdes, csillámos üledék, amely gyakran csak településében (sajátos rétegzettség) és faunájában (*Unio wetzleri*, *Vivipara* sp., vagy összemosott kevert fauna), ill. meddőségében különül el az idősebb pannóniai tavi üledékektől. Ezért fúrásokban gyakran el sem választható, vagy csak nagyon bizonytalanul vonható meg a pannóniai üledékek felé a határ. Utóbbi helyenként diszkordancia vagy az említett meszes-agyagos, pannont záró vékony réteg teszi érzékelhetővé. Jogosnak tűnik tehát a SZÁDECZKY-K. E., BULLA B., SÜMEGHY J. és mások által képviselt álláspont, amely szerint ez az összetétel a pannóniai tavi és a pleisztocén elejétől uralkodóvá váló folyóvízi üledékek között átmenetet jelent, s mint ilyen, *fluviolakusztikus* (folyó-tavi) üledék, a felszakadozó, mindinkább D-re visszahúzódó beltó szegélyén jellegzetes feltöltődés emlékeként. Korban azonos a még tavi uralom alatt levő szlavóniai térség levantei üledékeivel, azok fáciése. SÜMEGHY J. asti korúnak tartja és a pliocén záróüledékét látja benne, amelyet a normális sztratigráfiai sorrendben pleisztocén üledékek követnek. Egyes kutatók (LÓCZY L. 1913, STRAUSZ L. 1941) még a pannóniai emeletbe sorolták.

Mind a fekü pannóniai rétegektől, mind a felette jelentkező pleisztocén rétegsoroktól való elkülönítése problémát jelent. A fúrásokban lépten-nyomon jeleznek egymást vertikálisan követő, főleg homokos, de gyakran agyagos kötegeket, amelyek pleisztocén, „levantei” és pannóniai összeteteket is magukba foglalhatnak. Elkülönítésük egyéb nehézségeit csak fokozza, hogy a fúrások sokszor technikailag sem voltak olyan jellegűek, ami tökéletes feldolgozásukat lehetővé tette volna. Ma már látjuk, hogy a régebbi fúrászelvényekben „levantei” korúnak leírt üledékeket egyrészt terminológiai szempontból „felsőpliocén” rétegeknek kell helyesen minősítenünk, másrészt részben alsópleisztocén korú felhalmozódások. Természetesen a régi fúrások adatainak újraértékelése ma már igen nagy nehézségekbe ütközik, s elsősorban geológusok feladata.

Itt csak példaként említek néhány olyan fúrást, amelyek leírásában ilyen üledékek szerepelnek. Már ID. LÓCZY L. (1913) is — TIMKÓ IMRE nyomán — a nagyatádi ártézi kút szelvényében 68—90 m között „levantei vagy alsópleisztocén rétegek” megjelöléssel illet egy 22 m-es összetetet, amelynek felső 8,5 m-es rétege „apró gömbölyű kavics”. Véleményem szerint ez már pleisztocén folyóvízi lerakódás lehet eredeti és összemosott faunával (*Vivipara Böckhi* HALAV., *Neritina simplicata* NEUM., *Valvata Trossarti* BRUS., *Hemisinus Esperii* FÉR.), míg az alatta következő 80,5 m-ig megfúrt „szürke, igen durva szegletes szemű homok” (*Lithoglyphus naticoides* FÉR., *Limnaea* sp., *Pisidium engosum* NEUM., *Hydrobia slavonica* BRUS. faunával) már tartozhat a felsőpliocénba, faunája alapján pedig folyóvízi. Egy másik nagyatádi fúrásban (Konzervgyár) 114—179 m között, egy harmadikban (Cérnagyár) pedig 35,50—100,50 m között tüntetnek fel „levantei” üledékeket. Belegen 74 m-től a 91 m-es talppontig, Patosfán 22 m-től ugyancsak a fúrás talppontjáig (86 m), Nagyszakácsiban 10,3 m-től a 108 m-es talppontig, Mikén pedig 22,5—59,2 m között jeleznek még „levantei” rétegeket.

A felsorolt példák is tanúsítják, hogy a fúrásokban jelzett „levantei” üledékek valóságos kora igen bizonytalan. Koruk megállapításához szükséges egzakt módszerek hiányában, a furatok mélyítésének technológiai vonatkozásai miatt és a meghatározók személyétől függően más és más rétegösszeteteket sorolnak a felsőpliocén emeletbe, ill. leggyakrabban nem tudnak határt vonni a pleisztocén—„levantei”, ill. a „levantei”—pannóniai üledékek között.

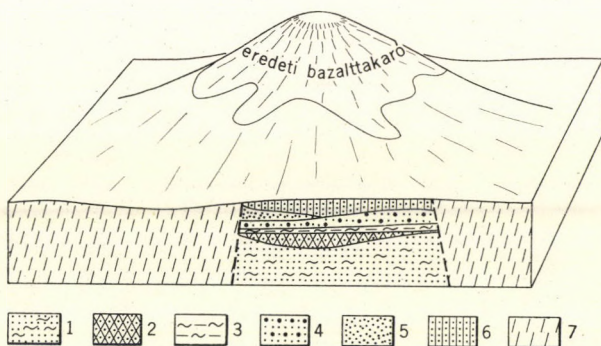
Kétségtelen, hogy a fúrásminták anyagának meghatározásában és főleg kortani besorolásukban az említett nehézségek fennállanak, de a feltárásokban az ilyen problémák megszűnnek, már azáltal is, hogy egészen más, sajátos a „levantei” rétegek települése, mint az idősebbeké vagy a fiatalabbaké. Emellett a feltárásokból vett mintákon végzett szem szerkezeti vizsgálatok is lehetővé tették a homokok elkülönítését (6. ábra). Mindezek alapján úgy tűnik, hogy a pannóniai és a pleisztocén üledékek között regionális vagy csaknem regionális elterjedésben, de eléggé különböző



6. ábra. Belső-somogyi felsőpleiocén kereszttrétegzett homokból vett minták középértékei alapján készült szemcseösszetéti (1) és szemeloszlási (2) összeggörbék

vastagságban (általában néhány m-től 100 m-ig, Babócsa, Görgeteg környékén átlag 300 m) jelentkeznek ez átmeneti fluviolakusztikus üledékek, melyek fontos fejlődéstörténeti események többé-kevésbé hű rekonstruálását teszik lehetővé.

b) Felsőpleiocén képződmény még területünkön a Boglári- és a Fonyódi-hegyen a főleg felsőpleiocén kereszttrétegzett homokra települt *bazalttufa*. Koráról, ill. egyáltalán a Balaton vidéki bazalt- és bazalttufa-vulkánosság koráról több mint fél évszázada vita folyt az irodalomban. A vita részvevői közül egyesek (VITÁLIS I. 1913, BÖCKH J. 1872, HOFFMANN K. 1875–78) kizárólag a pannóniai emeletbe, mások (LŐRENTHEY I. 1911, STRAUZ L.



7. ábra. A fonyódi Nagy-Várdomb vázlatos tömbszelvénye É-ről

1 = felsőpannóniai rétegsor (agyag- és lignites padokkal tagolt homok); 2 = felsőpleiocén kereszttrétegzett homok; 3 = felsőpleiocén végi agyagpad; 4 = pleisztocén folyóvízi homok iszapos és murvás sávokkal, a peremtől D felé emelkedve kiékelődik; 5 = futóhomok; 6 = homokos-lössös lejtőüledék; 7 = omladék

2. TABLÁZAT

Zömében kvarcból álló kavicsos üledékek előfordulása a belső-somogyi fúrásokban

Előfordulási hely	Mélység, m	Rétegvastagság, m	Megjegyzés
Fonyódliget	6,00— 7,10	1,10	
Fonyód	1,00— 2,50	1,50	bazalt is
Balatonfenyves (Balatonnagybereki ÁG)	32,00— 44,50	12,50	
Balatonfenyves (Balatonnagybereki ÁG)	12,50— 27,40	14,90	0,2—0,5 cm Ø -jű
Balatonmáriafürdő	5,20— 12,00	6,80	
Balatonszentgyörgy	4,50— 5,10	0,60	dolomit is
Táska (Balatonnagybereki ÁG)	2,00— 4,00 és	2,00	
	9,00— 12,00	3,00	
Táska (Balatonnagybereki ÁG)	12,00— 15,00	3,00	
Marcali	43,00— 47,20*	4,20	
Böhönye	22,40— 46,10	23,70	
Böhönye	38,00— 39,60	1,60	
Böhönye	21,60— 26,30	4,70	
Segesd	150,90—168,50	17,60	
Somogyszob	81,70—147,00	65,30	
Somogyszob	60,00— 62,00 és	2,00	
	107,00—111,00	4,00	
Bolhás	64,10— 69,70 és	5,60	0,5—1 cm Ø -jű,
	96,30—111,00	14,70	„erősen legömbölyített”
			„gömbölyű”
Nagyatád	68,00— 76,50	8,50	
Nagyatád	30,00— 71,40	41,40	
Nagyatád	108,30—125,60	15,30	
Nagyatád	77,85— 83,70*	5,85	
Háromfa	47,20— 54,10	6,90	
Kutas	27,00— 39,00 és	12,00	
	99,00—102,00	3,00	
Csököly	82,00—102,00	20,00	
Gige	17,00— 28,00	11,00	
<i>A Dráva közelében a folyásirány mentén lefelé</i>			
Órtilos	36,00— 46,10 és	10,10	
	52,00— 68,00	16,00	
Zákány	31,00— 39,80	8,80	
Csurgó	36,50— 40,50 és	4,00	
	54,00— 61,50 és	7,50	
	87,00— 90,00 és	3,00	
	96,00—100,00	4,00	
Csurgó	47,00— 56,00	9,00	
Csurgó	31,00—*		
Csurgó	93,00— 95,00	2,00	
Berzence	20,00— 22,00	2,00	
Somogyudvarhely	41,50— 47,00*	5,50	
Somogyudvarhely	39,60— 47,90	8,30	1—2 cm Ø -jű
Bélavár	47,35— 52,00	4,65	1—6 cm Ø -jű
Bélavár	22,50— 65,00	42,50	
Vízvár	20,00— 26,00 és	6,00	
	29,00— 38,00 és	9,00	
	52,00— 59,00	7,00	
Vízvár	43,50— 50,00	6,50	
Bolhó	12,60— 15,00 és	2,50	

Előfordulási hely	Mélység, m	Rétegvastagság, m	Megjegyzés
Bolhó	17,00— 20,50 és	3,50	1—6 cm \varnothing -jű, kvarcon kívül csillámpala, szarukő, lidit, ind. pleisztocén héjtöredék
	27,30— 39,00*	11,70	
	9,60— 11,10 és	1,50	
	28,20— 38,90	10,70	
Babócsa	12,50— 19,30	6,80	
Péterhida	1,50— 9,50 és	8,00	
Bares	11,90— 12,70*	0,80	
	0,50— 17,40 és	16,90	
Bares	34,80— 56,00*	21,20	
	38,50— 49,60	10,90	
Bares	8,80— 13,60 és	4,80	0,3—2,8 cm \varnothing -jű 2—7 cm \varnothing -jű
Bares	39,40— 50,00*	10,60	
Bares	39,00— 43,00	4,00	
Bares	7,20— 15,50 és	8,30	
	42,20— 43,80*	1,60	
Bares	43,20— 43,90 és	0,70	
	46,20— 46,40*	0,20	
Bares	11,50— 14,00	2,50	sekély fúrás; 0,5—3 cm \varnothing -jű
Somogytarnóca	56,10— 60,30*	4,20	
Tótújfalu	9,00— 13,50	4,50	
Szentborbás	0,00— 4,60 és	4,60	
	56,00— 56,40	0,40	

* A fúrás talppontja.

1941) pedig a „levantei” emeletbe helyezték a vulkánosság idejét. Lóczyval (1913) és követőivel (JUGOVICS L. 1953, VADÁSZ E. 1960) együtt az újabb adatok alapján is arra az álláspontra kell helyezkednünk, hogy a vulkáni tevékenység hosszabb időn keresztül folyamatban volt a Balaton környékén. Még a pannóniai emeletben megkezdődhetett, de a felsőpliocénen át a pleisztocénig tartott. A területünkön kis foltokban előforduló tufa a pliocén végénél előbb nem keletkezhetett, mert vizsgálataink szerint nem csak a pannóniai, hanem még a felsőpliocén keresztarégtelt homok is részben a fekéjében települt (7. ábra). Ezt már Lóczy is észrevette, de a mederkitöltő, általa is folyóvíznek leírt felsőpliocén homokot ő még a pannóniai emeletbe sorolta.

c) A felsőpliocén homokos üledékeket is gyakorta — hasonlóképpen mint a pannóniaiakat — mészkonkréciós, agyagos vékony réteg zárja le (Balaton-újlak, Kéthely, Gomba, Hollád, Horvátkút, a Marcali-hátat keresztelő nagykanizsai műút és néhány mélyút bevágásában, Lengyeltóti, Balatonboglár, Fonyód).

9. Belső-Somogy felszínének túlnyomó részét pleisztocén és holocén üledékek borítják. Ezek különösen az alsóbb szintekben, de a Balaton közelében és a Dráva mentén a fiatalabb összletekben is előforduló kavicsokon kívül főleg folyóvízi homokból, iszapból, agyagból, a felszín közelében futóhomokból, a Marcali-háton és néhány kisebb folton másutt is különböző löszváltozatokból, fosszilis talajokból és deluviális képződményekből, valamint csekély

balatoni üledékből, a Dráva mentén pedig változatos felépítésű teraszanyagból állanak.

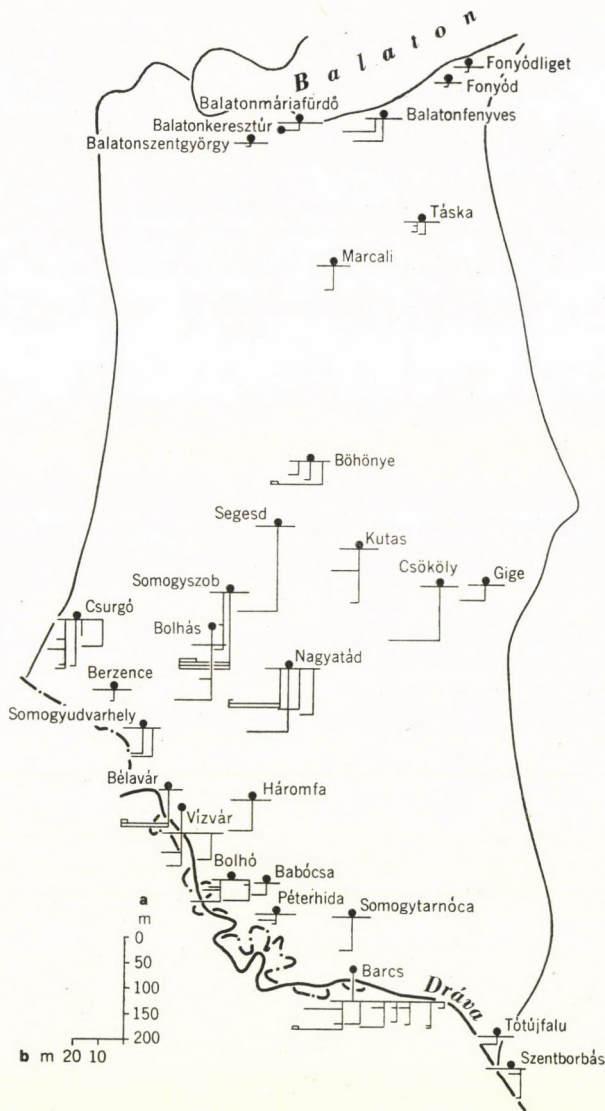
Az általában nemcsak nagy kiterjedésű, hanem egyúttal tekintélyes vastagságú pleisztocén folyóvízi üledékek részletesebb kortani tagolása ma még igen nagy nehézségekbe ütközik. Nemcsak a kövületek hiánya, ill. gyér volta, hanem a rétegtani adottságok sem tesznek lehetővé — a már említett, fúrások kiértékelésével kapcsolatos nehézségek miatt — minden vonatkozásban megnyugtató részletesebb pleisztocén kronológiai besorolást.

a) Kevés belső-somogyi, de annál több területünkön kívüli adat azt tanúsítja, hogy a pleisztocén hazánkban több helyütt durvább üledéket produkáló folyóvízi tevékenységgel köszöntött be. Elég itt talán a sok ilyen megalapozott vélemény közül főleg PÉCSI M. (1957, 1959, 1962a) többször kifejtett álláspontjára utalni, amellet GÓCZÁN L.-nak (1960a) a Tapolcai-medencében és ÁDÁM L.-nak (1962a) a Rábántúli-kavicstakaró területén végzett kutatásai eredményeire hivatkoznunk, hiszen ezekről a kérdésekről a fejlődéstörténeti részben később bővebben lesz szó. Ilyen megfontolások alapján már a pleisztocénba helyezzük azokat a zömében kvarcból álló kavicsösszleteket, kavicsos padokat, amelyek számos belső-somogyi mélyfúrásból különböző mélységben és különböző vastagságban, néha több szintben ismeretesek (2. táblázat, 8. ábra). Az említett kavicsszintek ugyan alapján véve gyér adatoknak számítanak, mégis — úgy gondolom — érdekes következtetések levonását teszik majd lehetővé a fejlődéstörténeti események tárgyalása során. Itt csak annyit jegyzek meg, hogy faunaleletek (*Lithoglyphus* sp., bemosott *Succinea oblonga* DRAP.) és analógiák alapján már pleisztocén üledékeknek tekinthetjük őket; a fúrások leírásában „igen gömbölyű”, „koptatott”, vagyis erősen görgetett üledékeként szerepelnek, folyóvízi eredetűek.

b) Az alsó kavicsos szintek felhalmozódásával egyidejűleg is rakódott már le területünkön folyóvízi homok, iszap és agyag, de e finomabb szemcséjű üledékek képződési ideje az újpleisztocénig tartott. A folyamat eredményeként igen vastag pleisztocén folyóvízi rétegsorok ismeretesek a belső-somogyi mélyfúrásokban (5. ábra), különösen a Felső-Kapos menti Ny—K-i irányú sávban (gyakran több mint 100 m vastag holocén-pleisztocén murvás, homokos, iszapos, agyagos üledék). E vastag, helyenként szélfújta, deluviális és állóvízi rétegekkel is tagolt hordalékkúp-anyag pontosabb kortani besorolására nem vállalkozhatunk, legfeljebb a homok- és agyagrétegek váltakozása alapján vonhatunk le bizonyos következtetéseket, de regionálisan ebben a vonatkozásban is jelentős különbségek mutatkoznak, ami a hordalékkúp-építés törvényszerűségeiből következik. Az üledéksorban leggyakrabban előforduló helyben levő, ill. bemosott fauna: *Succinea oblonga* DRAP., *Succinea putris* L., *Gyraulus albus* MÜLL., *Planorbis planorbis* L., *Tropidiscus planorbis*, *Planorbis spirorbis* L., *Punctum pygmeum* DRAP., *Pupilla muscorum*, *Pupilla* sp., *Pisidium* sp., *Helix* sp., *Segmentina* sp., *Lithoglyphus* sp.

A pleisztocén folyóvízi üledékek jelentősebb vastagságúak a Nagyberek D-i folytatásában, a Drávaig lenyúló területen, a legvékonyabbak pedig, sőt helyenkint hiányoznak a Marcali-hát löszös takarója alatt (9., 10. ábra).

c) Löszképződményeket csak a Marcali-háton, rajta kívül csupán néhány kis folton találunk. Típusos lösz (11. ábra) alig van a területen, többnyire

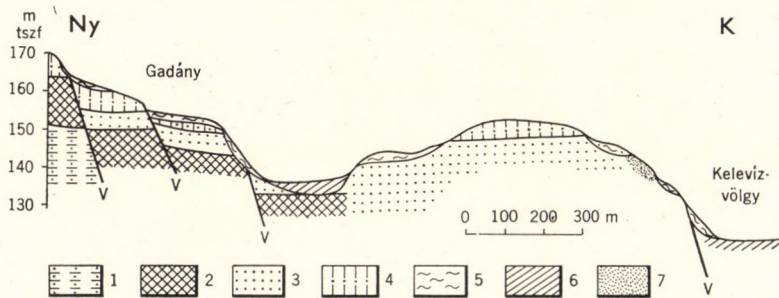


8. ábra. Kavicsos üledékek felszín alatti mélysége (a) és vastagsága (b) mélyfúrások alapján

homokos lösz (12. ábra) és löszös homok (13. ábra) képviseli a hullóporos üledékeket.

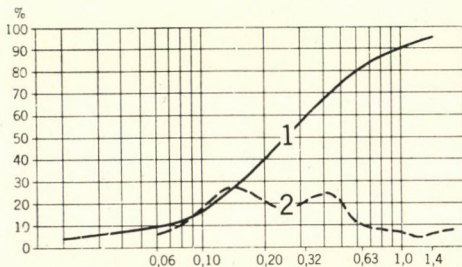
d) Igen gyakori képződmények a löszös (14. ábra), valamint a homokos (15. ábra) lejtőüledékek.

e) A hordalékkúpokat és a turzásokat az utolsó glaciálisban, kisebb mértékben a meleg-száraz mogyorófázisban keletkezett futóhomok borítja (16. ábra) különböző — 10 m-t ritkán elérő — vastagságban.

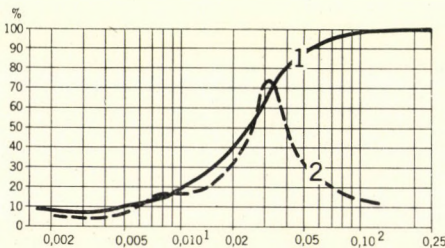


9. ábra. Szelvény a Marcali-hát K-i pereméről Gadánynál

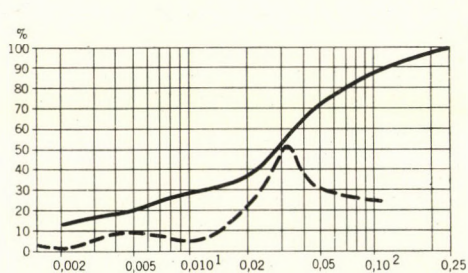
1 = felsőpannóniai homokos-agyagos üledék; 2 = felsőpliocén keresztretegzett homok; 3 = pleisztocén folyóvízi homok; 4 = homokos lösz; 5 = homok-, iszap-, agyagfrakciójú lejtőüledék; 6 = alluvium; 7 = futóhomok; V = feltételezett vetődés



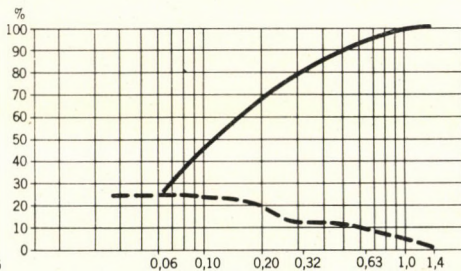
10. ábra. Belső-somogyi folyóvízi homokból arányos területi eloszlásban vett 82 minta középértékei alapján készült szemeseösszetéti (1) és szemeloszlási (2) összeggörbék



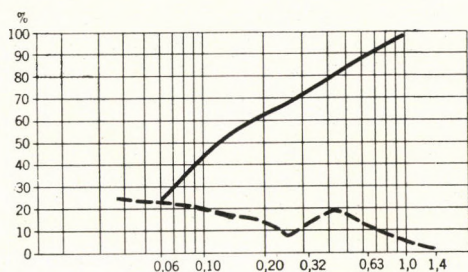
11. ábra. Típusos löszök középértékei alapján készült szemeseösszetéti (1) és szemeloszlási (2) összeggörbék



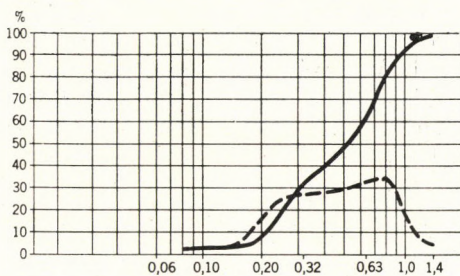
12. ábra. Finomhomokos löszök középértékei alapján készült szemeseösszetéti és szemeloszlási összeggörbék



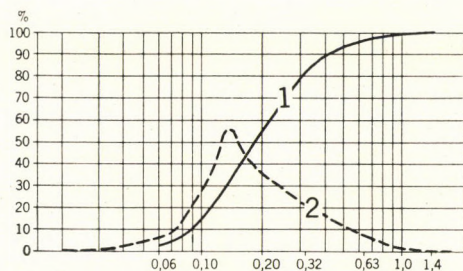
13. ábra. Löszös homokok középértékei alapján készült szemeseösszetéti és szemeloszlási összeggörbék



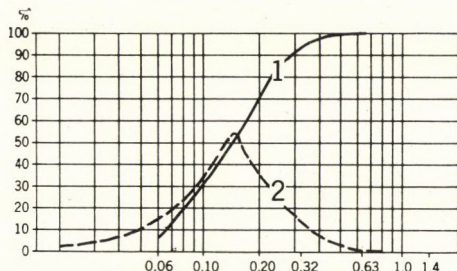
14. ábra. Lössös lejtőüledékekből vett minták középértékei alapján készült szemeseösszetételi és szemeloszlási összeggörbék



15. ábra. Homokos lejtőüledékekből vett minták középértékei alapján készült szemeseösszetételi és szemeloszlási összeggörbék



16. ábra. Belső-somogyi futóhomokokból arányos területi eloszlásban vett 104 minta középértékei alapján készült szemeseösszetételi és szemeloszlási összeggörbék



17. ábra. Balatoni üledékekből vett minták középértékei alapján készült szemeseösszetételi és szemeloszlási összeggörbék

f) A pleisztocén utolsó szakaszában kevés, a holocénban kiterjedtebb felszíneken rakódott le *balatoni* eredetű üledék (17. ábra). Az átmozgatott anyag minőségétől függően többnyire homokos-iszapos, részben kavicsos tavi képződmények ezek.

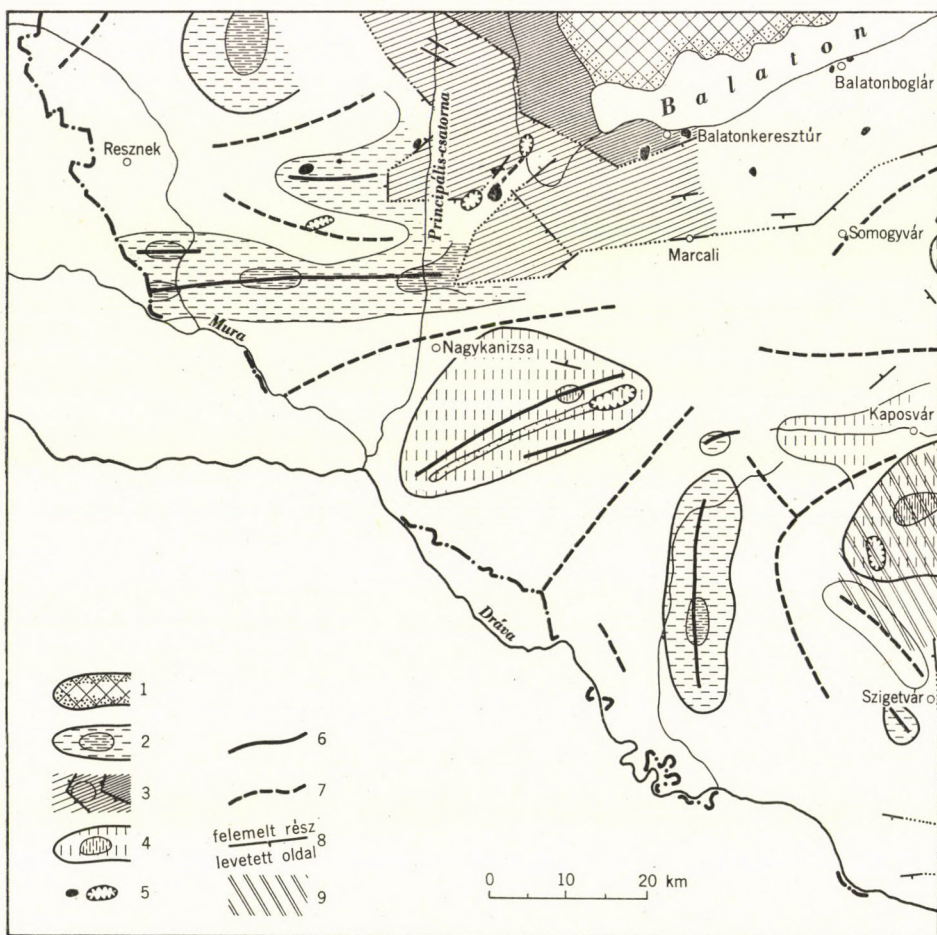
g) A legfiatalabb üledékek közé tartoznak a patak völgyeket kísérő finomszemcséjű *alluviális képződmények*, a Balaton menti láp- és berekföldek, tőzegek, úgyszintén a Dráva mentén képződött homokos, iszapos, agyagos, tőzegecses összletek.

C) Belső-Somogy szerkezeti vázlata

A terület alapzatát azok a mélyszerkezeti elemek alkotják, amelyek a paleozoikumban a varisztida hegységképződés kapcsán keletkeztek, de a földtörténet különböző időszakaiban azóta is szerepet játszanak a táj morfológiai képeinek formálásában. VADÁSZ E. (1960) szerint a Balatontól a Mecsekig, ill. nyugatabbra a Dráváig terjedő kristályos-paleozóos vonulat mind összetételében, mind pedig szerkezetalakulásában különböző részek pikkelyes összetorlódásából áll. A hézagos adatok alapján is elkülöníthető benne a velencei—balatonmelléki, a mélyben a zalai Pusztamagyaródi

ismert fillit—devon—alsókarbon és gránitöv, a délebbre levő Igal—Buzsák közötti devon—újpaleozoikum öve és a még délebbi kristályos palaöv.

1. A gravitációs, szeizmikus és mágneses mérések, valamint a földtani mélyfúrások alapján az elmúlt évtizedek során egyre tisztult az a kép, amelyet a terület szerkezeti viszonyairól rajzolni lehet. Míg pl. STRAUZ L. (1942a) geológiai adatok alapján, részletes és alapos kutatásai ellenére is, csak igen gyér adatokat szolgáltatathatott a Dunántúl és azon belül különösen területünk tektonikájáról, addig a *geofizikai vizsgálatok* során nyert nagy mennyiségű adatot feldolgozó, összesítő és általánosító VAJK R. (1943) már joggal hangsúlyozta területünk távolabbi környékén az ÉK—DNy-i és az ENy—DK-i csapású törések szerepét, Belső-Somogyban pedig *Marcali—*



18. ábra. Mélyszerkezeti vázlat a geofizikai kutatások alapján VAJK R. (1943) szerint
 1 = felszíni mezozoikum; 2 = harmadidőszaki felszín alatti szerkezet; 3 = mezozoikus felszín alatti szerkezet; 4 = paleozoikus felszín alatti szerkezet; 5 = vulkáni intrúzió; 6 = felszín alatti magassalattengely; 7 = felszín alatti mélyedés tengelye; 8 = vetődés; 9 = variszkuszi hegységrendszer maradványa

Öreglak vonalában egy Ny—K-i irányú törést írt le, amely Öreglaknál ÉK felé fordul (érdekes, hogy csak olyan darabon, mint a Balaton É-i partja Rév-fülöp—Zánka között), majd ismét K-i és kissé az ÉK-i irány felé hajló csapást vesz fel (18. ábra). VAJK R. leírja, hogy a Marcalin áthaladó törés ugrómagassága torziós ingamérések alapján végzett számítások szerint meghaladja az 1000 m-t, s levetett oldala a D-i. Egy Öreglak közelében É—D-i irányban haladó vonal mentén a gravitációs anomáliák alapján számított felszín alatti geológiai szelvény szerint e vetőtől D-re 3000—4000 m vastagságú üledéksorral lehet számolni. A szeizmikus mérések is jelezték ezt a vetőt, de az üledékes kőzetekről nyert visszaverődések alapján az is lehetséges, hogy az üledékes kőzetekben a függőleges elmozdulás ellenkező irányú, azaz az É-i oldal a levetett rész. Ezek alapján már VAJK R. is nagyon helyesen feltételezte, hogy a vetődés két oldalán oszcillációs mozgás volt a jellemző: „az eredetileg lesüllyedt D-i oldal az üledékes kőzetek lerakódása után kissé felemelkedett vagy — ami valószínűbbnek látszik — az É-i oldal kissé a D-i oldal után süllyedt. Ezáltal a felvetett oldal fölötti üledékekben az alaphegység vetődésével ellenkező irányú vetődés keletkezett.” A bizonytalansági tényezők alapján VAJK R. a leírt helyzetet hipotetikusknak tartja, viszont — mint a fejlődéstörténeti részben rámutatunk — morfológiai vizsgálataink valószínűsítik feltételezését.

Az említett törésvonaltól D-re húzódó gravitációs minimumot tovább D-re a Balatonnal párhuzamos vonalban gravitációs maximumok követik, amelyek közé területünkön az inkei maximum tartozik. E szerkezet É-i és D-i oldalán is töréseket mutattak ki torziós ingamérésekkel. Az inkei szerkezettől ÉK-re a bize—mezőcsokonyai gravitációs minimumot írta le VAJK R., ami az alaphegység tekintélyes mértékű lesüllyedését és a medenceüledékek nagy vastagságát jelenti. Itt fut össze a szomszédos területekről áthúzódó több szerkezet és törésvonal, így a budafapusztai antiklinális és az inkei szerkezet közötti szinklinális, a marcali—öreglaki (—karád—tab—felsőnyéki) törés és az igali szerkezet közötti árok, az igali szerkezettől D-re levő besüllyedés és az inkei szerkezet D-i oldalán húzódó tekintélyes alaphegységmélyedés.

A fenti, nagyjából középhegységi fő csapásirányú törésekre és szerkezetekre merőleges irányban húzódik az inkei szerkezet és a Kaposvártól D-re, a Zselic területén levő variszkuszi tömeg között É—D-i irányban fekvő görgetegi szerkezet, amely VAJK R. szerint az üledékes kőzetekben az inkei és a Kaposvártól D-re levő tömegek kölcsönös elmozdulása következtében keletkezett felboltozódás. VAJK R. felhívja a figyelmet, hogy a gravitációs mérések eredményeivel ellentétben a szeizmikus mérések a rétegek általános DNy-i dőlését mutatják. Az eltérést VAJK R. nem tudta megmagyarázni, megjegyzése azonban számunkra lényeges adatot szolgáltat e szerkezet kettéosztásához és — legalábbis az újabb időkre vonatkozóan — más jellegű, sajátos értelmezéséhez.

VAJK R. kitűnő útmutatásai és értékelései általánosságban az újabb adatok tükrében is időtállóknak bizonyultak, csak természetesen részleteiben bővültek ki. A geofizikai módszerekkel kimutatott szerkezeteket nagy vonalakban a földtani fúrások is igazolják. Legfeljebb túlzottnak tűnik a Balaton és a Kapos között leírt 3000—4000 m-es üledékes takaró vastagsága; az vékonyabbnak bizonyult (SZENTES F. 1943, KERTAI GY. 1957, VADÁSZ E. 1960; 3., 4. ábra).

A diszlokációs övtől D-re a (*Bize —*) *mezőcsokonyai mélyvonulat* húzódik, amely Ny felé a *Délzalai-medence mélyvonulatával*, K felé a *Somogyacsi mély rögvonulattal* van közvetett kapcsolatban. Tovább D-re az *Inkei magas rögvonulat* helyezkedik el, amelynek a csapásában K felé, területünk határain túl az *Igal—pinchelyi magas rögvonulat* húzódik. Az Inkei magas rögvonulattól D-re a *Csurgói mély rögvonulat*, utóbbtól D-re pedig a *Babócsai magas rögvonulat* hat ki területünk DNy-i részének szerkezeti viszonyaira. Ez az a terület, ahol néhány részletben különbség mutatkozik VAJK R. (1943) és KÖRÖSSY L. (1963) térképei között (*18., 19. ábra*). VAJK R. görgetegi szerkezete ugyan nagyjából megegyezik KÖRÖSSY L. Babócsai magas rögvonulatával, de keletebbre VAJK R. csak éppen jelzi, de nem tárgyalja azt a szerkezetet, amelyet KÖRÖSSY L. *Kálmánca—ormánsági mély rögvonulatnak* nevez.

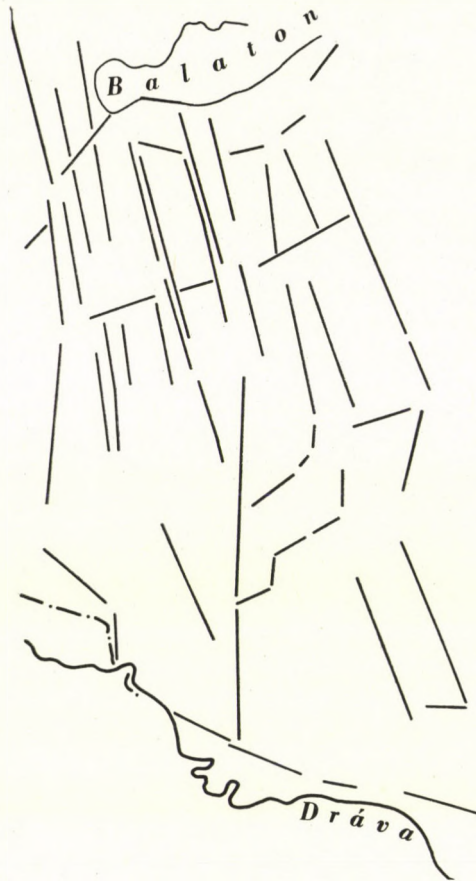
Mind VAJK R. térképén számos „felszínalatti magaslat tengelye” és „felszínalatti mélyedés tengelye”, mind KÖRÖSSY L. térképén a „mély és magas rögvonulatokat határoló másodrendű diszlokációs övek” általában határozott *főirányokat* (*ÉÉK—DDNy-i*), ill. *harántirányokat* (*ÉÉNy—DDK-i*) követnek. A VAJK-féle térképen mutatkozó néhány kisebb eltérés értékelésekor az sem különösebben nehéz kérdés, hogy KÖRÖSSY L. térképének is főleg az ÉÉNy—DDK-i irányai néhány esetben a mai felszínen határozottan É—D-i, tehát nem hű tükörképet adnak.

KÖRÖSSY L. említi, hogy a mély és magas rögvonulatokat *harmadrendű diszlokációs övek* további rögökre osztják, ilyeneket azonban területünkre vonatkozóan sem térképén nem jelöl, sem dolgozatában nem említi. Kétségtelen azonban, hogy ezek is szerephez jutnak tükörképük révén a mai felszíni domborzat képében is.

3. Ezeket a mélyszerkezeti, az alaphegységben különböző módszerekkel megismert egységeket, szerkezeti és törésvonalakat tanulmányozva válik érthetővé a morfológus számára is több olyan tény, ami már a fiatalabb felszínfejlődéstörténeti események megértése szempontjából is, a jelenlegi felszíni formák magyarázata miatt is és a gyakorlati irányzatú tájértékelés során is igen fontos mozzanatként szerepel. *Nemcsak a pannóniai üledékek elterjedését és vastagságát, bennük esetleg szénhidrogének előfordulását befolyásolta a szerkezetek különböző sajátossága, hanem a geográfust közvetlenül érdeklő harmadidőszak végi és negyedidőszaki felszínalakulást, a külső erők tevékenységét, tájunkon az ez időszakban uralkodó folyóvízi tevékenység menetét is.*

Ezek a korábbi szerkezeti viszonyok teszik közvetve világosabban érthetővé *a negyedkori üledékeknek területenként igen különböző vastagságát*, s tették lehetővé ennek kapcsán jelentékeny pleisztocén eleji süllyedésterületeknek, mint folyóvizek helyi erózióbázisának, így pl. a későbbiekben részletesen tárgyalásra kerülő, a Dél-Dunántúlt a Középhegyvidék csapásával párhuzamosan kettészelő, a Dunáig, sőt azon túl K-re is tovább követhető, többosztatú *Felső-Kapos—kalocsai süllyedék* felismerését (MAROSI S. 1960, 1962, 1965), aminek nemcsak tájunk, hanem a szomszédos dunántúli-dombsági tájak pleisztocénkori morfológiai fejlődéstörténetének helyes értelmezése szempontjából is fontos szerepe van (SZILÁRD J. 1960, 1962, 1963, ÁDÁM L. 1960, 1962b).

4. Mindenesetre tény, hogy a Balatontól D-re megismert szerkezeti egységek határozott irányokat követnek, a gravitációs anomáliák is ilyen



20. ábra. A vízhálózatban és a domborzatban is tükröződő szerkezeti vonalak Belső-Somogyban

láncolatokban húzódnak (SCHEFFER V.—KÁNTÁS K. 1949). *É-ről D felé egymás után következnek a magas és alacsony rögvonulatok, amelyek a Középhegységgel párhuzamos csapásirányúak és egymástól ugyanilyen csapású diszlokációs övek választják el őket. Ugyanakkor ezeknek a vonulatoknak az egységét harántirányú diszlokációs övek bontják meg, amelyek a mai felszíni képen jobban tükröződnek, mint az előbbieik.* S ebben a vonatkozásban jut a morfológus más véleményre, mint pl. a geofizikus VAJK R., aki szerint a zalai és a somogyi meridionális völgyek nem tektonikus eredetűek. Érdekes, hogy említett munkájában kétszer is hangoztatja ezt a véleményét, miközben azt írja, hogy *tehát* CHOLNOKY JENŐnek van igaza, aki szerint ezek a völgyek szélbarázdák. Nyilván elkerülte VAJK R. figyelmét, hogy noha CHOLNOKY J. valóban szélbarázdáknak, de lényeges, hogy szerkezeti vonalak mentén, vagyis tektonikus előrejelzéssel kialakított szélbarázdáknak tartotta a meridionális völgyeket, bár a geofizikus számára megnyugtató vertikális elmozdulásokat valóban ő sem tételezett fel. Az újabb morfológiai

vizsgálatok is arra az eredményre vezettek, hogy nemcsak a meridionális völgyek, hanem a Marcali-hát Ny-i és K-i peremei és a peremeken felismert szintek is tektonikus irányítottaságúak, természetesen a felszínformáló külső erők munkájával jelentékeny mértékben átalakított megjelenésben.

5. A fiatalabb földtörténeti időszakok szerkezeti mozgásainak eredményei annak a *süllyedék-generációnak* a tagjai is, amelyeket korábban ismertettünk (MAROSI S. 1962: Dráva-menti süllyedék, Felső-Kapos — kalocsai süllyedék, Balaton-árok), mégpedig nemcsak főbb vonásaiban, hanem részleteiben is, többszattatáságukban is. Szerkezeti vonalakat követnek többségükben a felszíni vízfolyások is (20. ábra), a Balaton partvonalai és sok más morfológiai forma is, szerkezeti okok játszottak közre a tájunkon kis területű felszíni vulkánosság kiváltásában is.

Hangsúlyoznunk kell azonban, hogy mindezek a szerkezeti mozgások csak a keret adták ahhoz a képhez, amelyet végső soron a külső erők formáltak olyanná, ahogyan ma előttünk megjelenik. Különösen nem szabad eltúloznunk a szerkezeti mozgások és a tektonikus sajátosságok hangsúlyozását, mert tájunk jellegéből adódóan — minthogy e terület nagy részét fiatal, laza üledékes kőzetek borítják — szerkezeti nyomokat, vetődéseket a legritkábban lehet megfigyelni, rétegdőléseket pedig pleisztocén folyóvízi, eolikus vagy lejtős üledékekben a dolog természeténél fogva nem lehet szerkezeti mozgások bizonyítékaként számba venni. Így főként a fúrásokból és a feltárásokból nyerhető földtani adatokra (pl. azonos korú — fáciesű — panóniai üledékek különböző szintekben való elhelyezkedése) vagy morfológiai módszerekre (pl. erős völgybevágódás, következetesen azonos völgymegtörések stb.) támaszkodva vezethetjük csak vissza egyes felszíni formák eredetét szerkezeti okokra.

6. A mélyszerkezet s a domborzat kapcsolatára, a fő szerkezeti irányokhoz igazodó jelenlegi mozgásokra világítanak rá a földrengési adatok, amelyek részben afelől is tájékoztatnak, hogy az ismétlődő völgyirányok (É—D, ÉK—DNY) valóban szerkezeti vonalakat jelölnek. Nem véletlen, hogy RÉTHLY A. (1952) földrengési térképén ÉK—DNY-i irányban, a Középhegység csapásával párhuzamosan jelez területünkön egy-egy fő szeizmotektonikai vonalat egyrészt nagyjából Nagykanizsa—Nemesvid—Marcali, másrészt Nagyatád—Kaposvár vonalában. Csak a múlt század közepétől 1918-ig is számos földrengést jegyeztek fel. A legtöbb Nagykanizsán, Surdon, Kaposvárott és Barson (3—6) pattant ki, de Nemesvid és Somogyuszob is kétszer, Kiskomárom, Marcali, Nagyatád, Középníres-puszta (Kaposfő) pedig egy-egy alkalommal volt epicentrum. Több esetben a rengések erősségéről és irányáról is tájékoztatnak a feljegyzések.

Pl. 1876. okt. 12—13-án Surdról 9° erősségű földrengést jegyeztek fel, amelyet Nagykanizsán is erősnek jeleztek, Zákányból pedig jelentették, hogy „12 órája megszakítás nélkül vannak ÉK-ről DNY. felé haladó földrázkódások. Heves lökések követték egymást 1 mp-nyi szünetekkel” . . . „a földlökések nap-nap után megismétlődtek . . .” (INKEY B. 1877). A földrengések szünetekkel októbertől decemberig tartottak Somogyban. (Surdon és Nagyatádon már előzőleg: júl. 6-án 6—7° erősségű rengések voltak.) A Nemzeti Hírlap okt. 23-i és a Pesti Napló okt. 24-i száma írja: „A föld már tíz nap óta mozog a talpunk alatt. Surdon a földrengés É-ről D-nek húzódnva a folytonos földalatti morgástól kísérve f. hó 12-én kezdődött s azóta kisebb-nagyobb mértékben ismétlődik.” A földrengés okt. 21-én „Oly erős volt, hogy a koresma s a kovácsműhely kéményei beomlottak, a templom tornya és falai megrepedeztek.”

A nov. 30-i, Iharosberény epicentrumú földrengésről írja INKEY B. (1877): „mind erőre, mind kiterjedésre nézve valamennyi között a *legtekintélyesebb*, legalább 23—24 négyszögű mértföldnyi (kb. 1300 km²; RÉTHLY A.) területen éreztetett. Tudósításaim Komárvárost jelölik, mint legéjszakibb pontot, melyen a rázkódást még észrevették: K.-re Vése volna a legszélsőbb hely. D.-re Udvarhely (Somogyudvarhely; M. S.), Ny.-ra pedig Légrád.” „... hogy még Belegen is észlelték a földingást” ... „eszerint a rengési terület Ny. felé még jobban kiterjedt.”

A hónapokig tartó földrengéses időszakról elmondja INKEY B., hogy: „a mozgás legtöbb esetben É.-ről D. felé irányult.”

A „Somogy” c. lap 1880. febr. 17-i száma hasonló adatot közöl az az év febr. 9-i kaposvári földrengésről: „A hullámozás É.-ről D.-re történt”.

Az 1889. ápr. 3-i nemesvidi földrengés iránya ugyancsak D—É-i.

Más esetekben nem meridionális, hanem a Középhegységgel párhuzamos irányokról számolni be az észlelők. Pl. az 1880. nov. 9-i igen erős zágrábi földrengésről feljegyezték (RÉTHLY A. 1952), hogy „A Zágráb—Ungvár irányában elvonuló főtörési vonal kiinduló vidékén volt a rengésnek a fészke.” Területünkről Csurgó, Berzence, Babócsa, Nagykanizsa és Kaposvár helységeiben megfigyelt észleléseket közöltek a napilapok.

1899. aug. 6-án Kaposvárról jegyezték fel: „D Ny. felől több lökés tompa morajjal”.

1902. máj. 31-én a kaposvári 4°-os erősségű földrengésről csak ennyit közölnek: „Vertikális mozgás”.

A Marcaliban 1884. okt. 11-én észlelt földrengésről írják: „Az első rázkódás iránya DDK—ÉÉNy. volt”.

1903. okt.—nov. folyamán csaknem egy hónapig számos alkalommal Barcs körzetében észleltek földrengést; közülük az okt. 11-i 8° erősségű volt.

Mind az előző, mind a későbbi feljegyzések azt tanúsítják, hogy tájunknak különösen ez a D-i, de csaknem ilyen mértékben az É-i része is a fő szerkezeti vonalakkal egyező irányokban húzódó erősebben szeizmikus sávokba esik (RÉTHLY A. 1952).

A vázolt adatokból továbbá kitűnik, hogy azok területünk már ismertett szerkezeti jellegével szoros összefüggést mutatnak. *Az epicentrumok szinte kivétel nélkül mélyszerkezetiileg meghatározott, de egyúttal mai völgyekkel is jelzett vonalokhoz kapcsolódnak. Ugyanezt mondhatjuk a szeizmotektonikai vonalakról és a rengések tovaterjedésének irányáról.* Mindezek fő vonásaiban megerősítik azt a véleményünket, hogy tájunk völgyei csakúgy, mint morfológiailag is tükröződő szabályos vonalai szerkezetiileg előrejelteztek; a mélyszerkezet még ilyen tájon is, mint Belső-Somogy vastag üledékes takaróval fedett területe, átüt a mélyből, s érezteti a hatását a domborzati formák alakulásában.

7. Területünkön jelenleg is végbemenő jelentékeny mozgásokra világítanak rá BENDEFY L. (1959, 1964) igen sok adaton alapuló, kitűnő térképei, a háromszögelési alappontok elmozdulásait értékelő fejtegetései csakúgy, mint geokinetikai és szerkezetvizsgálat-eredményei is. Az 1922—1934. és 1951—1958. közötti időszakra vonatkozóan az izobáz térkép 10 évenként tájunk egyes részein 5—8 mm-es pozitív, más részein 5 mm-t is elérő negatív elmozdulást tüntet fel (BENDEFY L. 1964). Nagyon érdekes, hogy ismét az ÉK—D Ny-i csapású szerkezeti irányok élednek, többnyire ezek mentén válnak el a különböző mértékben vertikális mozgást végző egységek. Tíz évenként 2,5—5 mm-t süllyed általában tájunknak a Marcali—Óreglak vonalában húzódó diszlokációs övtől É-ra elterülő része, mind a Marcali-hát, mind a Nagyberek Ny-i sávja (Fonyód és tőle K-re a Nagyberek emelkedik 2,5—5 mm-t). Kisebb mértékben (0—2,5 mm) süllyed az ettől a diszlokációs vonaltól D-re levő ÉK—D Ny-i csapású zóna, valamint a Zala-könyök és Nagykanizsa közvetlen környéke. Emelkedés mutatkozik viszont általában

a kitöltődött Felső-Kapos—kalocsai süllyedék területén, sőt attól D-re egészen a Drávaig, mégpedig meridionális irányok mentén elváló különböző értékekkel: leginkább a Kisbalaton—Dráva-völgy közötti homokterület D-i része és a hármas vízválasztó csomópont (Balaton—Dráva—Kapos vízválasztó) környéke (5—8 mm 10 évenként). BENEDELY L. adatai így kitűnően alátámasztják és érthetőbbé teszik a majd később részletesebben kifejtésre kerülő jelenséget: ezek a napjainkban is megnyilvánuló szerkezeti elmozdulások okozzák a vízválasztó egyre délebbre nyomulását, a Balaton felé lefutó vizek hátraharapódzását az emelkedő területsáv felé. A Dráva felé tartó vízfolyások (Rinya-rendszer) az emelkedő D-i területeken szintén kissé bevágódnak, de hátra általában nem harapóznak, sőt veszítenek vízterületükből, mert a Balaton nemcsak mélyebb fekvésű erózióbázis, hanem ma is jobban süllyedő medence, mint a Dráva árka.

Hangsúlyoznunk kell azonban, hogy csak általában ez a helyzet, mert a meridionális irányú szerkezeti vonalnak mentén a kisebb szerkezeti-morfológiai egységek különböző értékű, sőt esetenként különböző előjelű mozgásokat végeznek az ÉK—DNy-i irányokhoz kapcsolódó mozgásokon belül, mind a Balaton, mind a Dráva térségében, s így az egymással párhuzamos meridionális völgyek különbözőképpen viselkednek. A Drávának olyan mellékvizei is akadnak, amelyek a helyi erózióbázisuk erősebb süllyedése következtében nem adnak át vízgyűjtőjükből a Balaton felé lefutó vízfolyásoknak, sőt kisebb-nagyobb mértékben még azok rovására is terjeszkedni képesek. *S ez az oka — a sajátos futóhomokrelief mellett — a vízválasztó páratlanul zezugos, hol É-ra, hol D-re átsapó futásának.*

Így fonódnak szoros, elválaszthatatlan egységbe a két fő szerkezeti irányhoz igazodó, azokat felszíni megjelenésükben — tájunk laza, homokos-löszös felépítéséből következő sajátossága ellenére is — kitűnően tükröző domborzati formák. Egyéni sajátosságaikról a morfológiai fejezetben külön-külön megemlékezünk.

D) Belső-Somogy geomorfológiai fejlődéstörténete

1. Felszínfejlődés a pliocénig

Az előzőekben vázolt rétegtani és szerkezeti adatok viszonylag csekély számából egyértelműen következik, hogy a pliocén megelző felszíni kép rekonstruálása ma még nehéz feladat, s természetszerűen csak vázlatos lehet.

a) Mélyfúrások adataiból és főleg a geofizikai vizsgálatok eredményeiből tudjuk, hogy a paleozóos varisztida hegységképződés hagyott ránk területünkön is azóta fiatalabb takaróval fedett, eltemetett emlékeket.

A szórványos adatokból úgy tűnik, hogy az alaphegység főleg kristályos palából, fillitből, gneiszből és gránitból álló tömege különböző mélységben az egész területen megtalálható, a már előbb jellemzett töréscs szerkezetű hegységroögökből álló vonulatok formájában. BULLA B. (1962) írja, hogy a varisztida hegységképződéssel egyidejűleg és annak befejezése után a szárazulati felszínen a külső erők munkája is megkezdődött. Őslénytani leletekből a paleoklimatológiai viszonyokra is következtethetünk. Ezek alapján feltehető, hogy a felsőkarbonban és a permnek legalább egy részében a meleg,

trópusi éghajlat mellett hatékony lepusztulás, trópusi tönkfelületképződés volt folyamatban.

b) A varisztida masszívum szerkezeti feldarabolódása főleg ÉK—DNy-i irányú vonalak mentén igen korán, még az orogenezis saali fázisában kezdődött s az ÉÉNy—DDK-i irányú vonalak érvényrejutásával különösen a mezozoikumban teljesedett ki. *A perm kori szárazulat tehát egymást keresztező szerkezeti vonalak mentén feldarabolódott, árkokkal és medencékkel tagolt, különböző előjelű és mértékű vertikális mozgásokkal számottevő reliefenergiát nyert tönkröghegységgé alakult.* Szárazulati jellege, feldarabolódása és pusztulása, azaz további tönkösödése tájunkban a mezozoikumban is folytatódott. Míg a mai Dunántúli-középhegyvidék ill. a Mecsek területén kratoszinklinálisokban tengeri üledékképződés, majd az alpi orogenezissel kapcsolatos hegységképződés volt folyamatban, addig a Bakony és a Mecsek között szárazulatként álltak a varisztida alaphegység pásztás, rögös, töréses vonulatai. Nem lehet tehát a korábbi értelemben (PRINZ GY. 1942, 1958) vett egységes „közbeső tömegről”, Tisiáról beszélni (VADÁSZ E. 1960, SZALAI T. 1961).

Egyes feltételezések szerint a területen mélyített egyik-másik fúrásban jelentkeznek triász képződmények is (Balatonboglár, Fonyód, Buzsák, Inke), de újabban ezeket a rétegeket idősebbnek, paleozóos (karbon) korúnak minősítik (VADÁSZ E. 1960, SZALAI T. 1961). Annyi bizonyos, hogy sem a júrában, sem a krétában nem volt területünkön tengeri üledékképződés. Ez időszakból csupán kréta korú vulkánosság nyomairól tudunk az inkei fúrásból. A területünkön fennállott hegység a trópusi tönkösödési folyamat következtében pusztult, s a lehordódott üledékek a mezozoikus kratoszinklinálisokba kerültek, a Bakony, ill. a Mecsek irányába.

c) Az óharmadidőszak elején is tartott területünk szárazulati jellege, de a felsőeocénban már megjelent a közép-európai eocén tenger DNy felől ÉK felé elnyomuló egyik keskeny öble területünkön, a Középhegyvidék csapásával párhuzamosan, a Balatontól D-re. A benne képződött üledéket Buzsákon hozta felszínre a fúró. Lényegében ugyanez volt a helyzet az alsó- és középső-oligocénban, de a felsőoligocénban már újra szárazulattá vált Belső-Somogy egész területe.

d) Ez a szárazulati periódus trópusi tönkösödéssel igen hosszú ideig tartott. Az egész alsómiocénból (aquitáni és burdigálai emelet) egyetlen helyről sem ismerünk a rendelkezésre álló adatok alapján üledékeket. Természetes, hogy korrelatív üledékeknek nemcsak távolabb, területünkön kívül, hanem tájunkon belül, az akkori alacsonyabb szinteken is fel kellett halmozódnok, de azok a fúrásokban eddig nem jelentkeztek, ill. természetszerűen aligha választhatók el azoktól az eredeti paleozóos kristályos kőzetektől, amelyekből keletkeztek.

e) Tájunk fejlődéstörténetében a miocén második felétől következett be lényeges változás. Gyakorlatilag a terület nagy részén vége szakadt a paleozoikumtól tartó szárazulati időszaknak. A helvét emeletben már olyan mértékűvé vált a rögökre darabolt, erősen lepusztult és szerkezeti vonalak mentén különböző mértékben vertikálisan mozgó terület süllyedése, hogy a jobban megsüllyedt felszínre, Belső-Somogynak nagy részére időszakosan transzgrédált a sekély tenger. A mélyfúrások adatai szerint a helvét üledékek igen elterjedtek. Ezek alapján SZENTES F. (1943) csak a Balaton közelében, Kaposvár D-i, DK-i térségében és az inkei geofizikai maximum magasabb

részén jelez szárazulatot. DUBAY L. (1956, 1962) és rá hivatkozva VADÁSZ E. (1960) a (Velence—) Balaton menti paleozóos vonulattól D-re levő „észak-somogyi medencerész”-ről azt írják, hogy medencetölteléke helvétii *édesvízi-szárazulati* összlet, helyenként 500 m-t meghaladó vastagsággal, többszáz m vastag *riolittufa* összlettel, fölötte tortónai, szarmata és vastag pannóniai üledékekkel. Utóbbi vélemény szerint a „délsomogyi medencerészben” azonban hiányoznak a helvétii üledékek, ami bizonyos vonatkozásban ellentmond SZENTES F. (1943) térképének.

Bárhogyan is áll a dolog, annak az egyértelmű ténynek ellenére, hogy a Balaton D-i szegélyében (Buzsák, Karád stb.) hiányzik a helvétii üledék — itt még tartott a szárazulati állapot —, megfontolandó ID. LÓCZY L. (1913) egyik hosszú időn keresztül, még az elmúlt években is egyetértéssel interpretált (BULLA B. 1962) érdekes véleménye ez időszak lényeges fejlődéstörténeti mozzanatáról. LÓCZY L. ugyanis a *bakonyi miocén kavicsok* származásáról azt a véleményét fejtette ki, hogy azokat sebes folyású vizek szállították a Mezőföld és a Somogyi-dombság területén a miocénban még fennállott, fillitből, kvarcitból, kristályos kőzetekből és paleozóos mészkövekből felépített, anyagában dacit és andezit intrúziókkal beszótt, sűrű *Magnolia* erdővel borított magashegységéből. LÓCZY L. szerint a Bakonyban két fő szintben elhelyezkedő kavicsok közül az alsók szarmata korúak, a felső szintbeliek kora bizonytalan. VADÁSZ E. szerint viszont a felső szint helvétii, az alsó tortónai korú.

VADÁSZ E. szerint a kavicsok a Kisalföld helyén fennállott tönkről kerültek a Bakonyba. Úgy tűnik, igaza van, mert ott még valóban felszínen volt a kristályos alaphegység. BULLA B. szerint É-ről (Kisalföld) és D-ről (Somogy) is származhattak és származtak is a kavicsok. Ez utóbbi lehetőség — úgy vélem — *csak az alsómiocénban állhatott fenn korlátlanul*, ez esetben viszont idősebbek lennének a kavicsok, amire ellenérveket lehet felsorakoztatni. A helvétii emeletben viszont, ha alacsonyabb is volt a Dunántúli-középhegyvidék, mint környezete, de D felé ez a környezet: a hordalékszállító vizek vízgyűjtő területe nagyon korlátozott volt, csak a Balaton menti alaphegység vonulatra terjedt ki.

f) A *tortónai emeletben* még kevésbé állhatott fenn ez a helyzet. Ekkor már Kaposvár közvetlen környékétől eltekintve egész Somogy területére *transzgresszív időszakosan a tenger*, a Középhegyvidéken pedig jelentős — persze alacsony fekvésű — szárazulatok voltak. A „tortónai” kavicsok már csak a Kisalföld felől és esetleg a közvetlen Balaton-mellékről (permi vörös homokkavicsok) kerülhettek áthordásra.

Mindezek alapján úgy tűnik, hogy a LÓCZY L. és BULLA B. által helyesen hangsúlyozott, fontos fejlődéstörténeti mozzanatként felismert *geomorfológiai inverzió a Dunántúlon korábban, még az alsómiocénban ment végbe ill. legkésőbb a középsőmiocén elején fejeződött be*, mégpedig olyan időszakban, amikor mindkét területrész, sőt az egész ország szárazulat volt. A helvétii transzgresszió előbb és jóval nagyobb mértékben hódított teret Dél-Dunántúlon (tehát területünkön is), mint Észak-Dunántúlon (Kisalföld, Középhegyvidék). A tortónai emeletben pedig mindkét területrészen tovább nyomult előre a tenger, de a Kisalföld Győrtől és a Rábától DK-re levő része és a Középhegyvidék központi, magasabb területei még szárazulatok maradtak.

g) A *szarmata emeletben* az eddigi adatok alapján *kisebb kiterjedésű és rövidebb életű volt a tenger*. Területünk D-i részén hiányoznak a szarmata

üledékek, ott szárazulat lehetett, É-on viszont általánosan elterjedtek; oolitos, homokos mészkövek, meszes márgák a jellegzetesek. Vastagságuk gyakran csak néhány m, de ha ennél több is, mindenütt 100 m alatt marad [pl. Inke: 1300—1357 (= 57) m, 1626—1639 (= 13) m, 1740—1756 (= 16) m; Buzsák: 758—805 (= 47) m]. Érdekes viszont, hogy nagyon különböző a vastagságuk, ami arra utal, hogy vagy lerakódásuk előtt, vagy után denudációs tevékenység zajlott le a területen, vagyis szárazulati periódus iktatózott a tortónai és szarmata, vagy a szarmata és az alsópannóniai emelet közé, diszkordanciát előidézve; az is valószínűnek látszik, hogy területünkön mindkét emelet-határon.

Szarmata emeletbeli *vulkánosság*ra utal a Buzsákon márgás szarmata rétegek között települt vékony, teljesen elbontott tufa, amelyet VADÁSZ E. (1960) analógia alapján riolituffának vél.

*

Az eddigiek alapján kitűnik, hogy az alaphegység a másod- és harmadidőszak folyamán, a pliocénig főleg ÉK—DNy-i és ÉÉNy—DDK-i irányú szerkezeti vonalak mentén összetöredezett. Az egész időszakot túlnyomóan jellemző trópusi, a miocén végén szubtrópusivá váló éghajlat mellett tönkösödött, s erősen lepusztult tönkröghegységgé alakult. Az egyes, ÉK—DNy-i fő csapásirányban vonulatokba rendeződött rögök különböző mértékben süllyedtek vagy emelkedtek, s ennek következtében és ettől függően a felsőeocéntól kezdve különböző szakaszokban, különböző mértékben tengervíz alá kerültek, a szárazon maradt részek pedig tovább pusztultak.

A vázolt fejlődésment alapján érdekesnek tűnik, hogy az alsómiocén szárazulati szakasz után a helvét emeletben területünk É-i, a mai Balaton menti 10—15 km-es, az ún. paleogén vonaltól É-ra levő sávja tartozott a középhegyvidéki szárazulatokhoz, rajta kívül pedig még az inkei, az igali geofizikai maximumok és Kaposvár környéke volt szárazulat, a tortónai emeletben pedig már csak az utóbbi mentesült a tengeri előntés alól, a többi területrész a tengerszint alá süllyedt, ezzel szemben a kevésbé kiterjedt szarmata tenger az eddigi adatok alapján területünk D-i részére nem terjedt ki.

Végül is egész tájunkban a pliocén transzgressziót már csak egy kis területen, Kaposvár—Szigetvár környékén várta fedetlenül a paleozóos kristályos alaphegység egy darabja, ahol a fúrásokban a pannóniai üledékek közvetlenül a kristályos aljzatra települnek (Kaposvár, Kaposfő, Szigetvár).

2. A pliocén kori felszínalakulás

Az ország egyes területein (pl. Tétényi-fennsík, Tapolca; VADÁSZ E. 1960) kétségkívül üledékfolytonosság mutatkozik a szarmata és a pannóniai összletek között. DUBAY L. Igalon, VÖLGYI L. pedig Lovászában, tehát szomszédos területeken is lát hasonló jelenséget. Mégis ha meggondoljuk, hogy Igalon DUBAY L. kiékelődéseket és hiátusokat vett észre a medencealjzat magasabb részein a szarmata üledékekben, s csak a szegélyeken tételezett fel üledékfolytonosságot, VÖLGYI L. pedig Lovászában átlagosan 180 m vastagságúnak határozta meg a szarmata üledékeket, s újabban a zalai területen 400—500 m szarmata kifejlődéssel is számolnak (VADÁSZ E.

1960), akkor a korábban említett belső-somogyi adatainkból, amelyek szerint itt változatos vastagságú, de általában vékony a szarmata összlet, fel kell tételeznünk, hogy *diszkordanciával jelzett lepusztulási szakasz iktatódik a szarmata és a pannon közé*. Legalább is a magasabb helyzetű medencealjzattal jellemezhető területeken ez a helyzet. Sajnálatos azonban, hogy konkrét megbízható adatok csupán ilyen helyekről (Inke, Buzsák) állanak rendelkezésünkre. Emiatt még feltételezhetjük, hogy a rögzösen felszabdalt és különböző mértékű vertikális mozgást végző kristályos alapzat egyes részei folyamatos süllyedéssel ez átmeneti időszakban is lehetővé tették a szarmata tenger átöröklődését a pliocénba. Erre vonatkozó adatunk azonban sajnos nincs.

Annyi bizonyos, hogy a *miocénban kezdődött medencealakulás valójában a pliocénban teljesedett ki*, amikor a kristályos alapzat utolsó, még felszínen levő darabja (Kaposvár—Szigetvár) is lesüllyedt, s a többi, különböző mértékben süllyedező felszínrészekkel együtt az egész területen általánossá vált a pannóniai beltenger uralma.

Hangsúlyoznunk kell azonban, hogy az ÉÉNy—DDK-i szerkezeti vonalakkal is tagolt ÉK—DNy-i irányú kristályos vonulatok olyan aprólékos egységekké darabolódtak erre az időre, amelyek az általános epirogenetikus süllyedésben való részvételükön túlmenően igen különböző mértékben mozgáltak, pusztultak le, ezért különböző magasságúak voltak, egyszóval *a transzgresszív pannóniai beltenger élénk reliefű felszínét kapott tengerfenékül*. Ebből adódott, hogy az említett felszínből nem is egyszerre lett tengerfenék. Az egyik szélső eset az lehetett, amikor — a legalacsonyabb részeken — a szarmata tenger maradványai tovább élhettek a pannóniai emeletben is. Ilyen helyeken feltételezhető az üledékfolytonosság. A feldarabolódott és még a pannonban is különböző mértékben süllyedő, általában már vékonyabb-vastagabb harmadidőszaki üledékekkel fedett alaphegységi pászták, ill. rögzök pedig a legkülönbözőbb időben, folyamatosan kerültek víz alá, egyesek már a pliocén legelején, mások később, némelyek csak a felsőpannóniai emeletben. Nyilvánvaló, hogy nemcsak Belső-Somogyban, hanem általánosságban is így volt, s úgy vélem, ezzel a természetszerű ténnyel magyarázható az a vita is, ami a miocén—pliocén határ, sőt minden hasonló „határ” megvonásának kérdésében fennáll. Vagyis *nem lehet kronológiát chorológiai elvonatkoztatással felállítani*. Azonos korú, egyidejű képződmények és jelenségek rendkívül különbözőek a térben, egymásnak fáciesei — és fordítva.

A mondottak geográfiai szempontból ugyan sokkal fontosabbak a pliocén—pleisztocén határ megvonásának kérdésében, de már itt is szükségesnek látszott hangsúlyozni; így válik érthetővé az a gyér adatokból is egyértelműen rekonstruálható helyzet, hogy a *pannóniai rétegek változatos kifejlődésben, területünkön is hol partszéli, hol sekélyebb, hol mélyebb vízre valló, általánosságban persze sekélytengeri kifejlődésben, és emellett igen különböző vastagságban fordulnak elő*. Fenékszintjük jórészt az előbb mondottak következtében, felszínük részben a posztpannon denudáció következtében, vastagságuk részben mindkét tényező közrejátszása miatt rendkívül változatos. Mindehhez hozzájárult még a belső erők, a szerkezeti mozgások hatása, amely nemcsak a kezdeti változatos fenékszint létrehozásában és a transzgresszió kiváltásában, hanem az egész pannóniai emeletben megnyilvánult az üledékképződés sajátosságaiban, majd az üledékképződés után mindmáig a külső erők ténykedésének részbeni irányításában. Mindezek

együttes hatása nyilvánul meg a pannóniai üledékek rétegvastagságát jelző adatokban is.

Ismételten az adatok hiányosságát kell hangsúlyozni, ami különösen két vonatkozásban befolyásolja a belőlük levonható következtetések értékét. Egyrészt abban, hogy kevés alkalommal lehet határozottan és megbízhatóan elkülöníteni egymástól az alsó- és a felsőpannóniai üledékeket, s gyakran nem lehet tudni, hogy a felsőpannóniai összletben befejezett fúrások talppontja alatt van-e és milyen vastagságú alsópannóniai üledéksor. Másrészt abban a vonatkozásban áll fenn probléma, hogy azoknak a fúrásoknak a száma, amelyek az egymástól elválasztható felső- és alsópannóniai rétegeket átütötték, olyan kevés, hogy a rájuk alapozott és megrajzolt kép is természetszerűen csak elnagyolt lehet. Ezzel magyarázható, hogy mind SZENTES F. pannóniai üledékvastagsági (3. ábra), mind KERTAI GY. poszt-szarmata üledékvastagsági (4. ábra) térképeinek kategóriái meglehetősen tág határok között mozognak, az izovonalak valószínűtlenül szabályos íves futásúak. Természetes és általános dolog, hogy mindenfajta ábrázolás során az adatok számának növekedésével egyre inkább tarkább lesz a kép. Így már KERTAI GY. térképe is előrelépés SZENTES F. régebbi pannóniai üledékvastagsági térképével szemben.

SZENTES F. egy másik, ösföldrajzi térképén az *alsópannóniai üledékek elterjedése szerint ebben az alemeletben a Balaton területe a hozzá csatlakozó D-i parti keskeny szegéllyel hozzá tartozott a középhegységi szárazulathoz*. ERDÉLYI M. (1961–62) viszont Fonyódon is jelez a mélyfúrás mintáinak vizsgálata alapján az alsópannon felső részéhez tartozó üledéket, ami szerinte üledékfolytonossággal megy át a felsőpannóniai összletbe. Buzsákról már biztosan ismerünk alsópannóniai képződményeket.

Úgy tűnik, hogy az alsópannóniai beltő partvonalára emellett a szerkezeti vonal mentén futott, amelyet a felszínen a Balaton árkanak a jelenlegi parttól D-re néhány km-re húzódó pereme jelez. Ez esetben a vonal mentén azóta *morfológiai inverzió* következett be. Ugyanis ettől É-ra, ÉNy-ra az alsópannóniai alemeletben szárazulat volt, a felsőpannóniai alemeletben pedig itt rakódott le a legvékonyabb üledéksor. Ma viszont alacsonyabban fekszik D-i környezeténél. Tehát nyilvánvalóan ugyanazon szerkezeti öv, mint vetőzóna mentén a pannóniai emeletben a D-i rész, a Balaton kialakulásával pedig az É-i rész vetődött le.

Az a tény, hogy az alsópannóniai rétegek több helyütt hiányoznak (Balaton mente), a felsőpannóniaiak pedig néhol alapkonglomerátummal települnek az idősebb aljzatra (Kaposvár környéke), az alsó- és felsőpannóniai összletek közötti denudációra is utalhat. Másutt üledékfolytonosság is feltételezhető a főleg *Limnocardium abichi* és *Congerina banatica* tartalmú alsó- és a *Prosodacna vutskitsi* tartalmú felsőpannóniai rétegek között.

A pannóniai emeletben Közép-Európa általános epirogenetikus emelkedésben volt, aminek következtében a pannóniai beltenger lefűződött a K felé visszahúzódó Parathetystről, s csak a mai Alduna környékén talált lefolyást. Az egyetemleges emelkedésen belül az alsó- és felsőpannóniai alemelet határán fellépő rodánusi hegységképző mozgások azzal a következménnyel jártak, hogy a pannóniai medence területén a korábbi földtörténeti időkből öröklött ÉK–DNy-i fő- és ÉNy–DK-i, Belső-Somogyban inkább ÉÉNy–DDK-i és É–D-i irányú haránttörések mentén feldarabolták a vékonyabb-vastagabb harmadidőszaki üledékekkel fedett alaphegységi masszívumot,

s a felújult törések mentén végbement vetődésekkel az általános epirogén emelkedéssel ellentétes irányba hatva különböző mértékben besüllyesztették az egyes rögöket. Így, a süllyedés mértékétől függően ugyan igen különböző mélységű, különböző fenéktérszínű, de általában mégis sekély medencerendszer alakult ki, ill. fejlődött tovább területünkön is.

Egész Belső-Somogyra kiterjedt a kezdetben brakkos, elegyes vízű, majd teljesen kiédesedő vízű felsőpannóniai beltó. A süllyedés mértékétől függően nagyon különböző vastagságú üledékek rakódtak le benne. A legvékonyabbak az ez időben első ízben víz alá kerültek masszivumdarabokon, a Balaton menti sávban (200—300 m), Kaposvár környékén a Zselic szomszédságában (500—700 m), a legvastagabbak pedig (több mint 2000 m) az inkei és a görgeteg—babócsai geofizikai maximumok környékén. Vagyis éppen azok az alaphegységi vonulatdarabok süllyedtek igen mélyre a pannóniai emeletben, amelyek a miocénban részben szigetek voltak, vagy csupán rövid ideig álltak tengeri előtérés alatt, s vékony miocén üledékek kerültek csak a kristályos alapra. Arról van tehát szó, hogy ahol a kristályos alapzat igen mélyen, 3000 m alatt helyezkedik el, ott a fedő üledékek közül viszonylag vastagabb a miocén, mint az inkei maximum egyes részein, ahol ugyan az egész fedőösszlet vékonyabb, de annak viszonylag nagyobb része tartozik a pannóniai üledékekhez. Ez azonban nem általános jelenség, csak az inkei maximum közepén tűnik így, főleg SZENTES F. pannóniai üledékvastagsági térképének és KÖRÖSSY L.-nak (1963) a medencealjzat felszíne szintvonalait is feltüntető szerkezeti térképének összevetése alapján. Mindemellett az is feltűnő, hogy *a kristályos alapzat ÉK—DNy-i irányú pásztái DK felé egyre mélyebb helyzetűek (2. ábra)*, következésképpen vastagabb felettük a harmad-negyvedidőszaki üledék. Általánosságban a pannóniai üledékek vastagsága területünkön is a Balatontól D, ill. Külső-Somogy és Zselic felől Ny, tehát Zala felé növekszik, az általános képen belül azonban a részletekben számottevő különbségek mutatkoznak az egyes rögök, rögcsoportok megelőző süllyedése mértékének, mélységi helyzetének megfelelően.

A felsőpannóniai rétegek területünkön sem tanúskodnak egyértelmű, fokozatos üledékképződésről. Lóczy L. és munkatársai munkásságuk idején még igen kevés fúrásadattal rendelkeztek, azok is főként a Balaton közvetlen környezetére vonatkoztak, viszont fáradhatatlan szorgalommal tanulmányozták az összes fellelhető feltárást. Így természetes, hogy a mélyebb szintekre vonatkozóan kevesebb ismerettel rendelkeztek. A felszínközeli rétegekben ellenben kitűnően látták meg a *folyóvízi, mocsári, tavi, szenes-lignites padok váltakozását, amiből nagyon helyesen oszcillációkra, a beltó partszegélyének váltakozásaira, a vízszint ingadozásaira következtettek*. A rendelkezésükre álló kevés számú, alig néhány száz m mélységig lehatoló fúrások adatai alapján azonban LÓCZY (1913) csupán sejtethette, hogy egyes helyeken 200—300 m-nél is vastagabb a pannóniai összlet, de mivel a délebbi területeken a kevés fúrás nem érte el a fekűt, az északabbi, Balaton menti részekben viszont már viszonylag csekély mélységben is helyenként az alaphegységbe jutottak, a pannóniai összletet nem tekintette vastag, medencekitöltő üledékeknek, a fáciesváltozások fontos szerepét sem ismerte fel, a pannon szintezésére sem gondolhatott.

Utóbbi kérdésekben csak az elmúlt negyedszázad (SÜMEGHY J. 1939, 1940, 1951, 1955, STRAUSZ L. 1941, 1942b, BARTHA F. 1959) hozott új

3. TÁBLÁZAT

Lignites sávok a belső-somogyi mélyfúrásokban

Előfordulási hely	Mélység, m	Megjegyzés
<i>A D-balatonai diszlokációs övtől É-ra</i>		
Fonyód	29,80— 32,60 és 34,40— 39,90	
Balatonfenyves	19,60— 19,70	
Balatonfenyves	41,30— 44,30	több szintben
Balatonfenyves	27,50— 38,70	
Balatonmáriafürdő	32,20— 33,20	
Balatonmáriafürdő	29,70— 39,55	több szintben
Balatonkeresztúr	37,50*	
Balatonszentgyörgy	8,60— 38,80— 55,50— 66,50—	a sávok vastagsága ismeretlen
Buzsák	6,10— 6,20	
Buzsák	26,00— 27,30 és 46,00— 49,50	
Lengyeltóti	12,00— 24,00 és 27,50— 37,50	több szintben
<i>A diszlokációs öv környékén</i>		
Marcali	30,30— 30,40 és 42,20— 42,50	
<i>A diszlokációs övtől D-re</i>		
Inke	851,00—906,00	több szintben
Inke	113,00—204,00 és 280,00—330,00 és 338,00—446,00 és 464,00—490,00 és 590,00—615,00	mindenütt több szintben
Inke	64,00—102,00 és 535,00—644,00	mindenütt több szintben
Csököly	205,50—207,00 és 227,00—230,00 és 250,00—257,00 és 287,00—289,00	
Gige	130,00—135,00	
Nagyatád	282,65—283,15 és 317,70—318,50 és 364,95—367,88 és 425,35—448,20 és 501,60—502,65	ezekén kívül másutt is „lignites” jelző a szelvényleírásokban
Nagyatád	295,00—307,00	több szintben
Nagyatád	169,00—172,00 és 220,00—223,00	
Lábod	278,00—281,00 és 314,00—320,00 és 336,60—497,00*	több szintben
Csurgó	245,00—265,00	több szintben

* A fúrás talppontja.

eredményeket. Különösen a földtani újratérképezéssel kapcsolatos-, valamint az újabb vízfeltáró és szénhidrogénkutató fúrások eredményeire támaszkodva kísérhették meg a pannon szintezését. Anélkül, hogy itt ismétlésekbe bocsátkoznánk, utalunk a rétegtani fejezetben mondottakra, továbbá különösképpen BARTHA F. (1959) finomrétegtani és faunaökológiai vizsgálateredményeire, amelyekhez a görgetegi fúrásszelvény is alapul szolgált. Megállapításait — amelyek lényege az, hogy a *Congeria balatonica* tartalmú rétegösszlet felső részét olyan fáciesváltozások jellemzik, amelyeket csökkentsósvízi, aligsósvízi, édesvízi és szárazföldi faunatársulások váltakozása kísér, de míg a Balaton D-i előterében húzódó diszlokációs övtől É-ra ötször váltakozik a kiemelkedés és elöntés, addig D-en csak egyszer — talán csak azzal egészíthetnénk ki, hogy délre nem ilyen egyszerűnek tűnik a helyzet. Erre vonatkozóan érdemes előbb néhány adatot bemutatnunk. Belső-Somogy területén a 3. táblázaton feltüntetett helyekről és mélységekből kerültek elő a mélyfúrásokból „lignites”, „szenes”, „mocsári”, tehát *partszéli* *oscillációkra* utaló képződmények.

Úgy vélem, a vázlatos adatokból, ill. az „adatok”, helyesebben a szóban levő képződmények egyes fúrásokban mutatkozó hiányából is néhány érdekes következtetést lehet levonni. Előbb azonban meg kell említenünk, hogy a fúrások jórésze a felsőpannoniai üledékekben állt meg, tehát nem tudhatjuk, hogy mélyebben még hány ilyen réteget ütöttek volna át. Ezért nem lehetetlen, hogy másutt is fennáll ez a helyzet, ami pl. Inkén, hogy ti. *tekintélyes mélységben is szárazföldi állapot emlékére bukkannánk*. Ha ez Inkén csupán lokális jelenség volna, könnyen magyarázhatnánk azzal, hogy a geofizikai maximum területén a felsőpannonnak meglehetősen az elején is még kevésbé megsüllyedt, sőt egy időre szárazra került felszín mutatkozott, partszegély-ingadozással, lokális peremi üledékképződéssel. De úgy tűnik, hogy még jónéhány más fúrásban viszonylag mélyen előforduló szárazföldi képződmények sem a felsőpannon legfelső szintjéhez tartoznak (pl. Nagyatád, Lábod, talán Csököly és Csurgó), hanem intrafelsőpannoniai mozgásokról, legalábbis viszonylagos kiemelkedésről és szárazulati állapotról tanúskodnak. Együttesükben az egyéb felsőpannoniai üledékek rendkívül nagy fáciesváltozásaival, homokos, iszapos, agyagos, márgás rétegek sűrű váltakozásával egyértelműen azt jelentik, hogy a *beltő úgyszólván az egész felsőpannonban általánosságban igen sekély volt*, csak helyi viszonylatokban, kisebb-nagyobb medencerészek erősebb és állandósult süllyedésével keletkeztek vastagabb egynemű medencebelseji, mélyebb vízre utaló üledékösszletek.

Az egymás közvetlen közelében mélyített fúrások is igen különböző számban és szintben szolgáltattak, ill. nem szolgáltattak ilyen szárazföldi képződményeket. Ebből a tényből viszont ismét érdekes következtetés vonható le: kisebb a valószínűsége — bár fennáll — annak, hogy *ennyire* lokális képződmények lennének ezek a mocsári rétegek. Arra is kell gondolnunk, hogy egy-egy szárazulati állapot idején a korábbi fázisokban képződött lignites-mocsári képződmények a lepusztulás áldozatai lettek; helyükbe folyóvízi üledékek léphettek, amelyek folyóvízi jellege fúrásokban természetesen nem állapítható meg, hiszen mind a folyóvízi, mind az areális erózió közege ugyanaz a homok volt, ami a beltóban partközeli helyzetben, sekélyvízi elöntés alatt lerakódott.

A mondottak érvényesek a felsőpannon felső szintjének üledékeivel jellemzett időre is. A lignites, mocsári képződmények előfordulását jelző felsorolt adataink többsége erre a periódusra vonatkozik. Ezek már a beltő felsőpannon végi visszahúzódnásának, a partingadozásoknak a nyomai. Mint az említett balatonparti adatok tanúsítják, ebben a térségben is több oszcillációs szakaszt lehet megkülönböztetni. Hogy pontosan hányat, annak megállapítására nehéz lenne vállalkozni. Hogy miért, arra csupán egyetlen példa a sok közül, és a belőle levonható következtetés: a Balatonfenyves és Fonyód környéki, kis területen elhelyezett több mint egy tucat fúrás többségében egyetlen lignites, mocsári szint sem mutatkozott, amelyekben pedig jelentkezett ilyen sáv, azoknak a száma, valamint mélységbeli abszolút és relatív helyzete is különböző. Az ebből levonható helyes következtetés pedig úgy vélem nem annyira az, hogy területileg különböző lehetőségek voltak képződésükre — persze erre is gondolnunk kell —, hanem elsősorban az, hogy keletkezésük után, nemcsak a pliocénban, hanem a negyedidőszak folyamán is, egy részük a *lepusztulás* áldozatává vált. Kortani tagolásra tehát éppen annyira alkalmasak csak, mint pl. a negyedidőszak folyamán a periglaciális területeken megfelelő klimatikus feltételek között képződött fosszilis talajok. Ehhez még az is hozzájárul, hogy posztpannon kéregmozgások különböző mértékben emelhettek ki, vagy süllyeszthették le őket.

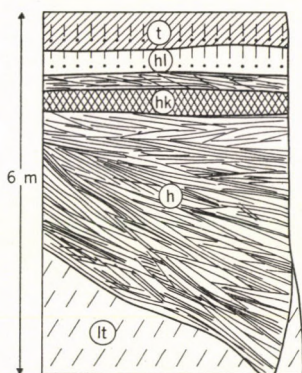
Az említett adatok és a belőlük megfelelő óvatossággal levont paleogeográfiai következtetéseink csak még inkább elismerésre méltóvá teszik BARTHA F.-nek (1959) azokat az eredményeit, amelyek alapján transzgressziós és regressziós mocsári rétegeket tudott elkülöníteni. Ezek egy-egy szárazföldi-édesvízi szakaszt fognak közre. A kiemelkedési szakaszban keletkezett mocsári rétegek édesvízi-szárazföldi, a süllyedési szakaszban képződtek pedig elsősorban csökkentsósvízi faunát tartalmaznak.

A felsőpannoniai beltő visszahúzódnásában, a pannóniai fenék kiemelkedésében térben és időben egyaránt különbségek mutatkoztak. E folyamat kezdetét az oszcillációkra utaló lignites, mocsári rétegek, befejezését pedig a már eróziós-denudációs tevékenységre, ill. folyóvízi-tavi akkumulációra utaló eróziós diszkordanciák, ill. homoklerakódások jelzik egyes helyeken (feltárásban is pl. Fonyódi-hegy, Gombapuszta), vékony, pannont záró agyagpadok („beszikkadási termék”, pl. Hollád, Balatonszentgyörgy) másutt, ahol nyugalmasabb periódusban, védettebb helyzetben szakadt vége a hosszan tartó beltavi állapotnak. Denudációs-eróziós tevékenység eredményeként azonban több helyen a felsőpannoniai *Congeria balatonica* tartalmú rétegek felső szintje tekintélyes vastagságban lepusztult, s mélyebb tagozatok várták az új fejlődésszakasz új folyamatainak, a pannóniai tavi és a negyedidőszaki szárazföldi időszak közé iktatódó, sajátos, átmeneti periódus, a felsőpliocén folyó-tavi állapotnak a beköszöntését, a korábbi szárazulattá válás folyamatának kiteljesedését és végső befejeződését.

3. Felsőpliocén átmeneti szakasz és szárazföldi üledékképződés

Erre a fejlődési szakaszra nagyon kifejező az „átmeneti” jelző használata. A korábban az irodalomban levanteinek, ma helyesen (mert míg a szlavóniai medencében jellegzetes tavi üledékek rakódtak le ekkor, északabbra nem típusos tavi, hanem jórészt szárazföldi üledékek képviselik ezt az

alemeletet) felsőpliocénnek nevezett alemelet *több vonatkozásban is átmeneti jellegű*. A medencefenék kiemelkedését és szárazulattá válását, ezzel párhuzamosan a felsőpannóniai beltó összezsugorodását és résztavakra bomlását eredményező lassú, szakaszos diktiogenetikus mozgások hatása tájunkban abban nyilvánult meg, hogy *a beltó maradványa az előbbieken vázolt oszcilláció kíséretében egyre délebbre nyomult, s a víz végül is a szlavóniai vagy zágrábi medencében gyűlt össze. Ez a folyamat azonban igen lassú, fokozatos, sőt szakaszos volt.*



21. ábra. Felsőpliocén keresztregzett homok jellegzetes települése és rétegződése Balatonkeresztúrtól DNy-ra a Marcali-háton

t = talaj; hl = homokos lösz; h = homok;
hk = homokkőpad;
lt = lejtőtörmelék

A mindenkori partokra azonban állandóan szállították hordalékukat az erózióbázisukhoz É-ről igyekvő folyóvizek. A kiemelő mozgások hatásával egyértelmű volt e folyóvizek szerepe is, amennyiben hordalékukkal töltötték a beltó szegélyét, azt egyre délebbre tolták. A felbomló tó egyes részei között is folydogáló vizek, sekély csatornák voltak a jellemzőek. A tavakban és a csatornáknakban *Viviparus* és *Unio wetzleri* tartalmú homokok és agyagok rakódtak le.

Átmeneti tehát ez a szakasz elsősorban abban a vonatkozásban, hogy a felszínfejlődés folyamata már nem tavi, de főleg kezdetben még az is, még nem egészen szárazföldi, de egyre inkább azzá válik. S ennek megfelelőek az üledékek is: részben még taviak (a felsőpannont gyakran az említett agyag zárja), de főleg és egyre inkább már folyóvizek, amelyek azonban a sajátos körülmények folytán – tekintettel arra, hogy többnyire az erózióbázisuknál, gyakran a partszegélyen a tóban rakódnak le – folyóvízi eredetre utaló zátony- és deltaszerű képződmények (21. ábra).

Többségükre igen jellemző az átlós és keresztregzettség (folyóvízi település), ill. a rétegek erős dőlése (deltaszerű település). Találón nevesíti ezt a sajátos vízrendszert SZÁDECZKY-K. E. és BULLA B. fluviolakusztrikus vízrendszernek, termékét, az annyira jellegzetes felsőpliocén üledéket pedig joggal nevezzük *fluviolakusztrikus üledéknek*.

LÓCZY L. (1913) és CHOLNOKY J. (1918) még nem különítették el ezt a képződményt a felsőpannóniai üledékektől. Felfogásuk nem is tette ezt lehetővé, hiszen a felsőpliocénban sivatagi éghajlatot tételeztek fel, ami nehezen egyeztethető össze a nevezett üledék keletkezési körülményeivel. HALAVÁTS GY. (1911), FERENCZI K. (1924), SZÁDECZKY-K. E. (1938) és főleg SÜMEGHY J. (1940, 1953, 1955) munkássága nyomán vált általánosan ismertté, elsősorban tájunkon kívüli dunántúli területekről. Keletkezése körülményeiről és koráról évtizedek óta folyik a vita a földtani és a földrajzi irodalomban. SZÁDECZKY-K. E. (1938), de még VADÁSZ F. (1960) is a pannóniai emeletet zárja az *Unio wetzleri* tartalmú rétegekkel. A legtöbb geográfus azonban, főként SÜMEGHY J. munkássága óta már felsőpannónnál fiatalabbnak tartja e képződményt (BULLA B. 1962, PÉCSI M. 1962, ÁDÁM L.

1962a, SOMOGYI S. 1962, GÓCZÁN L. 1962, SZILÁRD J. 1962, 1963, MAROSI S. 1962). A vita alapját így inkább az a tény szolgáltatja, hogy igen sajátos ennek az üledéknek a jellege: nagyrészt csaknem homogén (6. ábra), zömében középszemű érdes kvarchomok, és helyenként tekintélyes vastagságú. Lerakódásához tehát egyrészt igen hosszú időre volt szükség, amiben csaknem minden kutató véleménye megegyezik. A főbb problémát az anyag egyneműsége okozza. Ezzel kapcsolatban PÉCSI M. (in: Vita Somogyi S. . . . 1962) fejtette ki azt az értékes gondolatot, hogy a felsőpliocénban a lepusztulástermékeknek is egyveretűnek kellett lennie, ez pedig az akkori éghajlat, az akkori lepusztulásviszonyok vizsgálatát követeli meg. Szerinte olyan száraz-meleg „szavannaszerű” klímáról lehet szó, amelynek hatására a kőzetek mállása fő tömegében csak homokfrakciót produkált. Ezért hiányzik igen gyakran az üledékből a finomabb frakció.

Ez nagyon reális elképzelésnek látszik, legfeljebb még azt tehetnénk hozzá, hogy a felsőpliocén a domborzati különbségek, a reliefenergia kialakulásában is átmeneti jellegű. A lehordás-területek, az Alpok is lassan, fokozatosan emelkednek ki, a pannóniai beltó feneke pedig az északabbi területeken szárazra kerülve még hosszú ideig alig magasodik a D felé visszahúzódtó beltó szintje fölé. Igen alacsony még a Középhegyvidék is (LÁNG S. 1958, PÉCSI M. 1959). Így tehát egyrészt a szárazra került felsőpannóniai homokos üledékek válnak a vízfolyások hordalékaivá, és tehetnek meg D felé hosszabb utat, másrészt a Középhegyvidék alacsony volta, a gyenge esés miatt a vizek energiája kisebb annál, mintsem a durva frakciójú lepusztulástermékeket innen messzebbre vigyék. Tehát a homok mozog, s a hordalék egymásba érő hordalékkúpok, delták formájában rakódik le az erózióbázis közelében, ill. a maradványtavak szegélyein. Ezek azonban időben és térben egyre délebbre nyomulnak. Így É-ről D-re fációsbeli eltolódás mutatkozik. Ezt PÉCSI (in: Vita Somogyi S. . . . 1962) így fogalmazta meg: „A folyamat időben és térben a peremek felől a medence belseje felé hatolt, az anyag az Alpoktól távolodva szemnagyságban finomodik (az alpi előtérben még murvarétegek tagolják a homokot), korban pedig fiatalodik az asti alemeleten belül.”

Mindezekből logikusan következik, hogy míg a horvát-szlavóniai medencében levantei tavi üledékek képződnek, azalatt északabbra, területünkön is ezeknek fációsaként a kereszttrétegzett (asti?) homok rakódik le a domborzat jellegét meghatározó szerkezeti mozgások mértékétől függően igen különböző vastagságban (adatokat l. a rétegtani alfejezetben).

A felsőpliocén nemcsak a felszínfejlődés, az üledékképződés tekintetében átmeneti jellegű, hanem átmeneti az ezeket befolyásoló éghajlata is. Mint BULLA B. (1962) írja: „A tengeri jellegű, szubtrópusi kiegyenlített, csapadékos éghajlat a pannóniai beltó feltöltődésével és zsugorodásával, tehát a medencefenék kiemelkedésével fokozatosan előbb meleg és nedves, később szárazabb — (PÉCSI M. „szavannaszerű” klímája) —, majd mérsékelt kontinentális, végül szélsőséges szárazföldi éghajlattá módosult.” Vagyis a felsőpannóniai szubtrópusi éghajlat átmeneteken keresztül vált a pleisztocén beköszöntésével periglaciális jellegűvé.

A kereszttrétegzett homokot több helyen vékony agyagréteg zárja le, ami részben újabb tavi állapotra utal, részben pedig pangó vizek ártéri üledékeként is felfogható. Bizonyító adatok hiányában ez jelenleg nem dönthető el, de minden valószínűség szerint mindkét lehetőség fennáll. Több helyen

viszont vagy ki sem alakult, vagy a későbbi erózió áldozatául esett ez a képződmény.

Az ekkor lezajlott *óvalachiai tektogenetikus mozgásokra* következtethetünk a kereszttrétegzett felsőpliocén homok különböző vastagságából, fénék- és felső szintjének különbségeiből — bár ez utólagos negyedidőszaki mozgások és a külső erők munkájának a következménye is lehet —, főként azonban a *vulkáni képződményekből*, amelyek a felszínt ért hasadások, repedések mentén ömlöttek szét, ill. területünkön főleg tufa alakjában a Boglári- és Fonyódi-hegyen halmozódtak fel. Feküjük pannóniai, de részben felsőpliocén üledék, ami kortani rögzítésük szempontjából fontos támpont.

A kereszttrétegzett homokra, vagy ahonnan az lepusztult, a pannóniai üledékekre diszkordánsan települt, számos fúrásból előkerült durvább kavicsos folyóvízi üledék megváltozott felszínfejlődési feltételekre, főként megváltozott éghajlatra utal és már a pleisztocén beköszöntését jelzi.

4. A pleisztocén eleji felszínfejlődés emlékei

A pliocén végén fellépő és a pleisztocén elején is tartó szinorogén mozgások nemcsak a bazalt- és bazalttufa-vulkánosság kiváltásával, hanem azzal a fontos következménnyel is jártak, hogy a tájunkon kívüli hegységek, az *Alpok és a Dunántúli-középhegység jelentős mértékben megemelkedtek. Az emelkedés fokozottabb lepusztulásukat, felszínükön az erózió megifjodását vonta maga után.* A hegységek és a medencék közötti szintkülönbség növekedése következtében *fokozódott a folyóvizek energiája.* Egyidejűleg a sajátos pleisztocén eleji éghajlat, a *fagyokozta aprózódás sok durva törmelékkel termelt a hegységekben.* Mindez azzal járt, hogy a *folyók hordaléka durvább lett,* már a kavicsos üledékek is messzebbre jutottak a lehordás-területről. Így tehát jogosnak tűnik a megváltozott fejlődéstörténeti viszonyokra utaló egyik fontos üledékföldtani emlék, a *kavicsos folyóhordalék megjelenéséről számítani a pleisztocént:* megfordítva: a *tájunkban* is jelentkező, többnyire mélyen eltemetett alsó kavicspadokat (2. táblázat) a pleisztocén legidősebb üledékeiként felfogni. Bár az északabbi, az Alpokhoz közelebbi területeken a pleisztocént megelőző időszaki kavicsos üledékek is lehetnek, lényegesnek tűnik azonban, hogy délebbre fácieskülönbséggel számoljunk, s a kavicsokat itt ne tekintsük pliocén korúaknak.

Meg kell mondanunk, hogy a kavicsok korára vonatkozó közvetlen és kétségtelen bizonyítékokkal területünkön nem rendelkezünk. Azokat ID. LÓCZY L. szórványos nyomok (nagyatádi artézi kút fúrása) alapján még inkább a levantei emeletbe sorolta. Hasonlóképpen több kutató a pliocén végére helyezte korábban a Nyugat-Magyarországon nagy kiterjedésben nyomozható kavicsos lerakódásoknak legalább egy részét is (SZÁDECZKY-K. E. 1938, SÜMEGHY J. 1923, 1952, BENEFY L. 1935, STRAUZ L. 1949), az újabb vizsgálatok szerint azonban ezek a kavicsok is zömében, sőt egyes kutatók szerint teljes egészében pleisztocén korúak, főként az Alpok peremétől távolodva (PÉCSI M. 1959, ÁDÁM L. 1962a, SOMOGYI S. 1962, GÓCZÁN L. 1962). Különösen PÉCSI M. (1959), BULLA B. (1962) és ÁDÁM L. (1962a) hangsúlyozták, hogy a durvább kavicsos üledékek megjelenése a pannóniai medencében a pleisztocén kezdetét jelenti.

Ha mindehhez még figyelembe vesszük GÓCZÁN L. (1960a) Tapolcai-mencedében végzett vizsgálatainak eredményeit, amelyek alapján az ottani vastag kavicsstelepeknek legalább egy része szórványos szingenetikus krioturbációs jelenségekkel bizonyítottan pleisztocén korú, akkor ilyen közvetett adatok és analógiák alapján a Belső-Somogyban mutatkozó hasonló görgetettségi értékű (6,2–6,4) kavicsos képződmények is már pleisztocén lerakódások, és egy olyan folyórendszerrel lehetnek kapcsolatosak, amely a felsőpliocén kereszttrétegzett homokok lerakódását követően durvább üledéket produkálva a Kisalföld felől tartott D-nek, a Dráva menti, ill. Dráván túli süllyedékbe. Ez a kérdés pedig egész hazai folyóhálózatunk kezdeteit érinti, ezért talán indokolt kissé túllépni tájunk határait.

Már SZÁDECZKY-K. E. (1938) határozottan kifejtette, hogy a Kisalföldön a pliocén végén a Duna őse nem a mai irányban, hanem D-nek vette útját, a szlavóniai süllyedék felé. Úgy tűnik, helyes ez a véleménye, hiszen a pannóniai beltó visszahúzódását követő fluviolakusztikus vízrendszer, de még inkább annak későbbi, a pliocén legvégét uraló, egyre inkább folyórendszer jellegű változata is már az Ósduna csiráit hordozta magában, még ha korán egyesült is más nagy alpi és kárpáti folyók őseivel. Mind SZÁDECZKY-K. E., mind WINKLER-HERMADEN A. (1957), majd SÜMEGHY J. (1953, 1955) munkássága alapján be is vonult az irodalomba, hogy a levantei alemelet elején még a Kisalföldről D-nek folyt az Ósduna, bár üledékeit és futását a Középhegyvidék vonalánál délebbre nem nyomozták és nem ismerték. Emellett ugyancsak az a vélemény terjedt el a szakirodalomban, hogy még a levantei alemelet végén, a Keszthely–gleichenbergi vízválasztó hátság kiemelkedése és a Duna-völgy Kisalföld–Visegrádi-szoros közti mai völgyének besüllyedése következtében átváltott a Duna mai irányába, s a Visegrádi-szoroson áttörve megjelent a Pesti-síkságon, ahol legidősebb üledékét a Visegrádi-szoros fölötti megszűrés eredményeként a Gödöllői-dombságon elterjedt vastag kereszttrétegzett homokban látták.

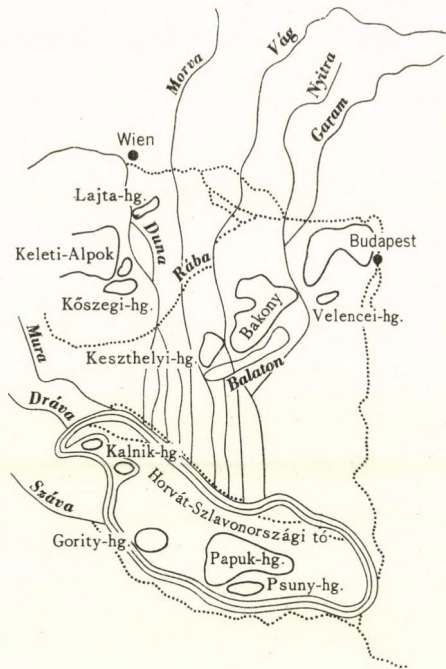
PÉCSI M. új szemléletű, modern módszerekkel végzett részletes Duna-völgyi kutatásai (1956, 1959) többek között azzal az eredménnyel jártak, hogy a Duna a Kisalföld–Budapest közötti szakaszán fiatalabb, mint korábban vélték, a Pesti-síkság legidősebb, biztosan dunai eredetű kavics-hordalékkúpja sem idősebb pleisztocénnál. E vélemény kialakulásához az is hozzájárult, hogy KRETZOI M. a *Mastodon borsoni*-t a levantei alemeletből a pleisztocén elejére helyezte át. Ezzel egyidejűleg felmerült annak a valószínűsége is, hogy a gödöllői kereszttrétegzett homok nem dunai, hanem főként kárpáti származású.

Időközben ÁDÁM L. (1959) a Móri-árokban végzett vizsgálatok alapján az ott igen kiterjedt kavicsstelepeket a bennük talált molluszka fauna alapján ugyancsak pleisztocén korúaknak, összetételüket figyelembevéve pedig kárpáti származásúaknak (Vág, Nyitra, Zsitva) tartotta. Ezzel újabb vitalétezőség adódott. Tekintve, hogy a Szlovákiából a Móri-árok felé igyekvő pleisztocén eleji folyók nem keresztelheték a Kisalföldről a Visegrádi-szoros felé tartó Dunát, két lehetőség maradt: vagy a móri-árki kavicsok nem kárpáti, hanem helyi, bakonyi eredetűek (PÉCSI M.), vagy a pesti-síksági hordalékkúp legidősebb része is még fiatalabb. ÁDÁM L. igyekezett összhangba hozni a látszólagos ellentmondásokat, s pontosabb meghatározásra törekedve a móri-árki kavicsokat gүнz I., a pesti-síksági legidősebb kavicsokat pedig gүнz II. korúaknak, következésképpen a Duna Kisalföld–

Budapest közötti szakaszának kialakulását, az átváltást gүнз I—gүнз II. interstadiálisban végbement folyamatként értelmezte.

A kérdésben újabb fordulatot hozott GÓCZÁN L. (1960a) Tapolcai-medencében végzett vizsgálatainak eredményeit tartalmazó tanulmánya. Szerinte az ott előforduló nagy tömegű kavics a PÉCSI M. által felismert fedett (belső) krioturbációs jelenségek tanúsága szerint pleisztocén kori, görgetettségi értéke (6,1—6,6) alapján pedig a Dunához hasonló. Tekintettel viszont arra, hogy az átváltáshoz a Tapolcai-medencéből a Visegrádi-szoros felé kevésnek tűnik a gүнз I—gүнз II. interstadiális időtartama, GÓCZÁN L. feltételezte, hogy a Tapolcai-medence kavicsanyagát a gүнзöt megelőző, az Alpokból ismeretes Duna-glaciális idején rakta le az Ósduna. Ilyen elképzelés alapján a kárpáti folyóktól lerakott móri-árki kavicsok is Duna-glaciális korúak lehetnek, s valóban elegendő idő állt rendelkezésre ahhoz, hogy a Duna-glaciális és a gүнз eljegesedés között végbemenjenek azok a fontos, nagyméretű, kéregszerkezeti mozgásoktól kiváltott paleohidrográfiai változások, amelyek eredményeként a Duna felvette mai fő futásirányát.

Mindezek alapján feltételeztük, hogy a Tapolcai-medence folytatásában, a Balatontól D-re, a Nagyberek és a Dráva közötti területen is előfordulnak az É-i part kavicsainak megfelelő üledékek. Vizsgálataink kezdetéig ugyanis csak homályos sejtések voltak erre vonatkozóan, inkább logikai megfontolás alapján álló feltételezések. A leghatározottabb még SÜMEGHY J. volt ebben a vonatkozásban, aki egy a piacensai szint (felsőpliocén alsó tagja) ősi folyóhálózatát feltüntető térképvázlatán (1955) néhány vízfolyást át-



22. ábra. A folyóhálózat hipotetikus képe a Dunántúlon SÜMEGHY J. (1955) szerint a piacensai emeletben

vezetett területünkön (22. ábra). Feltevését azonban adatokkal nem támasztotta alá. Egyébként is a Dunát Zalán keresztül vezette le a szlavóniai tóba, míg a Kisbalatontól D-re levő vonalban a bifurkáló Morvát, a Tapolcai-medencén és a Nagyberek D-i folytatásában pedig az ugyancsak ágakra szakadt Vágot, amely Külső-Somogyban egyesült szerinte a Móri-árkon átfolyt Nyitra-Garammal.

Úgy tűnik, ez a kép valóban a felsőpliocénra vonatkozóan lehet egy hipotézis, amelynek valóságát későbbi kutatások feladata eldönteni. Felsőpliocén kereszttrétegzett homokok ugyanis valóban igen elterjedtek a Dunántúlon, és a főleg lepusztulással jellemzett piacensai meg az elsősorban felhalmozódásos asti szakaszokban nagyon változatos, kusza folyóhálózat alakulhatott ki. A hordalékminőségben bekövetkezett változással (kavicsos üledék) jelzett pleisztocén beköszöntésekor azonban már irányítottabb és más jellegű volt a folyóhálózat, mint ahogy azt SÜMEGHY J. feltételezte.

A Tapolcai-medencében elterjedt kavicsok D-i folytatását keresve, több száz belső-somogyi mélyfúrás rétegsorát tanulmányoztam. A fúrásokban jelentkező kavicsos összeteteket a 2. táblázat tünteti fel. A fúrások területi eloszlása, sajnos, nem a legszerencsésebb, de így is lehetőség nyílik néhány következtetés levonására.

A kavicsot tartalmazó fúrások térképre helyezéséből (8. ábra) meridionális, pásztság, ill. mederlefutást jelző irányok rajzolódnak ki. Az egyiknek a futása: Balatonfenyves—Táska—Csököly—Gige—Szentborbás, a másiké: Balatonmária—Balatonkeresztúr—Marcali—Böhönye—Segesd—Beleg—Nagyatád—Háromfa—Babócsa. Lehetséges, hogy e kettő közé iktatódó medret jelez a Somogyszentpál—Kutas—Lábod—(Görgeteg—) Barcs vonal. A szórványos adatokból a Marcali-háttól Ny-ra is sejthető egy kisebb meder Balatonszentgyörgy—Tapsony—Segesd—Somogyszob—Bolhás—Bolhó vonalon.

Természetesen a mélyben levő, kavicssal jelzett irányok csak hozzávetőlegesen jelölhetnek medreket, hiszen egyrészt kevés az adatunk, másrészt a süllyedő belső-somogyi térszínen bizonytalanabb is lehetett a vizek lefutása, mintsem hogy nyílegyenes meridionális irányokban rendeződjenek a kavicsok. Valószínűleg közelebb járunk az igazsághoz, ha a Duna mai alföldi völgyéhez hasonló helyzetet tételezünk fel, medervándorlásokkal, völgykitöltő üledék térszíni viszonyoktól függően különböző vastagságú felhalmozódásával. Az is nyilvánvaló, hogy amíg a medrekben kavicsos, addig a mederszéleken, ártereken finomabb, homokos, iszapos üledékek halmozódtak fel egyidejűleg is.

Ez volt tehát a pleisztocén eleji hordalékkúp-építés kezdeti, kavicssal is jellemzett szakasza. Az anyag úgyszólván teljes egészében kvarc, elvétve jeleznek benne egyéb, karbonátos és magmatikus vagy metamorf kőzetekből származó kavicsot. A szemcseösszetételre vonatkozóan leggyakrabban az „apró” jelző szerepel a szelvényleírásokban, de előfordul néhol a „durva” jelző is. Konkrét adat a szemnagyságra vonatkozóan csak néhányszor szerepel (2. táblázat). Lényeges ismérv a szelvényleírásokban gyakran előforduló „gömbölyű”, „koptatott” megjelölés, ami az anyag erős görgetettségi fokára utal.

Mindezek alapján úgy vélem — mint már korábban is kifejtettem (MAROSI S. 1960, 1962) —, hogy a belső-somogyi fúrások alsó szintjében előforduló kavicsokat párhuzamba lehet állítanunk a Tapolcai-medencében ismert kavi-

csokkal, s az Ósduna pleisztocén eleji (Duna-glaciális) emlékeként értelmezhetjük. Ekkor e nagy folyórendszer még a szlavóniai süllyedékig szállíthatta D felé egyre finomodó üledékét, s ilyen meggondolások alapján a Dráva mentén a fúrások alsó szintjében, mélyen a felszín alatt előforduló kavicsot is predrávainak, az Ósduna szórványos üledékmaradványának tekinthetjük, amire csak később települt a süllyedő térszínen a Dráva tekintélyes vastagságú hordaléka.

Említést kell tennünk arról, hogy újabban kételyek merültek fel a Tapolcai-medencében GÓCZÁN L. (1960a) által pleisztocén korúnak ítélt kavicsok eredetével és korával kapcsolatban (PÉCSI M. 1962a). Felvetődött e kavicsok abráziós eredetének lehetősége. A fedett krioturbációs jelenségekről pedig az a vélemény alakult ki, hogy azok csak a pleisztocénban a lejtőn áthalmazott kavicsokban figyelhetők meg. Régóta megválaszolatlan kérdés a kavicsos üledékekben a bazaltkavicsok hiánya. PÉCSI M. Burgenlandból is hasonló sztratigráfiai helyzetű, közettani összetételű és görgettségű kavicsokról hozott hírt.

Mindezek a kételyek fennállhatnak, azonban ismeretükben sem hanyagolhatunk el néhány szempontot. A Tapolcai-medencén belül maradványok azt, hogy ha abráziós eredetűek is lennének mai formájukban e kavicsok, azokat megelőzőleg folyórendszer szállította a partszegélyre, mégpedig minden valószínűség szerint É-i, ÉNy-i irányból (ÁDÁM L. vizsgálatai szerint Mosonbánfalva, Fertőbóz—Fertőszéplak, Szombathely környékén 6,4—6,8 görgetettségi értékű kavicsok nyomozhatók részben eredeti településben, részben áttelepített formában), hiszen Ny felé semmilyen kapcsolatot nem mutatnak. Még inkább ezt kell mondanunk a Belső-Somogyi mélyfúrásokkal feltárt kavicsokról, amelyek határozott, széles, É—D-i irányú, szerkezetileg is meghatározott pásztában fordulnak elő. Származás-helyüket ezért csak É felé kereshetjük, lineáris pásztához kötött megjelenésük pedig önmagában is folyóvízi eredetre utal. Mivel sem a pásztától Ny-ra, sem attól K-re nincs kavicselőfordulás, Belső-Somogyi fúrásaiban pedig a homokos és még finomabb pannóniai üledékekből sem ismeretes kavicsos réteg, a *Belső-somogyi kavicsok csak a Tapolcai-medence felől érkezhettek*. Ha pedig a Tapolcai-medencében levő kavicsos idősebbek is lennének a pleisztocénnál, az azokat *eredetileg*, az esetleges abráziós átformálás előtt lerakó vízrendszer időben nyilván eltolódva, azaz később jelent meg Belső-Somogyban, követve hordalékkúpjával a szlavóniai süllyedék felé fokozatosan visszahúzódó beltavat. Ez a későbbi időpont pedig már minden valószínűség szerint a pleisztocén legelejére esett, hiszen ekkorra érte el a D felé visszavonuló, összezsugorodó beltó É-i szegélye a Drávától D-re levő süllyedéket. Ez azt jelentené, hogy D felé úgy nyilvánult meg fáciásváltozás, hogy amíg Belső-Somogyban a keresztretegzett homok rakódott le, az idő alatt északabbra már a kavicsos üledék, s csak azután került sor D-en is kavicsos hordalékkal jellemzett folyóvízi tevékenységre. Mindehhez hozzávéve, hogy Belső-Somogyban a kavicsos üledék szintén a keresztretegzett homokra települ, a vázolt fejlődésmenet tűnik a leginkább plauzibilisnak. A burgenlandi és nyugat-magyarországi kavicsokat, meg a Tapolcai-medencéből ismert kavicsokat pedig természetesen nem egy folyótól kell származtatni. Hasonló görgetettségük vagy a nagyjából azonos hosszúságú megtett útra, vagy az utólagos partszéli mozgásra, vagy mindkét okra vezethető vissza.

Meg kell még jegyeznünk, hogy a pleisztocén eleji — a kavicsos hordalék alapján viszonylag nagy energiájú — ősfolyó jelentékenyen, de különböző mértékben *letarolta a felsőpliocén üledékeket*; azokra diszkordanciával települnek a kavicsos összletek. Ugyancsak ezzel a folyóvízi tevékenységgel lehet kapcsolatban a szomszédos Külső-Somogyi-dombságon (SZILÁRD J. 1963) és általában folyóvizektől kevésbé érintett területeken jellegzetes pleisztocén eleji *vörösayag hiánya* Belső-Somogyban.

Adatok hiányában ma még sajnos nincs tudomásunk arról, hogy *tájunk Ny-i részén* milyen fejlődéstörténeti események zajlottak le a pleisztocén kezdetén. Csupán azt tudjuk, hogy ott is *vastag folyóvízi üledékek* települnek a pannóniai rétegek fölött, amikből azonban *durvább kavicsos üledékeket mind ez ideig nem ismerünk*. Fauna- és egyéb adatok hiányában a felsőpliocéntól úgyszólván az újpleisztocén kezdetéig csupán változatok kifejlődésű folyóvízi, kisebb részben tavi üledékekről, helyenként azokat megszakító folyamatokra utaló diszkordanciákról van tudomásunk, de ez újabban végbement folyamatoknak a tárgyalására később térünk még vissza.

5. *A belső-somogyi hordalékkúp-képződés nagy szakasza (günz-riss)*

a) Míg a pleisztocén kezdeti szakaszára a durvább üledékek a jellemzőek, ami nagy kiterjedésű hegységi vízgyűjtőre és jelentős energiával rendelkező folyóra, ill. folyórendszerre utal, a pleisztocén alsó tagozatához tartozó *kavicsos képződmények fölött tekintélyes vastagságú, finomabb szemcséjű, főként homokos, kisebb részben agyagos, iszapos üledékek települnek*. Helyes értelmezésük, belőlük a felszínfejlődéstörténeti események rekonstruálása ismét megkívánja, hogy kissé túl nézzünk tájunk határain.

A korábban mondottak alapján arra kell gondolnunk, hogy a Duna-glaciális és a günz eljegesedés közötti időben, a valachiai mozgások hatására kialakult a Kisalföld—Visegrádi-szoros—Budapest közötti Duna szerkezeti völgye, az ottani süllyedéssel egyidejűleg kiemelkedett a Keszthely—gleichenbergi, helyesebben Sümeg—gleichenbergi (GÓCZÁN L. 1960a) vízválasztó hátság. Az Ósduna nyilvánvalóan nem hirtelen váltott át, egy ideig finomabb hordalékával még átfolyt területünkön.

b) A Duna átváltását előidéző szerkezeti mozgások Belső-Somogyban is fontos felszínformálódási folyamat elindítói voltak. Nagyjából *a mai Felső-Kapos vonalában, a Középhegyvidék csapásával párhuzamosan egy tekintélyes méretű árok süllyedése kezdődött meg. Ez a süllyedék azután egészen a Balaton-árok besüllyedéséig erózióbázisként szerepelt, s benne igen vastag, helyenként több mint 100 m-es üledék halmozódott fel*. Kezdetben, rövid ideig még az Ósduna is szállíthatott bele üledéket. Főként azonban csak a Sümeg—gleichenbergi vízválasztó kialakulása után a vízválasztó környékéről, a Középhegyvidékről, a Tapolcai-medencéből D-nek irányuló vízfolyások erózióbázisa lett.

Mint már korábban rámutattam (MAROSI S. 1960, 1962), *ez a süllyedék nem korlátozódik Belső-Somogy területére*. Több mint másfél évtizede a Dél-Mezőföldön mutattam ki egy tekintélyes vastagságú folyóvízi üledékkel kitöltött, a pleisztocén első felében helyi erózióbázisként szereplő süllyedéket (MAROSI S. 1953). ÁDÁM L. (1960) a Tolnai-dombság D-i részéről, a

Völgység területéről ismertetett 100 m-t meghaladó vastagságú pleisztocén összletet. SZILÁRD J. (1960, 1962, 1963) Dél-Külső-Somogyból írt le ugyancsak helyenként 100 m vastagságot meghaladó alsó- és középsőpleisztocén üledéket. Ezek ismeretében, a belső-somogyi mélyfúrásadatok értékelése alapján az volt a véleményem (MAROSI S. 1960, 1962), hogy *egy csaknem összefüggő, tekintélyes méretű, a középhegységi fő csapásirányt követő, pleisztocén árkos süllyedékről van szó, amely Dél-Zalától a mai Felső-Kapos mentén Belső- és Külső-Somogy területén át a Völgységben és a Dél-Mezőföldön is fellelhető. Ide számítottam a Kalocsai-süllyedékben több szerzőtől, újabban PÉCSI M.-tól (1957) leírt alsó, még nem dunai eredetű folyóvízi összletet is, sőt azt is feltételeztem, hogy tovább követhető a süllyedék a Duna—Tisza között abban a mélyárokban, amelyet SÜMEGHY J. a geofizikai minimumok alapján Kiskőrös—Kiskunfélegyháza—Csongrád vonalában mutatott ki. Dél-Zalától a Kalocsai-süllyedékig terjedő dunántúli szakaszát Felső-Kapos—kalocsai süllyedéknek neveztem, külső-somogyi részét SZILÁRD J. előbb (1962) Óskapos-árok, majd (1963, 1967) Dél-külsősomogyi-süllyedék néven írta le.*

A Felső-Kapos—kalocsai süllyedéknek a *mélyszerkezettel való egyértelmű kapcsolatára utal, hogy iránya nemcsak a „paleogén” vonal, a Magyar-középhegység fő DNy—ÉK-i csapásával esik egybe, hanem közelebről azon a vonalon helyezkedik el, ahol a geofizikai mérések is minimumokat jeleznek (VAJK R. 1943, SCHEFFER V.—KÁNTÁS K. 1949), ill. ahol KÖRÖSSY L. (1963) „mély rögvonulatai” helyezkednek el (Csurgoi mély rögvonulat, Kálmánca—ormánsági mély rögvonulat É-i része, Naki mély rögvonulat, Kiskőrös vidéki mélyvonulatok). Ugyancsak a mélyszerkezeti viszonyok tükröződnek abban, hogy az ÉK—DNy-i csapású árok nem egységes, hanem különböző részei különböző vastagságú folyóvízi üledékekkel vannak kitöltve. Ebben az játszik szerepet, hogy a csapásirányra merőleges haránttörések felszabdalták, s az azok mentén különböző mélységbe süllyedt rögdarabok szolgálják az alapzatot. Hasonló véleményre jutott SZILÁRD J. is Külső-Somogyban (1963), amikor rámutatott, hogy a meridionális völgyek vonalában mélyebb vápák, a meridionális hátak vonalában magasabban fekvő, tehát vékonyabb pleisztocén üledékekkel fedett pannon rögök alkotják a süllyedék alapzatát.*

A továbbiakban még két, szerkezeti vonatkozásban érdekes jelenség tűnik szembe a fúrásadatok tanulmányozása során. Egyrészt az árkos süllyedék hosszirányában *ÉK-ről DNy felé, másrészt rá keresztirányban É-ről D felé kivastagszik a pleisztocén üledék (5. ábra)*. Előbbi tényben hasonló előidéző okok hasonló következményeit kell látnunk, mint a süllyedéket É-ről határoló pászta, a Németkér—Pincehely—Igal—Inke geofizikai maximummal jelzett sorozat tagjainak DNy felé való mélyebb szintbe kerülése, vagy a Velence—Balaton menti kristályos alapzat DNy felé egyre mélyebbre süllyedése esetében láttuk (2. ábra). Sőt, ugyanez a helyzet a Mecsek—Zselic (Kaposvár környéke, Szigetvár)—Babócsai (Görgetegi) — a Felső-Kapos—kalocsai süllyedéket D-ről kísérő — magas helyzetű rögvonulat esetében is. A hosszanti csapásirányú pászták az őket feldaraboló harántvetők mentén DNy felé egyre mélyebbre süllyedtek, s ez a tendencia nemcsak a harmad-, hanem a negyedidőszakra is érvényesnek tűnik.

Az É-ről D felé egyre mélyebb szintbe történt levetődést hasonlóképpen az alaphegység szerkezeti viszonyaira vezethetjük vissza. Ez a törvényszerűség

a mai felszíni képből különösen szépen mutatkozik meg Külső-Somogy K-i felében (SZILÁRD J. 1963, 1967), ahol a Balatonnal párhuzamos völgyek (Jaba, Kiskoppány, Koppány, Kapos) közötti táblák É-i peremei magasak, meredek és D felé enyhén lejtnek, egyre mélyebb szintbe kerülnek. Belső-Somogyban a Marcali-háton lehet ezt a jelenséget a felszínen is tapasztalni. De ez a helyzet a Felső-Kapos—kalocsai süllyedékben is: D felé egyre kivastagszik benne a pleisztocén üledék, majd viszonylag hirtelen kerül ismét magasra D-i peremén a pannóniai összlet (5. ábra).

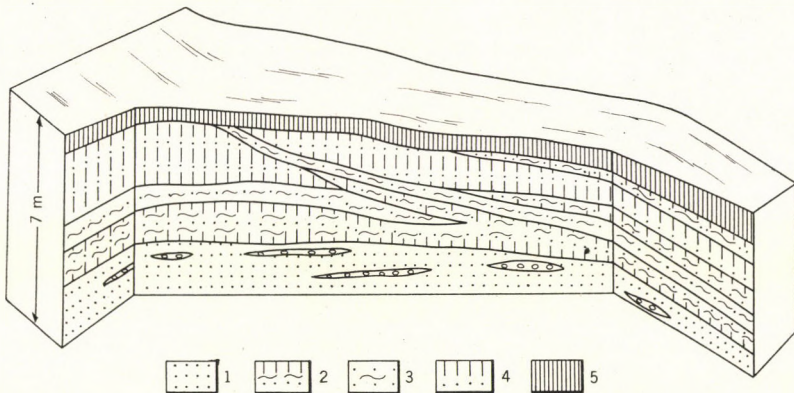
c) Míg tehát a pleisztocén legelején a Dráva menti süllyedék volt az É-ről érkező vizek erózióbázisa, nem sokkal később, még az alsópleisztocénban annyiban változott a paleohidrográfiai helyzet, hogy északabbra új erózióbázis alakult ki. De a vizek futása nemcsak D-en rövidült ezáltal meg, hanem É-on is, tekintve, hogy elveszett a vízgyűjtő terület jelentős része, miután nemcsak a Duna foglalta el a Kisalföld—Visegrádi-szoros közti szakaszát, hanem a Sümeg—gleichenbergi vízválasztó kialakulásával ÉNy-Magyarország vízhalózata is fokozatosan É felé fordult. A vízválasztótól D-re továbbra is területünk felé igyekvő folyóvizek finomabb hordalékkal folytatták és teljessé tették a belső-somogyi hordalékkúp építését.

A hordalékkúp-anyag finomabb szemcseösszetételét az is okozta, hogy a vízgyűjtő legmagasabb részei is még sokkal alacsonyabban helyezkedtek el mint ma, ezáltal a folyók esése kisebb, ebből következően energiája korlátozott volt. LÁNG S. (1958) és PÉCSI M. (1956, 1959) meggyőző érvekkel igazolták, hogy a Dunántúli-középhegyvidék a pannóniai beltó elvonulása óta átlagosan 300 m-t emelkedett, s hasonló eredményekre jutott az Északi-középhegyvidéken végzett munkálatai alapján SZÉKELY A. (1961) is. Nem bizonyult tehát helyesnek LÓCZYNAK (1913) és CHOLNOKYNAK (1918) az a véleménye, mely szerint a Középhegyvidék már a pliocénban is olyan magas volt mint ma, s déli előtere, a Balaton környéke is a pliocén legvégén 250—300 m tszf-i magasságú terület volt.

Kétségtelenül nehéz ma már a Dunántúli-középhegyvidék felől D-re irányuló alsópleisztocén kori vízfolyások esésviszonyait, egyáltalán a felszín lejtését, a reliefenergiát rekonstruálni. Az üledék minőségéből — még ha figyelembe vesszük is, hogy jórészt a homokos vagy még finomabb frakciójú pannóniai felszínekről gyűjtötték a folyók üledéküket — csak azt a következtetést vonhatjuk le, hogy ebben az időszakban korántsem volt akkora szintkülönbség a Középhegyvidék és Belső-Somogy felszíne között, mint ma. A fennmaradt üledékekből arra következtethetünk, hogy egészen a középleisztocén végéig átfolytak a vizek É-ről a mai Balaton-árkon tovább D felé, a Felső-Kapos—kalocsai süllyedék belső-somogyi szakaszáig, mint erózióbázisig, amelynek Ny-i vége azonban Csurgó táján elérte a mai Dráva vonalát. A Nagyberek és a Marcali-hát D-i folytatásának sávjában, Babócsa—Csokonyavisonta—Szigetvár vonalában egy DNy—ÉK-i csapású, geofizikai maximummal is jelzett pásztában viszont egy magasabb helyzetű küszöb alakult ki a Felső-Kapos—kalocsai süllyedék és a Dráva által ekkor elfoglalt Babócsa alatti Dráva-völgy szakasz között. A kiemelkedő küszöbről kétirányú lepusztulás indult meg egyrészt É-ra, a Felső-Kapos—kalocsai süllyedék, másrészt D-re, a Dráva-völgy felé. Ennek eredményeként itt úgyszólván az egész pleisztocén eleji, sőt a felsőpliocén rétegsor is lepusztult, s a fokozatosan kiemelt felszínen ma is már 10—20 m mélységben (Csokonyavisonta) vagy legfeljebb 30 m mélyen (Görgeteg) a pannóniai

rétegekbe jutott a fúró. De még a belső-somogyi viszonylatban igen vékonyknak számító pleisztocén összlet is főleg futóhomok, löszös és deráziós üledék: a korábbi hordalékkúp anyagának csak foszlányai maradtak.

d) Az É felől érkező és hordalékkúp-építő folyók a hosszú, de kortanilag nem tagolható alsó- és középpleisztocén folyamán úgyszólván egész Belső-Somogyot bekalandozták. Lapos felszínen ágas-bogas vízrendszer volt ez. A lerakó-

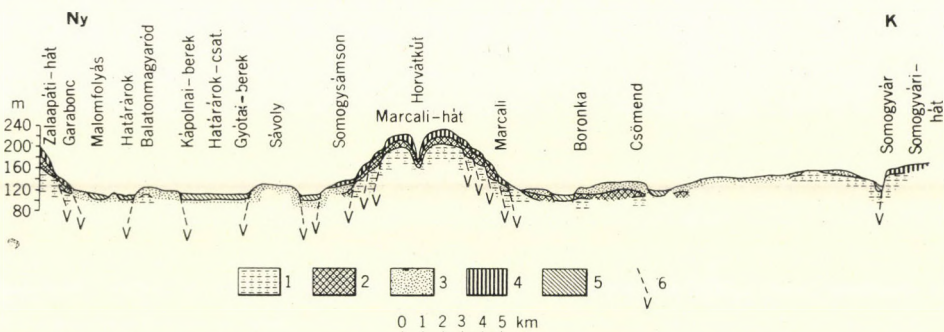


23. ábra. Szelvény Sógátpusztán a homokfejtőben

1 = pleisztocén murvasávós, ill. -lencsés folyóvízi homok; 2 = zömében löszfrakciójú lejtőüledék; 3 = zömében homokfrakciójú lejtőüledék; 4 = homokos lösz; 5 = talaj

dott üledék viszonylagos *egyneműsége*, főleg pedig a *durvább frakció hiánya vagy elenyésző részesedése* (10. ábra) nem teszi lehetővé a folyóágak futásirányának kijelölését, ami hordalékkúp-felszíneken nagyon természetes jelenség.

Szemszerkezeti vizsgálatokat pedig csak a felső 10 m-es, tehát általában fiatalabb üledékekből vett többszáz mintán végeztünk. Ezek eredményeiből itt csak annyit jegyzek meg, hogy egyértelműen *kitűnik a szemcsék D felé való finomodása*. Az anyagvizsgálatok részletesebb értékelésére, az eredményekből levonható következtetések tárgyalására később térünk vissza.



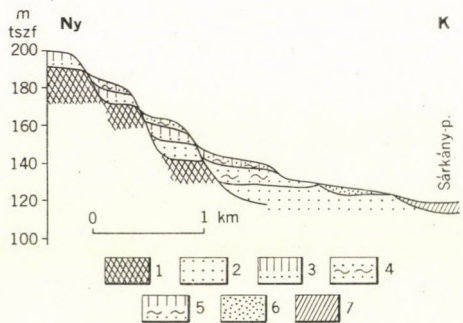
24. ábra. Ny—K-i irányú szelvény Belső-Somogyon keresztül

1 = felsőpannoniai üledékek (homok, agyag); 2 = felsőpliocén kereszttrétegzett homok; 3 = pleisztocén folyóvízi homok, általában aprókavicsos, felszíne szélfújta, gyakran kovárányos, krioturbiációs jelenségekkel; 4 = pleisztocén lösz, homokos lösz, löszös homok, a lejtőkön rétegzett lejtőüledék; 5 = alluviális üledékek (homok, iszap, agyag, tőzeg, tőzepsár); 6 = vetőzóna

e) Annyi megállapítható, hogy a *hordalékkúp-építés fő szakaszában* nemcsak a mai homokfelszíneken, tehát a Nagyberek és a Kisbalaton D-i folytatásában, hanem a *Marcali-hát nagy részén is folyóvízi tevékenység volt a jellegzetes*. Erre következtethetünk közvetlenül abból a tényből, hogy a löszös-deluviális takaró alatt, a pliocén rétegek fedőjében Marcalitól D-re úgyszólván lépten-nyomon megjelenik mind a fúrásokban, mind a feltárásokban a folyóvízi üledék (23. ábra). Csupán a Marcali-hát É-i, de a Balatont csak 2–3 km-re megközelítő felében hiányzik a pleisztocén folyóvízi összlet. A hát Ny-i és K-i peremén azonban itt is jelentkezik, *csupán a legmagasabb központi részeken nem lehetünk nyomára* (24. ábra). Könnyen levonhatnánk tehát azt a következtetést, hogy ez a felszín a pleisztocén kezdete óta — ha nem is jelentős mértékben — környezete fölé emelkedett, ami érthető is lenne, hiszen a Balaton É-i partján Ny-ról és K-ról egyaránt medencékkel keretezett magasabb Keszthelyi-hegység egyes D-i folytatásában helyezkedik el, s mind Ny-ról, mind K-ról ugyanazon meridionális irányú szerkezeti vonalak mentén emelkedett ki, mint a Keszthelyi-hegység. Megfontolandó ellenérv azonban felhozható a Marcali-hátnak a folyóvizektől való mentesülése ellen. Hiányzik ugyanis a pliocén fedőjéből a Dunántúl nem erodált felszínein, így pl. a szomszédos Külső-Somogy alsópleisztocénban is viszonylag magasabb helyzetű meridionális hátjain előforduló pleisztocén eleji vörösgyag, legalábbis a legszorgosabb kutatással sem sikerült ezt a sajátos képződményt eddig sehol sem megtalálni.

Ebből arra következtethetünk, hogy vagy hiányoztak képződésének feltételei — s a klimatikus feltételek aligha, inkább arra kell gondolnunk, hogy folyóvízi tevékenység volt a jellemző felszínén az alsópleisztocénban —, vagy ha kialakult itt is ez a sajátos képződmény, akkor a későbbi denudáció áldozata lett. A lepusztítást azonban a legvalószínűbben csak folyóvíz végezhette, amely arra is képes volt, hogy a nyilván eleve korlátozottan kialakult vörösgyagnak még a nyomát is eltüntesse az egész környező területről. Deráziós, lejtős folyamatok csak a lejtők lábáig vihették volna, ahol áttelepített formában meg kellene találnunk.

Úgy tűnik, ezek után már csak arra a kérdésre kell ezzel kapcsolatban választ adnunk, hogy a Marcali-hátot is feltételezett alsó- ill. középleisztocén kori eróziós tevékenységet folytató vizek nyoma, üledéke miért hiányzik a hát említett magasabb részein. Úgy vélem, a laza folyóvízi homok a pleisztocén későbbi szakaszaiban, *a fokozottabb ütemben kiemelkedő hát felszínéről deráziós anyagáttelepítéssel, szoliflukcióval, lejtőleomosással könnyedén lepusztulhatott, s lekerülhetett a hát alacsonyabb peremi szintjeire, ahol — mint később látni fogjuk — nagy mennyiségű lejtőüledék halmozódott fel* (25. ábra).



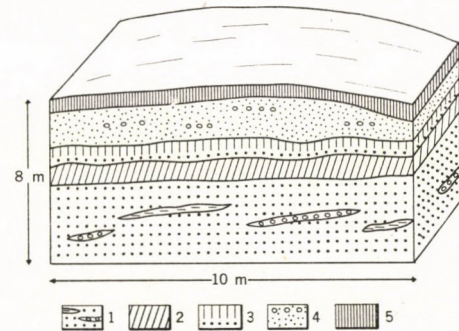
25. ábra. Szelvény a Marcali-hát K-i lejtőjén Marcalitól É-ra

- 1 = felsőpliocén keresztretegzett homok;
 2 = pleisztocén folyóvízi homok; 3 = homokos lösz; 4 = zömében homokfrakciójú lejtőüledék; 5 = zömében löszfrakciójú lejtőüledék; 6 = futóhomok; 7 = alluvium

f) A Marcali-háttól Ny-ra, a Kisbalaton D-i folytatásában a felszínen vagy a felszín alatt csekély mélységben ugyancsak folyóvízi üledék a legelterjedtebb képződmény (26. ábra). Alapja a legkülönbözőbb mélységben fekvő, felszínre csak Komárváros téglagyárának fejtőjében bukkanó pannóniai homokos, agyagos, ill. felsőpliocén kereszttrétegzett homokból álló összlet. Ezen a területészen jóval kevesebb mélyfúrásadattal rendelkezünk, mint a Marcali-háttól K-re. Így nincs tudomásunk mélyebb szintekben előforduló kavicspadokról. Feltehetőleg ilyeneknek is elő kell fordulniuk ott, mert Sármellék környékén, Galambok K-i határában és Komárvárosban

ismerünk átlagosan 0,5–1,0 cm \varnothing -jú kvarckavicsot, a felszínről, ill. a felszín közvetlen közeléből, több helyen pedig a szántásokon maradóktakaró formájában mutatkoznak. Eredetüket a középleisztocén Zalával hozzuk kapcsolatba, mert görgetettségi értékük azonos vagy hasonló, mint északabbra a Zala teraszait felépítő kavicsoké (4,5–4,6). Más kérdés, hogy a Zalának nincsenek eredeti kavicsai, hanem azokat a vízgyűjtőjéhez tartozó – más folyóktól, főleg a Rábától felépített – hordalékkúp-anyagokból gyűjti, vagyis öröklött kavicsokat hord.

Feltételezve, hogy az alsó szintek folyóvízi üledékei ezen a területen is pleisztocén eleji ősfolyók, esetleg ősdunai mellékágak lerakódásai lehetnek, a jelenlegi adatok alapján megnyugtatóan csupán a pleisztocén középső része fejlődéstörténeti esemé-



26. ábra. Kiskomárom ÉK-i szélén, a kanizsai út melletti feltárás szelvénye

1 = murva- és iszapleccsel tagolt folyóvízi homok; 2 = sárgásszürke iszapos rétegzett lösz; 3 = homokos lösz (sok *Helix*-szel); 4 = sárgásbarna középszemű futóhomok kevés kvarcemurvával; 5 = talaj

nyeire vonatkozóan mondhatunk véleményt. Ehhez a Zala türjei kaptúrájának kérdését kell felelevenítenünk, amiről már ID. LÓCZY L. és CHOLNOKY J. megemlékezett, később pedig részletes teraszvizsgálatok alapján KÉZ A. (1943) kortanilag is igyekezett rögzíteni.

Eszerint a Zala a IV. sz. terasz felkavicsolódása idején, KÉZ A. véleménye szerint a mind eljegesedés folyamán Türjénél már bifurkált egyrészt D-nek kanyarodva, másrészt még a mai Marcal-völgy felé. A lefejezés befejeződését KÉZ A. a riss–würm interglaciálisra helyezi, mivel a III. sz. terasznak szerinte a riss eljegesedés idején bekövetkezett felkavicsolását a következő interglaciálisban olyan mérvű bevágódás követte, ami csupán klimatikus okokkal nem magyarázható, hanem abban lényeges szerepet játszott az erózióbázisnak, szerinte a Balaton medencéjének a sülyedése. És éppen ilyen bizonyíték alapján helyezte ő is a Balaton medencéjének kialakulását a riss–würm interglaciálisra. Ez utóbbi kérdésre még vizsgatérünk, most csak annyit jegyzek meg, hogy a bifurkáció, vagyis gyakorlatilag a KÉZ A. szerint hosszú ideig tartó lefejezési folyamat kezdetétől a riss–würm-interglaciálisban végbement kiteljesedéséig eltelt időszak eseményeit nem értékelte. Nem derül ki tanulmányából, hogy

hová folyt szerinte a Türrjétől már a „mindel” eljegesedés idején is D-nek tartó Zala-ág.

A kérdés tisztázatlansága már GÓCZÁN L.-nak is feltűnt (1960b), s nagyon helyesen délebbre kereste azt az okot, ami kiváltotta a Felső-Zala türrjei lefejezését. A következőket írta: „A Kisalföld süllyedésével egyidőben a Dráva-árok is süllyedt, ill. a Duna—Dráva vízválasztója ismét emelkedett. A meridionális völgyek egyikében (az Alsó-Zala völgyén) a felújult törésrendszer mentén a Dráva-árok felől hátravágódott egy vízfolyás, amely Zalaerdőd és Türrje között lefejezte az Ős-Zalát, vizét a Drávába csapolta. Ennek a Dráva-árokba történő folyásnak a kavicsmaradványai Sármellék közelében a Lajosháza majori állami gazdaság területén és Komáromváros téglagyárában tanulmányozható. Ekkor a Balaton még nem létezett, a Zala Türrje környéki kaptúráját tehát nem a Balaton-árok süllyedése váltotta ki.”

GÓCZÁN L. helyes megfigyelését csak azzal egészíthetjük ki, hogy az említett meridionális völgyben a vízfolyás visszavágódását és a *Felső-Zala lefejezését a vízválasztó emelkedésén kívül nem a Dráva-völgynek, hanem a Felső-Kapos—kalocsai süllyedék belső-somogyi szakaszának mint az É-ről érkező vizek helyi erózióbázisának* egy újabb süllyedése váltotta ki, de — mint alább rámutatunk — később, mint Kéz A. vélte.

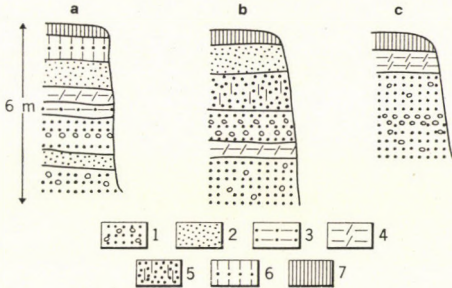
Ilyen formán tehát a Marcali-háttól Ny-ra, a *Kisbalaton D-i folytatásában levő hordalékkúp egyik építője a középpleisztocénban a Türrjénél lefejezett Zala volt.* A lefejezést követő időben a térszín általában süllyedt, s így *nem teraszrendszer, hanem normális sztratigráfiai sorrendben települt folyóvízi üledékből hordalékkúp építése volt a jellegzetes.*

A Sümeg—gleichenbergi vízválasztó hátság D-i lejtőjéről ugyancsak a Felső-Kapos—kalocsai süllyedék belső-somogyi része felé tartott a középpleisztocénban egy vízfolyás, hozzávetőlegesen abban a meridionális völgyben, amelynek a vonalát ma a Kisbalatontól É-ra a *Hévízi-völgy* (Gyöngyös-patak völgye), tovább D-en pedig a *Somogysimonyi-völgy* követi a Zalavár—balatonmagyaródi-háttól K-re, egy másik vízfolyás pedig a ma *Rezitől D-re ill. Vése—Sávoly vonalán É-ra tartó völgyek* meridionális irányában egységes lefutással.

Ezek a középpleisztocén kori vízfolyások lassan süllyedő területen lapos, csak a Felső-Kapos—kalocsai süllyedékben kivastagodó, de azért északabbra is egymással érintkező és összeolvadó hordalékkúpot építettek a Marcali-hát és a Zalaapáti-hát között is.

g) A hordalékkúp épülése mind itt, mind a Marcali-háttól K-re, a Nagyberek D-i folytatásában és a Marcali-hát alacsonyabb szintjein is hosszú időn keresztül, a középpleisztocén végéig, az újpleisztocén elejéig zavartalan lehetett. Erre egyrészt abból következtethetünk, hogy sem az anyag minőségében mutatkozó lényegesebb különbségekről nincs tudomásunk, sem a hordalékkúp-építést közben felváltó, diszkordanciában jelentkező számottevőbb eróziós tevékenység nyomaira mind ez ideig nem bukkanunk. Utóbbiakra természetesen feltétlenül gondolnunk kell, hiszen ilyen viszonylag hosszú idő alatt, amelyet a külső erők munkáját általában lényegesen befolyásoló pleisztocén éghajlatváltozások, a különböző éghajlat-típusok uralmának sűrűn egymásra következése jellemeznek, nyilvánvalóan többször változott a vízfolyások mechanizmusa, ennek megfelelően szakaszjellege. Úgy tűnik azonban, hogy a terület süllyedése többnyire

nagyobb mérvű volt, semhogy bármelyik vízfolyás olyan mértékű bevágódásra legyen képes, hogy teraszokat vészen ki korábbi völgytalpából. Ha ilyen folyamat végbe is mehetett, az csupán időleges lehetett, mert a következő, változott éghajlatú, a folyók munkaképességében csökkenést kiváltó szakaszban újra feltöltődtek a bizonytalan lefutású vízfolyások völgyei, mégpedig nemcsak a folyóvizek hordalékával, hanem alkalmas körülmények között deflációval, valamint deráziós és szoliflukciós, tehát tágabb értelemben vett lejtőn végbemenő folyamatokkal is. Erre utalnak a hordalékkúp-anyagot feltáró fúrások és a fellelhető feltárások szelvényeiben jelentkező futóhomokrétegek és deráziós felhalmozódások (27. ábra).



27. ábra. Hordalékkúp-anyag feltárásainak szelvényei

a = Kadarkúttól É-ra 6 km; b = Kaposmérő és Kaposfő között a Kapos-völgy É-i peremén; c = Bárdudvarnok; 1 = folyóvízi homok (helyenként murvasávós); 2 = futóhomok; 3 = iszapos-agyagos üledék; 4 = lösziszap; 5 = löszös-homokos lejtőüledék; 6 = homokos lösz; 7 = talaj

h) Rajtuk kívül feltűnő a fúrások pleisztocén rétegsorában gyakran és több szintben feltüntetett agyag, agyagos homok, sőt „agyagos kavics”, „kavicsos agyag” megjelölés. Utóbbi két elnevezéssel külön probléma merül fel, s mielőtt erről nyilatkoznánk, úgy vélem, nem lehet kétség afelől, hogy az agyag, agyagos homok, homokos agyag megnevezések valóban, helyesen ilyen rétegeket jelölnek (5. ábra). Belőlük pedig főleg két állapotra következtethetünk.

Egyrészt folyóvízi árterekre utalhatnak, ami hordalékkúp-építő folyók esetében is azt a törvényszerűséget tükrözi, hogy amíg az erősebb sodrású vízben, mederben a

durvább üledékek, addig az árvizek alkalmával az ártereken a finomabb, iszapos-agyagos frakciójú hordalékok rakódnak le. Így horizontálisan és vertikálisan is rendkívül változatos üledékképződés van folyamatban, hiszen a medrek állandóan változtatják futásukat.

Másrészt arra kell gondolnunk, hogy helyenként és időnként tóállapot kerülhetett uralomra, különösen a Felső-Kapos—kalocsai süllyedékben, az erózióbázis területén. Feltételezhető, hogy ez utóbbi süllyedék abban az időben hasonló szerepet játszott — de nagyobb méretekben, hiszen nagyobb kiterjedésű is volt —, mint később a Középhegyvidék lábánál sorakozó süllyedéksorozat tagjai, a Balaton, a Berhidai-medence a Sárréttel, a Velenicei-tó és a Zámolyi-medence. Utóbbiak közül ma valamennyinek van lefolyása, még ha azokat mesterségesen is tartják nyitva, némelyikük már le is csapolódott. Valószínűleg a Felső-Kapos—kalocsai süllyedéksorozatnak is több lefolyása lehetett D felé. Egy lefolyást feltételezhetünk Csurgó környékén a Dráva-árok irányába. Említettem már, hogy itt találkozott a süllyedék Ny-i vége az alsópleisztocénban kialakult Dráva-völgygel. Hogy azonban ez a kapcsolat mikor jött létre, arra vonatkozóan közelebbi támpontunk nincsen. Valószínűleg kialakulása után sem volt állandó jellegű, legalább is időnként tavi állapot jöhetett létre a süllyedékben, tavi üledékképződéssel, a legfinomabb frakciójú üledékek lerakódásával is.

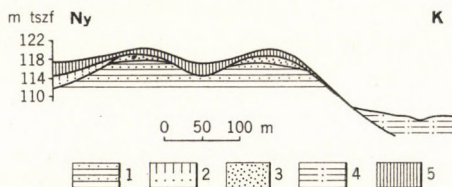
A változatos éghajlatú periglaciális szakaszokban egyébként is *lehetőség volt a legkülönbözőbb szemcse nagyságú üledékek képződésére, csupán a kimonodottan durva, kavicsos frakciójú hordalékok lerakódása volt korlátozott, a folyók vízgyűjtő területének jellege következtében. Megfelelő éghajlati feltételek között nemcsak a folyók, hanem az aprózódási ill. mállási folyamatok is termelhettek igen finom frakciót.*

Külön kell foglalkoznunk a fúrásszelvények leírásában „kavicsos agyag”, „agyagos kavics” és hasonló megjelölésű említett rétegekkel, ill. az általuk esetleg jelzett folyamatokkal.

Azért csak „esetleg”, mert fennáll annak a lehetősége, hogy csupán a fúrásokban keveredett össze több réteg anyaga, s adott ilyen különleges fúrásmintát. Viszont ha valójában ilyen kevert a furat által feltárt eredeti településű anyag is, akkor SZILÁRD J.-vel (1963) együtt arra kell gondolnunk, hogy *már a pleisztocénnek ebben a szakaszában is szerepük volt a felszín formálásában a periglaciális lejtőfolyamatoknak, főként a különböző szemcse nagyságú képződményeket jellegzetesen összekeverő, heterogén szemcseösszetételű masszát létrehozó szoliflukciónak.*

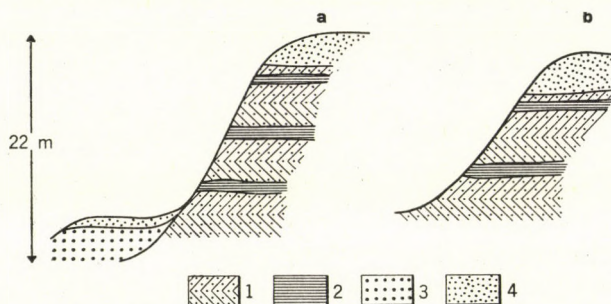
i) A Balaton mai medencéjétől É-ra levő területekről a Felső-Kapos—kalocsai süllyedéig egységes lefutású vízfolyások hordalékkúp-építő tevékenységében hosszú időn át nem következett be lényegesebb változás. A fennmaradt emlékekből, egyes magasabb szintben ismét jelentkező kavicsos hordalékokból következtethetünk csupán a fejlődéstörténeti események menetében bekövetkezett változásokra. Nézzük előbb a tényadatokat.

Különösen a Felső-Kapos—kalocsai süllyedék területén, *Marcali—Öreglak vonalától D-re, valamint kisebb mértékben a Nagyberek területén mélyített fúrásokban több helyütt nemcsak a pleisztocén kezdetét jelző alsó, mély*



28. ábra. A pannóniai üledékek felszínre bukkanása Buzsák—Lengyeltóti között

1 = pannóniai homokos-agyagos üledék; 2 = löszös homok; 3 = futóhomok; 4 = alluvium; 5 = talaj



29. ábra. A felsőpleiocén üledékek felszínre bukkanása a Baráti-hegy Ny-i (a) és É-i (b) oldalában Buzsáktól K-re

1 = homok, nagyobb része keresztrétegzett; 2 = agyag; 3 = folyóvízi homok; 4 = futóhomok.

A homokból a Ny-i lejtőn *Prosodacna Vutsküsi* BRUS. sp., *Lymanaea kobelti* BRUS., *Melanopsis ozycantha* BRUS., *Mikromelania laevis* FUCHS. sp., *Valvata varibilis* FUCHS került elő (KORMOS T. 1911)

szintű kavicsos összlet fordul elő, *hanem a finomabb homokos rétegsort is kavicsos padok tagolják (2. táblázat). Ezzel szemben Marcali—Öreglak vonalában a felszínhez közel kerülnek a pliocén rétegek, sőt az is előfordul, hogy kisebb foltokon csak foszlányokban jelentkeznek (24. ábra), vagy teljesen hiányoznak a pleisztocén folyóvízi üledékek, s csupán futóhomok, esetleg lejtőüledék fedi a pliocén képződményeket, vagy közvetlenül a felszínen jelennek meg (28., 29. ábra). Együttal viszont ez az a sáv, ahol a felszínen is előfordul a délebbre mindenütt eltemetett kavics.* Kisperjés-pusztán feltárásban, Somogyszentpál—Csömend—Boronka térségében a felszínen maradóktakaró formájában ill. általunk mélyített sekély fúrásokban több helyen sikerült kavicsanyaghoz jutnunk.

A kavics összetételére jellemző, hogy csaknem kizárólag kvarc-, elvértve bazaltkavics. Szemcsenagysága átlagosan 1 cm \varnothing -jű. A kvarckavicsok görgetettségi értéke igen magas (6,2—6,4), vagyis igazolja azt a korábban kifejtett véleményünket, hogy a Tapolcai-medencét kitöltő kavicsösszlet D-i, belső-somogyi folytatásának maradványait kell bennük látnunk.

Már szó volt róla, hogy *Marcali—Öreglak vonalában a középhegységi fő csapásirányban egy régi diszlokációs öv húzódik.* Nos, úgy tűnik, emellett a diszlokációs öv mellett a már csak homokos, kisebb részben murvás üledékek jellemzett hordalékkúp-épülés közben *szerkezeti mozgások* mentek végbe. Ezeket időben egyeztethetjük azzal a mozgásfázissal, amely a mindel-riss interglaciálisban érte el legnagyobb intenzitását.

E mozgások hatására *a diszlokációs övtől D-re levő területrészt levetődött, a vizek energiája,* talán az említett interglaciális megfelelő éghajlati viszonyai által felerősítve, *a vetődés feletti szakaszon megnőtt.* A megnövekedett munkaképességű vizek a korábban itt lerakódott hordalékkúp-anyagot *denudálták,* a kavics jelentős részét délebbre hordták, s a Felső-Kapos—kalocsai süllyedékhez tartozó területeken, ahol munkaképességük újra megcsappant, lerakták. Így értelmezhetők a homokos hordalékkúp-anyagot itt tagoló kavicsos rétegek.

Valószínűleg erre az időre tehető a Marcali-hát Marcali—Kéthely környéki, ugyancsak az említett Ny—K-i irányú sávba eső részéről a feltételezésünk szerint korábban ott is lerakódott hordalékkúp-anyag jelentékeny lepusztulása.

j) A következő szakaszban, amikor a mozgások ismét elcsendesedtek (riss jégkorszak), a kiegyenlített felszínen újra homokos, legfeljebb murvás hordalékú egységes, É—D-i lefutású vízfolyások építették tovább a hordalékkúpot a még nem létező Balaton-árok É-i részétől a Felső-Kapos—kalocsai süllyedékig.

Mint ismeretes, már SÜMEGHY J. igen jelentős szerepet tulajdonított ennek a korszaknak az egész Dél-Dunántúlon az üledékképződésben és a felszínfejlődésben. Számos tanulmányában kifejtette azt a nézetét, hogy igen vastag folyóvízi homok halmozódott fel ebben a korszakban a Középhegyvidék vonalától D-re a Mezőföldön, Külső- és Belső-Somogyban, a Zalai-dombságon, sőt a Középhegyvidék egyes alacsonyabb részein is. A szerinte több száz m vastag, regionális elterjedésű üledéket „*riss homok*”-nak nevezte. Megállapítását területünkre vonatkozólag főleg annyiban kell helyesbíteniünk, hogy *nem csupán a riss jégkorszakban képződött ez az üledék,* hanem kisebb-nagyobb, alig nyomozható megszakításokkal az egész megelőző pleisztocén szakasz alatt is. A riss korszak csupán betetőzése volt a

hordalékkúp-építésnek, s ha más dunántúli területeken nem is, de *Belső-Somogyban valóban általánosan jellemző volt a hordalékkúp-képződés*; a folyóvízi üledékek regionálisan elterjedtek. Ebben a korszakban már területünkön át, a Marcali-háttól Ny-ra folyt le a Felső-Kapos—kalocsai süllyedékgig a Túrjénél lefejezett Zala is. Társai mind a Ny-i területen, mind a Nagyberek D-i folytatásában a korábbinál határozottabb meridionális irányokat követtek, s *nagyjából már magukban hordozták a mai völgyhálózat pályáinak — de nem lefutásirányainak! — a csíráit.*

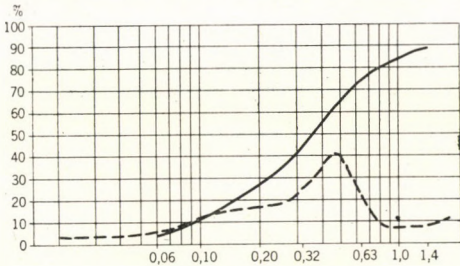
A fejlődésszakasz vége felé a tovább már nem süllyedő Felső-Kapos—kalocsai árok is fokozatosan felöltődött, úgyannya, hogy a vizek előbb csak túlcsoordulhattak, majd hordalékukkal együtt átfolytak rajta tovább D felé, s ismét — mint a pleisztocén legelején — elérték a Dráva menti süllyedéket, ahol azonban most már nem egy beltó, hanem az időközben a helyét elfoglalt Dráva folyó fogadta őket. Átmenetileg tehát újra visszatért az az állapot, amikor a Középhegyvidék vonalától a Dráváig egységesen lejtett a felszín. A terület reliefenergiája sem lehetett lényegesen számottevőbb, mint a pleisztocén legelején, amikor ugyancsak egységes lefutású vizek uralma alatt állt a terület. A hordalékban azonban mutatkozik különbség. Míg korábban az Ósduna nagy víztömege és hatalmas vízgyűjtő területe biztosított annyi energiát és hordalékot, aminek eredményeként kavicsos üledék kerülhetett le egészen D-re is, a középpleisztocén végére a Középhegyvidék emelkedett ki fokozatosan annyira, hogy — ha az éghajlati körülmények nem hatottak ellentétesen — átmenetileg a folyók energiája a megnövekedett esés következtében elegendő volt murvás — zömében azért természetesen mégis homokos üledékek szállítására is.

A hordalékkúp-képződésnek ez a záró fejezete. Így érthető, hogy a későbbi, újpleisztocén üledékekkel különböző mértékben, de általában nem nagy vastagságban közvetlenül fedett folyóvízi hordalékok ehhez a szakaszhoz tartoznak. Mind a feltárásokban, mind az igen sok helyen mélyített saját fúrásainkban ehhez a képződményhez jutunk legkönnyebben, a belőle vett mintákon végezhetjük el anyagvizsgálatainkat.

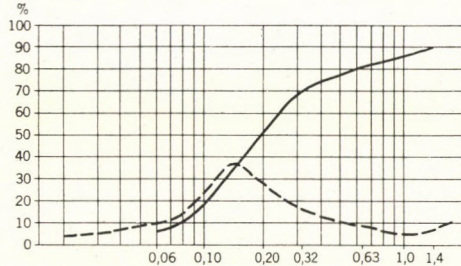
k) Szükségszerű óvatosságból *szemszerkezeti vizsgálateredményeink* közül ezen a helyen csak azokra az adatokra támaszkodunk, amelyek bizonyosan eredeti településű *folyóvízi* homokból vett mintákon végzett vizsgálatok eredményei. Ugyanis az újpleisztocén és a holocén megfelelő klimatikus viszonyai között a már nem épülő hordalékkúp felszínén a szél igen hatékony felszínformáló tényező volt, a folyóvízi homokanyagot át- meg áthalmazta, ennek során tovább *osztályozta*, koptatta, gömbölyítette és futóhomokká alakította. Így természetesen, hogy a minták zömét futóhomokokból gyűjtöttem, de ezek már csak korlátozottabb mértékben tükrözik a bizonyításra váró törvényszerűségeket, mint az eredeti folyóvízi hordalékok, bár — mint a későbbiekben látni fogjuk, amikor a futóhomokon végzett szemszerkezeti vizsgálatok értékelésére kerítünk sort — több vonatkozásban hasonló eredményekre vezet a futóhomokok elemzése is.

Mindenekelőtt tanulságos ismételt pillantást vetnünk a *felsőpliocén keresztrétegzett homokokból* vett mintákon végzett szemszerkezeti vizsgálatok eredményeit tartalmazó szemcseösszetételi és szemeloszlási görbékre (6. ábra). Világosan kitűnik, hogy a *középpleisztocén*, a hordalékkúp-képződés befejező szakaszából származó *homokok kevésbé osztályozottak, mint az asti*

homokok (30—31. ábra). Ebben kétségtelenül a középhegységi vízgyűjtő terület pleisztocén kori kiemelkedése játszik szerepet, aminek következtében nemcsak a pannóniai és a felsőpliocén homokos üledékek, hanem a Középhegyvidékről származó durvább frakciójú hordalékok is a folyóvizekbe kerültek, ahonnan azután más klimatikus feltételek között vegyes szemcséjű frakciókkal keveredve rakódhattak le. Egyúttal figyelembe kell venni, hogy amíg a pleisztocén homokok osztályozatlanabbak mint a felsőpliocén korúak, emögött a jelenség mögött mégis az a törvényszerűség is megbúvik, hogy az uralkodó szemcsenagyság a felsőpliocén homokoknál a kissé durvább átmérőjű részlegbe esik, mint a pleisztocén homokok esetében. Ez azzal függ össze, hogy a pliocén homokok is tovább aprózódtak, ill. kopással kisebb



30. ábra. Pleisztocén folyóvízi homokok szemcseösszetétele és szemeloszlása. 1. sz. kumulatív összeggörbe: Lengyeltóti-lépcső



31. ábra. Pleisztocén folyóvízi homokok szemcseösszetétele és szemeloszlása. 2. sz. kumulatív összeggörbe: Nagyberektől D-re, Marcali—Öreglak környéke

bedtek, miután a pleisztocén vizek hordalékaivá váltak, de olyan új, megváltozott feltételekkel rendelkező vízgyűjtőről a pleisztocén vizekbe bekerült anyagok is szaporították a hordalékot, amelyek a legdurvább homokos és a murvafrakció mennyiségét növelték, ezáltal a pleisztocén folyóvízi üledék osztályozatlanságát fokozták.

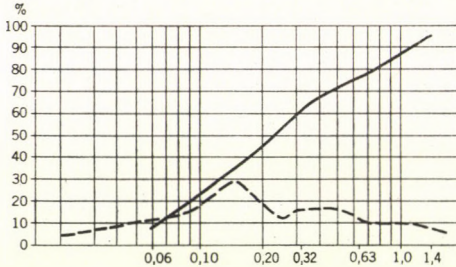
A különböző helyekről vett felsőpliocén homokminták összeggörbéjén (6. ábra) a 0,2—0,32 mm \varnothing -jű részleg az uralkodó 44,47%-kal, míg a 0,1—0,2 mm \varnothing -jű részleg 23,43, a 0,32—0,63 mm \varnothing -jű részleg pedig 18,53%-kal részesedik. Együttesen tehát a 0,1—0,63 mm \varnothing -jű szemcsék 86,43%-kal szerepelnek. A felsőpliocén homokok kumulatív összeggörbéjének kvartil értékei a következők:

$$\begin{aligned} Q_{25} &= 0,16 \\ Q_{50} &= 0,24 \\ Q_{75} &= 0,31 \end{aligned}$$

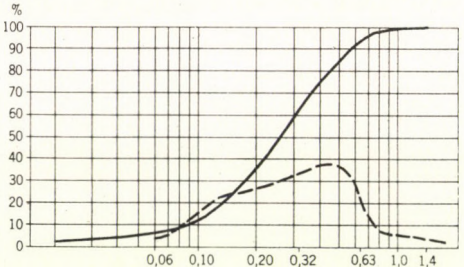
Ez nagyobb fokú osztályozottságot jelent, mint amit a pleisztocén homokoknál tapasztalhatunk.

A pleisztocén homokokból vett és vizsgált minták adatait területileg csoportosítottam, s így is adódott lehetőség néhány következtetés levonására. A táj K-i felében egyrészt meridionális sávokban, mégpedig a Külső-Somogy felé átmeneti területtént mutató Lengyeltóti-lépcső (1. sz. kumulatív görbe; 30. ábra), a Nagyberektől D-re levő homokterületnek a Marcali—Öreglak közötti diszlokációs öv körüli középső része (2. sz. kumulatív görbe;

31. ábra), továbbá a *Marcali-hát K-i pereme* (3. sz. kumulatív görbe; 32. ábra) azok a felszínek, amelyek Ny—K-i irányban jeleznek kisebb különbségeket. Ugyancsak hasonló nézőpontból érdekes a *Marcali-háttól Ny-ra* vett minták szemcseszerkezeti vizsgálateredményeinek értékelése (4. sz. kumulatív görbe; 33. ábra). Összehasonlításul a *Marcali-háttól K-re* levő terület *D-i* részéről gyűjtött homokok szemcseszerkezeti görbéje szerepel (5. sz. kumulatív görbe; 34. ábra). Sajnos, D-en a felszín közelében többnyire csak futóhomok jelentkezik, s így innen csupán néhány osztályozatlan, érdes, eredeti településű folyóvízi homokmintán végezhetünk vizsgálatokat.



32. ábra. Pleisztocén folyóvízi homokok szemcseszerkezete és szemeloszlása. 3. sz. kumulatív összeggörbe; Marcali-hát K-i szomszédsága



33. ábra. Pleisztocén folyóvízi homokok szemcseszerkezete és szemeloszlása. 4. sz. kumulatív összeggörbe; Kisbaltontól D-re levő homokterület

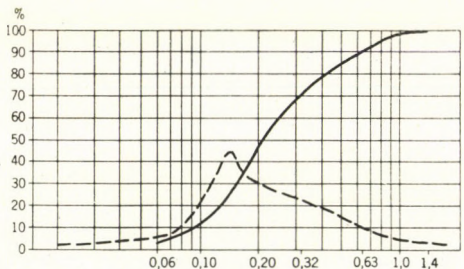
1. sz. kumulatív görbe: maximummal a 0,32—0,63 mm \varnothing -jű részleg szerepel: 31,45%, majd a 0,2—0,32 mm (17,25%) és 0,1—0,2 mm (15,0%) \varnothing -jű részleg következik, de az 1,4 mm-nél nagyobb \varnothing -jű durva frakciójű részleg is 11,15%-kal részesedik.

2. sz. kumulatív görbe: a maximum a 0,1—0,2 mm \varnothing -jű részlegbe esik (31,34%), majd a 0,2—0,32 mm (18,62%) és csaknem egyforma értékekkel a 0,06—0,1 (11,97%), ill. a 0,32—0,63 mm (11,57%) \varnothing -jű részleg következik. A legdurvább, 1,4 mm-nél nagyobb \varnothing -jű részleg aránya 9,0%.

3. sz. kumulatív görbe: a maximum ugyancsak a 0,1—0,2 mm \varnothing -jű részlegben mutatkozik (23,75%), utána sorrendben a 0,32—0,63 mm (16,7%), a 0,2—0,32 mm (15,2%) részleg következik. Az erről a területről származó minták utalnak a homokok legnagyobb fokú osztályozatlanságára.

4. sz. kumulatív görbe: a maximum helye a 0,32—0,63 mm \varnothing -jű részlegben van (30,48%), majd a 0,2—0,32 mm (28,58%) és a 0,1—0,2 mm (22,13%) \varnothing -jű részleg következik.

5. sz. kumulatív görbe: maximum a 0,06—0,1 mm \varnothing -jű részlegben mutatkozik (31,90%), a további sorrend pedig: 0,1—0,2 mm (25,70%) és 0,2—0,32 mm (18,80%) \varnothing -jű részleg. Itt már feltűnően alacsony, 1,8% a durva, 1,4 mm-nél nagyobb frakció részaránya.



34. ábra. Pleisztocén folyóvízi homokok szemcseszerkezete és szemeloszlása. 5. sz. kumulatív összeggörbe; Nagyberék—Dráva-völgy közötti homokterület D-i része

Érdemes összehasonlítani a kumulatív összeggörbék *kvartil értékeit* is:

	1. sz. görbe	2. sz. görbe	3. sz. görbe	4. sz. görbe	5. sz. görbe
Q_{25}	0,19	0,12	0,11	0,16	0,15
Q_{50}	0,36	0,20	0,24	0,27	0,22
Q_{75}	0,63	0,46	0,60	0,42	0,38

Az adatok alapján az alábbi *következtetések* vonhatók le:

A Külső-Somogyal határos K-i sávon durvább a hordalékkúp homokanyaga, mint nyugatabbra, a Marcali-hátig. Ha még tovább tekintünk K-re, akárcsak a legközelebbi külső-somogyi meridionális völgyig, a Somogytúr—orci völgyig, annak folyóvízi homokanyaga még durvább (SZILÁRD J. 1963). Ez arra utalhat, hogy a jobban kiemelt Középhegyvidék keletebbi részeiből durvább anyagok jöhettek D felé a középpleisztocénban, mint a Nagyberekkel szemben levő Tapolcai-medencéből, amely a középpleisztocén végéig már jelentékeny mértékben kitakarítódott a korábbi denudációs folyamatok, főként a folyóvizek munkája révén, amelyeknek durvább üledékei területünkön mélyebben fekszenek a felszín alatt.

A Marcali-háttól Ny-ra ismét valamivel durvább a folyóvízi homok, a maximum nagyobb szemcséjű részlegbe esik, mint K-en, amiben a Tűrjénél lefejezett és egy ideig a Felső-Kapos—kalocsai süllyedék belső-somogyi szakasza felé tartó Zala vízgyűjtő területének jellegzetes felépítése játszhat szerepet.

Úgy tűnik tehát, hogy *elkülöníthetünk néhány meridionális sávot, amelyek különböző vízfolyások folytak D felé*. Persze gyakorlatilag úgyszólván összeérték hordalékkúpjaik. S az adatokban, a szemszerkezeti vizsgálatok eredményeiben mutatókozó különbségek is viszonylag olyan kicsinyek, hogy azok csak a *nagy számok törvénye* alapján, sok minta összesítő és összehasonlító elemzése során mutatkozhatnak meg.

Ugyanezt tapasztaljuk, ha a délebbi területről vett homokmintákat hasonlítjuk össze az *azonos meridionális sávba* eső északabbakkal. A maximum D-en áttolódott a finomabb szemcserészlegbe (34. ábra), és az 1,4 mm-nél nagyobb frakció részaránya minimálisra csökkent. Az érdes szemcséjű anyag azonban változatlanul osztályozatlan; a folyóvízi hordalékszállítás törvényeit tükrözi. A kvartil értékekben is természetszerűen megmutatkozik bizonyos fokú kiegyensúlyozottság a néhány tucat km távolságon belül is, a frakciónövekedés D-en (34. ábra) lassúbb, mint É-on (32. ábra). Érdekes, de talán törvényszerű is, hogy a távolabbi vízgyűjtővel rendelkező középpleisztocén Zala hordalékkúp-anyaga már a Kisbalaton közvetlen D-i szomszédságában hasonló szemszerkezeti tulajdonságokat mutat (33. ábra), mint a közelebbi vízgyűjtőkkel rendelkező, a Marcali-háttól K-re levő vizek homokja messzebb D-en, Kaposfő—Bárdudvarnok vidékén (34. ábra).

A szél által mozgatott homokokon végzett vizsgálatok eredményeiről később szólunk, azok már természetszerűen nem illeszthetők minden további nélkül ebbe a keretbe. Úgyszintén *más jellegűek, mert más eredetűek egyrészt a Balaton-árok, másrészt a Dráva-árok peremi homokok, amelyek már nem tartoznak a nagy, egységes, középpleisztocén végéig zavartalanul épülő belső-somogyi hordalékkúphoz*.

A középpleisztocén végén, az újpleisztocén elején ugyanis olyan nagy jelentőségű események következtek be a tájban, amelyek *a felszínfejlődési folyamatnak a korábbival merőben ellentétes, új irányt szabtak*.

6. A döntő felszínfejlődéstörténeli változás korszaka (újpleisztocén)

a) A belső-somogyi hordalékkúp épülésének azok a nagy jelentőségű szerkezeti mozgások vetettek véget, amelyek a középpleisztocén végén, újpleisztocén elején zajlottak le, s amelyek hatása az ország sok területéről ismeretes. *Fő intenzitásukat az utolsó (riss-würm) interglaciálisra helyezik a szerzők.*

A negyvenes években és az ötvenes évek elején az ország számos területéről mutattak ki a kutatók ebben a szakaszban lezajlott szerkezeti mozgásokat, amelyek folyóvölgyekben az éghajlati körülmények hatásával egyértelműen működve jelentős felszínfejlődési változásokat eredményeztek. Ekkor alakult ki többek között a Duna-völgy alföldi szakasza (BULLA B. 1951b; GÓCZÁN L. 1955, MAROSI S. 1955, SZILÁRD J. 1955, PÉCSI M. 1956, 1957, 1959), a Duna számos mellékfolyójának völgye, sík- és dombvidéki területeink többségén ekkor kezdtek határozottan kirajzolódni a mai domborzat alapvonalai. Erre az időszakaszra helyezte BULLA B. (1943) és KÉZ A. (1943) a Balaton-árok keletkezési idejét is.

Az ötvenes években egyre több adat került napvilágra, amelyek alapján kitűnt, hogy az újpleisztocén mozgások nem korlátozódtak a riss-würm interglaciálisra. A Duna völgyében sikerült a würmön belüli olyan felszínfejlődési változást bizonyítani, amely két würm korú terasz (II/b. és II/a. sz.) kialakulását eredményezte, a folyamat kiváltó oka pedig elsősorban a würmön belül végbement intenzív szerkezeti mozgás volt (GÓCZÁN L. 1955, MAROSI S. 1955, PÉCSI M. 1956). Hasonló eredmények születtek a mezőföldi nagyobb völgyek teraszmorfológiai vizsgálata során (ÁDÁM L. 1955, ÁDÁM—MAROSI—SZILÁRD 1959). ÁDÁM L. (1960) a Tolnai-Hegyhát peremein mutatta ki a würmön belül lezajlott szerkezeti mozgások emlékeit fosszilis talajzónákkal megosztott löszkötegekben megfigyelt vetődések alapján.

E megismétlődő mozgásfázisokról tanúskodó példákat azért említ meg az ország más területeiről is, mert hasonló eredményekre vezettek a Balaton környékén végzett újabb vizsgálataink is, ill. az itt tapasztaltak könnyebben érthetővé váltak az analógiák figyelembevétele alapján.

Ismét induljunk ki a tényekből, mégpedig előbb a rétegtani helyzet sajátos vonásait tekintsük át.

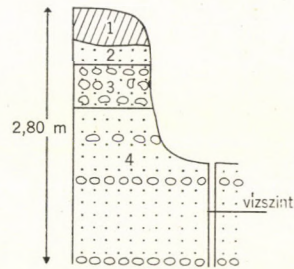
b) A Marcali—Öreglak vonalában ismert diszlokációs öv sávjában a pleisztocén elején lerakódott durva kavicsos üledék jelentékeny része a középpleisztocénban a Felső-Kapos—kalocsai-árok süllyedése miatt D felé lepusztult, s az árok a középpleisztocén végére feltöltődött. Az említett diszlokációs övtől É-ra a Nagyberék peremein és a Nagyberékben viszont ugyancsak mutatkozik a felszín alatt különböző, de általában nem nagy mélységben kvarckavicsos üledék, egymás fölött helyenként két szintben (2. táblázat). Úgy tűnik, hogy az alsó kavicspad itt is az eredeti pleisztocén eleji, később megsüllyedt hordalékkúphoz tartozik, a felső viszont apróbb szemű kvarcszemeket tartalmaz, s amellettt egyre inkább szerepet kapnak a kavicsösszetételben a karbonátos, főleg a dolomítkavicsok. A Balaton közeli sávban nyilvánvalóan fiatalabbak — rétegtani helyzetük is ezt igazolja —, mint a belső-somogyi hordalékkúp vastag középpleisztocén homokanyaga.

Már az eddig említett adatokból is levonható az a következtetés, hogy a középpleisztocén vége felé a fokozatosan emelkedő Dunántúli-középheggy-

vidék lábánál *elősülyvedékek* kezdtek kialakulni. Ezeken még átfolytak egy ideig a vízfolyások tovább D felé, de durvább hordalékukat felfogták az elősülyvedékek. Ezzel egyidejűleg a diszlokációs öv környékén a buzsáki szerkezeti rög olyan értelmű mozgást végzett, hogy D-i pereme, a diszlokációs öv melletti szegélye az É-i előtérhez képest viszonylag emelkedni kezdett. A mozgások az utolsó (riss-würm) interglaciálisra olyan intenzitássúakká váltak és olyan fokot értek el, hogy a *menyiségi változások minőségi változásba csaptak át*. E folyamat eredményeként gyökeresen megváltozott a felszín arculata.

Megváltozott mindenekelőtt a hidrográfiai hálózat. A korábban egységes D-i lefutású vizek elvesztették előbbi erózióbázisukat, helyette új erózióbázis alakult ki, a Balaton egyre mélyebbre sülyedő árka. Kezdetben csak fokozódott az észak-balatoni hegyvidék lábához támaszkodó hordalékkúp, sőt hordalékletjtő képződése, majd a sülyedés előrehaladtával kialakult a pleisztocén során időről időre erózióbázisként szereplő közép- és dél-dunántúli sülyvedékgeneráció legfiatalabb, legészakibb tagja. Nemcsak a Dunántúli-középhegyvidékről érkező vizek derítomedencéjévé vált, hanem a belső-somogyi vízfolyások É-i szakaszai is feléje irányultak. Marcali-Öreglak környékén, ahol a balatoni sülyvedékhez viszonyítva peremi helyzet állt elő, további folyóvízi üledékek tarolódtak le és hordódtak vissza most már É felé. Ez a folyamat is hozzájárult, hogy itt felszínközelbe kerültek a pliocén rétegek (5., 24., 28. ábra). A Nagyberek területén és a Balaton tágasabb környezetében pedig felhalmozódtak a D-ről visszahordódó üledékek is, de természetesen még nagyobb mértékben továbbra is É felől, a Középhegyvidék irányából érkező vízfolyások hordalékai. Tó ugyanis nem keletkezett még — legalább is egységes tó nem — a medencében, hanem a vizek egészen a ma tóval kitöltött medencénél jóval nagyobb, D-en a Nagyberekre is kiterjedő árok D-i pereméig szállították hordalékukat. Ez a hordalék pedig adataink tanúsága szerint durva, átlagosan 2–4 cm \varnothing -jú, zömében már dolomtkavics, amely a Nagyberek számos kavicsbányájában felszínre is kerül (35. ábra). Hogy a diszlokációs övtől D-re már kisebb szemcséjű üledék formájában sincs nyoma, az kevésbé magyarázható azzal, hogy utólag aprózódási vagy mállási folyamatok hatására elpusztult (annál kevésbé, mert a dolomit nehezen mállik), hanem sokkal inkább arról van szó, hogy akkor rakódott le, akkor hordták a Keszthelyi-hegységből a D-i partra át a vízfolyások, amikor már megszűnt a Dél-Somogy felé irányuló egységes lefutású hidrográfiai hálózat, de még megvolt a Nagyberek D-i pereméig az átfolyás lehetősége a Balaton medencéjén keresztül. Ez pedig más adatokkal együtt a Balaton-árok szakaszos sülyedésének egyik bizonyítéka.

A Nagybereknek főleg a Ny-i felében jellegzetes durva dolomtkavics egyúttal a szemben levő Keszthelyi-hegység egyidejű emelkedésére is utal-

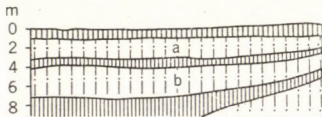


35. ábra. Dolomtkavicsos üledék a Nagyberekben a Balatonkeresztúrtól DK-re levő fel-tárásban

1 = mocsárföld; 2 = középszemű érdes homok; 3 = szögletes dolomit, kevés mészkavics (2–4 cm \varnothing -jú); 4 = folyóvízi homok dolomittör-melékes sávokkal

hat. Nyilván ugyanennek a mozgásfázisnak az idején az egész Középhegyvidék emelkedésben volt, amit többek között a Visegrádi-szorosban a Dunateraszok vizsgálata alapján PÉCSI M. (1956, 1959), bakonyi vizsgálataival pedig LÁNG S. (1958) igazolt. Ugyanerre az időre helyezhető a Keszthelyi-hegység D-i meridionális irányú folytatásában elhelyezkedő Marcali-hát jelentékenyebb kiemelkedése. Itteni vizsgálataink is erre engednek következtetni.

A *Marcali-hát* D-i felében a középpleisztocén folyóvízi homokos üledékre 15–20 m vastag eredeti településű homokos lösz, ill. lejtőlösz települ, amely



36. ábra. A nagyatádi téglagyár fejtőjének szelvénye

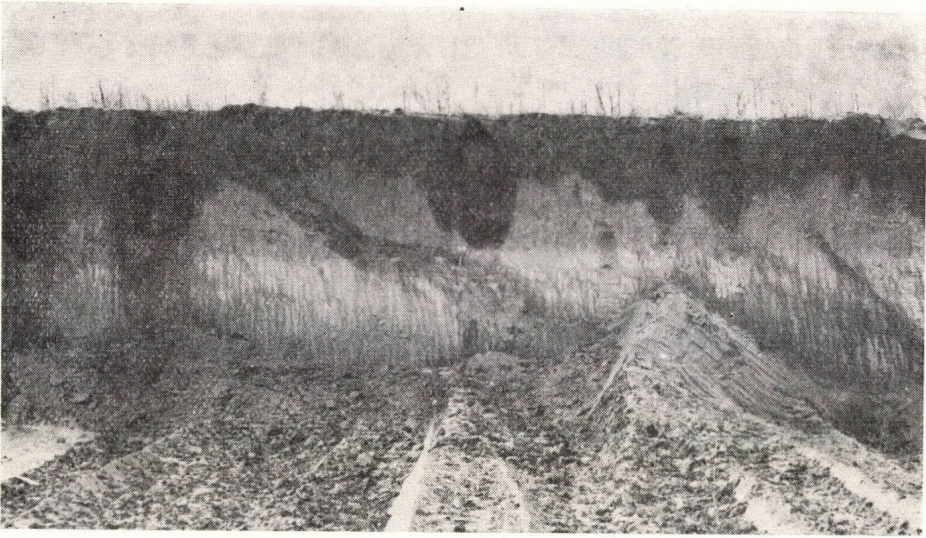
A jelenlegi és a felső fosszilis talaj közötti homokos löszből („a” helyről) vett minta A_k -értéke 36,8, F-értéke 2,67, mechanikai összetétele: 0,25–0,05: 31,3%; 0,05–0,02: 23,3%, 0,02–0,01: 10,0%; 0,01–0,005: 4,0%; 0,005–0,002: 9,0%; < 0,002: 22,4%. A két fosszilis talaj közti homokos löszből („b” helyről) vett minta A_k -értéke 35,3, F-értéke 2,67, mechanikai összetétele: 0,25–0,05: 30,0%; 0,05–0,02: 29,7%; 0,02–0,01: 9,5%; 0,01–0,005: 2,9%; 0,005–0,002: 5,5%; < 0,002: 15,4%. Az uralkodó szemnagyság tehát már a finomhomok részlegbe jut, de emellett igen agyagos az üledék. Ebből is kitűnik az áttelepített jelleg, amit a település, különösen az alsó, igen vastag fosszilis talaj rétegzettsége is tanúsít

lyet a nagyatádi téglagyárban 2 fosszilis talajzóna tagol (36. ábra), a böhönyei téglagyárban pedig talajjal kitöltött fosszilis fagyzsákok és fagyékek mélyülnek a löszfelszínbe (1. kép). A würm eljegesedés idején tehát már a löszképződés volt a környezete fölé emelt hát felszínén a jellegzetes. A Marcali-hát É-i magasabb felében viszont némiképpen eltérő a helyzet. Amíg Marcali, Horvátkút, Kéthely környékén közvetlenül a felsőpliocén keresztretegzett homokra települt a löszös üledék (24. ábra), addig a hát Balaton menti lealacsonyodó lépcsőjén, a Kéthelytől É-ra levő lépcsőn 170 m tszf-i magasságig nyomozható a lösz fekéjébe települt dolomitkavicsos anyag. Ez É felé, a Balaton irányába haladva többnyire már lösszel vagy homokkal keveredve tekintélyes vastagságban fordul elő (37. ábra).

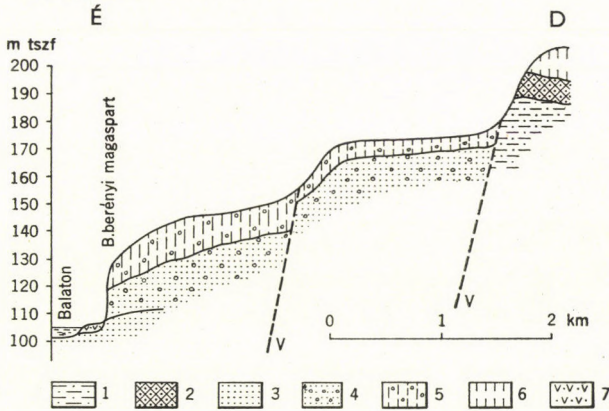
A helyzet részletesebb értékelésére még vizsgatérünk, az eddigiekből e helyen csak arra következtetünk, hogy ez a dolomitos anyag is *eredetileg* az É-i Balatonpartról származik. Mégpedig olyan időben került át a D-i partra, amikor a balatoni medencében még nem volt tóállapot, de *kezdeti süllyedék már igen*, amihez Balatonszentgyörgy, ill. Balatonújlak—Kéthely térségéig a *Marcali-hát É-i vége is hozzátartozott*. Tehát idáig vitték a vizek hordalékukat, a mai 170 m-es szint D-i pereméig. Ettől D-re meredek, *magas lépcsővel 200 m tszf-i magasság fölé emelkedik a felszín* (37. ábra, 2. kép), s már *hiányzik a dolomitos anyag*.

A mainál természetesen jóval alacsonyabb helyzetben, de már a dolomitos anyag lerakódása idején is É-i előtere fölé magasodott a Marcali-hát Kéthelytől D-re levő része.

Úgy tűnik, hogy a mai tóval kitöltött balatoni medencénél nagyobb kiterjedésű Balaton-árok újpleisztocén eleji süllyedése idején is már kissé *magasabb helyzetben volt a Marcali-hát É-i, a Balaton-árok süllyedékéhez tartozó része, mint K-i szomszédságában a Nagyberék, vagy Ny-i peremén a Kisbalaton térsége*. Ezzel magyarázható, hogy a *Nagyberékben jóval durvább a dolomitos anyag szemnagysága* (2–4 cm \varnothing -jű), mint a Marcali-hát Kéthely—



1. kép. Agyagbemosódásos barna erdőtalajjal kitöltött krioturbációs formák a bőhőnyei téglagyár löszfalában



37. ábra. Szelvény a Marcali-hát É-i elvégződéséről Balatonberénynél

1 = pannóniai üledék (homok, agyag); 2 = felsőpliocén keresztretegzett homok; 3 = pleisztocén folyóvízi homok apró kvarc- és permi vörös homokkőmurvával; 4 = dolomittörmelékes (0,5–3 cm \varnothing -jű) pleisztocén folyóvízi, részben lejtőüledék; 5 = dolomittörmelékes (0,3–1,0 cm \varnothing -jű), meszes lösz- és homokszemmagyságú újpleisztocén üledék; 6 = újpleisztocén lösz, homokos lösz; 7 = alluvium; V = vetőzóna

Balatonszentgyörgytől É-ra levő részén (átlagosan 1 cm \varnothing -jű). Ez pedig azt jelenti, hogy az ÉK–DNy-i irányú Balaton-árok nem egységes süllyedék, hanem a rá merőleges irányokban a már kialakulása előtt is fennállott mélyebb és magasabb helyzetű völgyek ill. hátak tagolják. Ez utóbbiak meridionális irányban húzódtak és húzódnak még ma is (pl. a Tihanyi-félsziget és D-i folytatásában Külső-Somogyban egy meridionális hát magasan a tó szintje felett), s merev, É–D-i, ill. ÉÉNy–DDK-i irányú szerkezeti vonalak mentén válnak el egymástól.



2. kép. A Marcali-hát 200—220 m tszf-i magasságú szintjének meredek ÉK-i pereme Kéthelytől É-ra. Előtérben a 170 m tszf-i magasságú lépcsős síkja. A magas szintet az É-on meredekebben letörő, D felé lankás hátak jellemzik

c) Teljes mértékben igaza van tehát ID. Lóczynek (1913), aki a Balaton medencéjét *különálló süllyedékek* sorozatából származtatja, amelyeket földnyelvek választottak el, s csak a fejlődés meghatározott fokán egyesültek egymással. CHOLNOKY J. (1918) ezt tagadta. Szerinte a medence egyseges ÉK—DNy-i irányú párhuzamos vetősíkok között süllyedt be. A szakirodalomban meggyökeresedett vélemény szerint az ópleisztocénba helyezték a süllyedés időpontját. Tartozunk azonban az igazságnak annak hangsúlyozásával, hogy Lóczy L. a pleisztocént a ténylegesnél rövidebb időtartamúnak tartotta, s a már idézett egyik megfogalmazástól (Lóczy L. 1913; 500. old.) eltekintve *két szakaszra osztotta a pleisztocént: alsó- és felsőpleisztocénra*. A Balaton korát pedig az *alsópleisztocénban* jelölte meg. Már pusztán ennek alapján is *egyoldalú értelmezésnek kell tartani minden olyan későbbi megnyilatkozást, amely szerint Lóczy L. ópleisztocén korúnak tartotta a Balaton kialakulását*. Sőt akadt olyan kutató is (KOGUTOVICZ K. 1930, 1936), aki úgy interpretálta Lóczyt, mintha pliocén korúnak tartotta volna a Balaton süllyedését. Nyilvánvaló, hogy a későbbi, a poliglacialista szemlélet uralomra jutása után dolgozó kutatóknak gondolniuk lehetett volna arra, hogy Lóczy „alsópleisztocén” megjelölése a később felismert mindet, sőt a riss eljegesedési korszakokat is magába foglalja — erre vonatkozóan csupán SZILÁRD J.-nek (1963) volt kitűnő meglátása —, tehát célszerűség vagy a körültekintő értékelés hiánya kellett ahhoz, hogy évtizedeken át úgy tüntessük fel Lóczyt, mint aki szerint a Balaton ópleisztocén korú süllyedék.

Más kérdés, hogy Lóczynek egyik igen érdekes és elismerésre méltó megjegyzése elkerülte a későbbi kutatók figyelmét. Nagy munkájának (1913) a 461. oldalán írja: „A Balaton teknőjét négy különálló besüppedésből származottnak tartom, amelyeknek keletkezése az *Elephas antiquus* maradványait tartalmazó kavicslerakódása utáni időbe esik” (Kiemelés: M. S.).

Hogy ezzel a tömör mondatával Lóczy mit fejezett ki, azt kora paleontológiai ismereteit figyelembe véve — úgy tűnik — ő maga sem tudta; mindenesetre olyasmit, ami a Balaton-árok keletkezésére vonatkozó állítását *egy oldalról* teljes egészében közös nevezőre hozza BULLA B. (1943)

és KÉZ A. (1943) véleményével. Arról van ugyanis szó, hogy az általa idősebbnek vélt *Elephas antiquus* faunamaradvány KRETZOI M. (1953) munkássága alapján a tirréni, vagyis a riss eljegesedési szakasz jellemző kövülete.

Mielőtt azonban arra a véleményre jutnánk, hogy LÓCZY L. ill. BULLA B. és KÉZ A. kutatáseredményei között a mai adatok és a mai modern szemlélet tükrében nincs lényeges különbség, tartozunk az igazságnak annak megállapításával is, hogy egyidejűleg LÓCZY olyan véleményt is hangoztatott, miszerint a Balaton kialakulása — JUDD angol geológussal egyetértésben — kapcsolatos lehet a bazaltvulkánossággal. Ezt a véleményét azonban LÓCZY nem indokolta, adatokkal nem támasztotta alá.

d) Az utolsó interglaciálisban nyilvánvalóan volt tehát már a Balaton-árokknak egy, a mainál magasabb szintű és nagyobb területre, a jelenlegi parttól D-re néhány km-re is kiterjedő, de nem egységes süllyedékből álló elődje. Ezt BULLA B. (1943) és KÉZ A. (1943) kutatásai óta SZILÁRD J.-vel mi is többször hangsúlyoztuk (GÓCZÁN L.—MAROSI S. 1955, MAROSI S.—SZILÁRD J. 1958, SZILÁRD J. 1960, 1962, 1963, 1967, MAROSI S. 1960, 1962, 1965, 1969). Míg azonban elődeink a tóval is kitöltött medence fő kialakulási idejeként jelölték meg az utolsó interglaciális, SZILÁRD J. is, magam is hangsúlyoztam, hogy jelentősen süllyedt még a würmben is, sőt a holocénban is a tómedence, s tulajdonképpen csak a würmben vált egységes víztükörrel kitöltött medencévé. GÓCZÁN L. (1960b) pedig kifejezetten a würm első interstadiálisára helyezte a tómedence kialakulásiidejét, megelőző süllyedéssel nem számolva.

e) Úgy tűnik, a mai adatok és szemlélet, főleg a paleontológiai adatok átértékelése és az újpleisztocén szerkezeti mozgások pontosabb ismerete, valamint a periglaciális folyamatok részletesebb megvilágítása (PÉCSI M. 1962b, 1962c) után, analógiák alapján is új megvilágításba kell helyeznünk a nagyevű elődök néhány megállapítását és következtetését, főként a Zala tőrjei kaptúrájára és a Balaton-árok azzal kapcsolatba hozott süllyedési idejére vonatkozóan.

LÓCZY L. és CHOLNOKY J. a Zala völgyében egy magasabb és egy alacsonyabb teraszról tett említést. A magasabbikból Nemesszalókról LÓCZY L. *Rhinoceros* faunát (felső karcsontot), az alacsonyabból Zalaszentgróton előkerült *Elephas primigenius* zápfogakat írt le; közelebbi kormeghatározást a teraszokra vonatkozóan nem adott.

KÉZ A. (1943) vizsgálataival növelte a teraszok számát. Az említett magasabb teraszt IV. sz. terasznak írta le, felkavicsolását a mind eljegesedés idejére helyezte, s mivel ez a terasz Türjénél kettéágazik, ilyen alapon a Zala kaptúráját a mind eljegesedés idejére állapította meg. A *Rhinoceros* faunáról nem tett említést.

Az alacsonyabbik Zala-teraszt KÉZ A. III. sz.-nak nevezte, felkavicsolását a riss eljegesedés idejére helyezte. Kimutatta, hogy ebbe a teraszba, a korábbi völgyfenékbe igen erősen, mélyre bevágódott a Zala, amit a Balaton-árokknak mint erózióbázisnak a kivésés idején, szerinte a riss-würm interglaciálisban bekövetkezett kialakulásával, besüllyedésével hozott kapcsolatba. A teraszról előkerült és LÓCZY L. által leírt *Elephas primigenius* faunát azonban kortanilag nem értékelte helyesen. Azt nagyszerűen észrevette KÉZ A., hogy a mély (szerinte riss-würm interglaciális) bevágódást követő feltöltés a völgyben nem hatolhatott magasra, s az utána következő posztglaciális kivésés sem alakíthatta ezt az üledéket terasszá, vagyis a

II. sz. würm kori terasz nem alakult ki, az annak megfelelő hordalék a Zala mai völgyfeneke alatt fekszik.

Ha ezek után a fentebb mondottakat a későbbi paleontológiai szemlélet (KREZSOI M. 1953) szerint értékeljük, az alábbi *következtetéseket* vonhatjuk le:

KÉZ A. IV. sz., szerinte mindel jégkorszakban felkavicsolt terasz a Lóczy által leírt, benne talált *Rhinoceros* fauna alapján a riss eljegesedés idején kavicsolódhatott fel. Következésképpen a KÉZ A. által említett mindel korszakinál *fiatalabb a Zala lefejezése is Türrjénél*. A terasz a Kisbalaton térségében később mélyre süllyedt a Balaton-árok süllyedésével egyidejűleg, a Kisbalaton-tól D-re pedig a belső-somogyi középpleisztocén hordalékkúp része lett.

A KÉZ A. által III. sz.-nak vett és a riss eljegesedés idején felkavicsolt terasz a Lóczy által leírt, belőle Zalaszentgrótnál előkerült *Elephas primigenius* fauna alapján *ugyancsak fiatalabb*, würm korú, és pedig a würm első előnyomulásfázisa idején rakódott le. KÉZ A. helyesen vette észre a terasz szintjének jelentős esését. Nos, úgy tűnik, ebben szerepet játszott az, hogy a korábban említett vizsgálateredményeinkkel is megerősítve a terasz felkavicsolása idején, a würm elején már volt egy mainál magasabb helyzetű süllyedék a jelenlegi Balaton-árok Ny-i folytatásában, a Kisbalaton területén is, ami mint *helyi erózióbázis*, a felkavicsoló Zala esését is megnövelte. (A teraszszint esése tehát nem azért nagy, mert utólag billent ki a Balaton-árok süllyedésének hatására, mint KÉZ A. gondolta.) A helyzet hasonló volt most is, sőt már előzőleg, a riss-würm interglaciálisban is, mint keletrebbre, a Nagyberék térségében: *a Zala az elősüllyedésbe fulladt*, a Kisbalaton D-i szegélyétől alig juthatott tovább az utolsó interglaciálisban sem, a würm elején sem, mert a délebbi terület viszonylagos kiemelkedése miatt *nem volt már meg a lehetőség ahhoz, hogy a Felső-Kapos—kalocsai süllyedésig lejusson*. A hordalékkúp-épülés már csak a Kisbalaton térségére és D-i környezetére korlátozódott. Itt azonban, a süllyedő területen a würm eleji teraszanyag az idősebb riss korú hordalékanyag fedőjébe került, normális sztratigráfiai sorrendben. Maradványai több helyen (Galamboktól K-re, Komárváros) nyomozhatók, nemcsak homok, hanem kvarckavics, s nemcsak hordalékkúp, hanem terasz formájában is.

Végeredményben tehát *würm eleji, nem pedig riss korú az a terasz, amelynek felkavicsolását KÉZ A. szerint — helyesen — igen erős, a Balaton süllyedése által kiváltott bevágódás követte*. A bevágódás, a terasz kivésése, *következésképpen a Balaton-árok intenzív süllyedése ezek szerint a würmben ment végbe*. Erre már GÓCZÁN L. (1960b) is nagyon helyesen rámutatott, megemlítve, hogy a KÉZ A. által is a valóságnak megfelelően würm korúnak tartott és a Zala mai völgytalpa alatt fekvő hordalékanyagban ugyancsak *Elephas primigenius* zárvány fordul elő. Az idősebb würm teraszban nyilván az *Elephas primigenius* ősi, a fiatalabb würm hordalékában pedig a mammut fiatalabb formájának maradványa volt fellelhető. Ezek alapján GÓCZÁN L. szerint a Balaton-árok a würm I—würm II. interstadiálisban keletkezett, amikor is egy a Balaton felől hátravágódott kis vízfolyás Balatonhídvégnél lefejezte az Alsó-Zalát, ezáltal a Zala második kaptúráját hozva létre.

Ezzel kapcsolatban érdemes utalni Duna-völgyi vizsgálateredményeinkre (GÓCZÁN L. 1955, MAROSI S. 1955, PÉCSI M. 1956, 1959), mint analógiákra, ahol ugyancsak hasonló helyzetről, két újpleisztocén teraszról (IIb, IIa. sz.) és a felkavicsolásuk közötti időben, a würm I—würm II. interstadiálisban az éghajlati okokkal egyértelműen

érvényesülő szerkezeti mozgások hatására végbement erős bevágódásról adhattunk számot. Ugyancsak ebben a szakaszban lezajlott intenzív szerkezeti mozgásokról értesített ADÁM L. (1960) a Hegyhát pereméről, míg a mezőföldi nagyobb völgyekben (Sárvíz, Váli-víz, Szent László-víz völgye) kimutatott két újpleisztocén terasz (ADÁM L.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1959) minden valószínűség szerint szintén nem csupán erózióbázisuk, a Duna fejlődéstörténete másolását tanúsítja, hanem közvetlen szerkezeti mozgások hatását is tükrözheti.

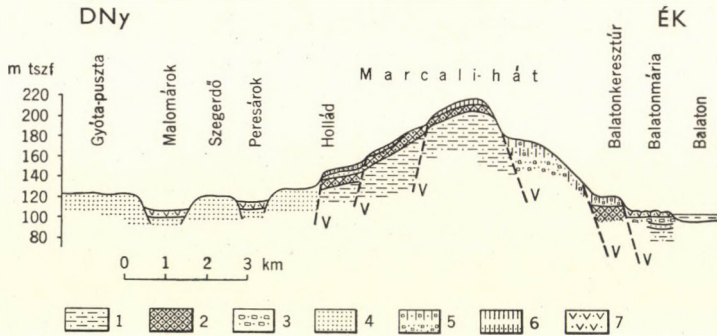
f) A Balaton-árokknak a würmben bekövetkezett fokozottabb süllyedése már LÓCZY L. földhátainak az eltűnését, *egységes víztükör* kialakulását eredményezte, *a jelenleginél jóval nagyobb területen*. Bár a Balaton-árok DNy-i folytatásában messze Zaláig nyúlik a süllyedés ma is tapasztalható nyoma, tó azonban a Kisbalaton térségétől Ny-ra már nem volt. A tóhoz tartozott azonban az egész Kisbalaton és a Nagyberek területe. Mint helyi erózióbázis bevágódásra kényszerítette a feléje fordult vízfolyásokat. *A mai víz-hálózat vonalai rajzolódtak ki*.

Legnyugatabbra, a Zalaapáti-hát tövében É-ről a Zala, a Balatonhídvégnél végbement lefejezés során völgytorzóvá vált korábbi déli Zala-völgy helyén most már É-i irányba a Kiskomáromi-völgy mélyült ki. A Balatonmagyaródi-háttól K-re a korábban ugyancsak egységes meridionális völgy középső szakasza is lesüllyedt a Kisbalaton térségében, a helyén É-ről a Hévízi-völgy (Gyöngyös-patak völgye), D-ről pedig a Határ-árok völgye vágódott be. Ugyanez a folyamat ment végbe még kissé tovább K-re egy hasonlóképpen korábban egységes meridionális völgyben, amelyben É-ről a Rezi-völgy, D-ről pedig a Sávolyi-völgy mélyült ki az erózióbázis süllyedése következtében (24. ábra).

A Balaton-árok süllyedése eredményeként a völgyeknek ugyanez a bevágódási folyamata volt jellemző a Marcali-háttól ill. É-on a Keszthelyi-hegységtől K-re is. A Tapolcai-medencén É-ről átfolyó, korábban egységes meridionális völgyek Nagyberek-től D-re levő szakaszai most már a Balaton-árok felé mélyültek ki: a Marcali-hát tövében a Boronkai-völgy, keletebbre a Tászkai-völgy, a Somogyvári-hát tövében pedig az Osztopáni meridionális völgy.

g) A Balaton szakaszos süllyedésének eredményeként nemcsak a korábban egységes lefutású vízfolyások völgyei szakadtak meg olyképpen, hogy belső-somogyi É-i részükben a vízfolyás iránya ellentétes lett, s ennek eredményeként völgyük a Balaton felé kimélyült, hanem a völgyek közötti magasabb *hátak* (Zalavár—Magyaródi-, Sávolyi-, Somogyszentpál—Buzsáki-hát) és különösképpen a Belső-Somogyban kialakult egyetlen nagy, központi fekvésű meridionális hát, a Marcali-hát felszíne is a sajátos klimatikus feltételeknek megfelelően időnként intenzíven pusztult, *s a lepusztulás iránya északias lett*, a külső erők munkája nyomán *tekintélyes mennyiségű anyag települt át a Balaton-árok felé*. Míg a kimélyült völgyek szomszédságában *közvetett* volt ez a folyamat — ugyanis az anyag oldalirányban a völgyek felé pusztult le, s a folyóvizek szállították tovább a megfelelő csapadékos szakaszokban a tó felé —, addig a hátak központibb területrészeinek tó felőli peremeiről *közvetlen* volt az areális lepusztulás a Balaton felé; a csapadékosabb, interstadiális éghajlati feltételek között főként a felületi erózió játszott szerepet, a periglaciális éghajlat uralma idején pedig a sajátos lejtőfolyamatok, amelyek számottevő felszínformáló szerepéről később még lesz szó.

E folyamatok együttes eredménye, hogy ma a *Marcali-hát É-i pereme a 170 m-es szinttől*, Kéthely, ill. Balatonújlak—Balatonszentgyörgy vonalától *enyhén lejt a tó felé*, ahol a balatonberényi magasparttal hirtelen szakad le a tó alluviális szintjére (37. ábra). Eredetileg viszont nem ez volt a helyzet. A mai 160–170 m tszf-i magasságú szint annak a felszínnek az utólagosan kiemelt maradványa, amely az utolsó (riss-würm) interglaciális korszaki Balaton-árokhoz tartozott. Rajta még a würm elején is a Keszthelyi-hegységből érkező vízfolyások hordalékkúp-építő tevékenysége volt a jellemző, amit a szögletes dolomittörmelék tartalmú üledékek tanúsítá-



38. ábra. DNE—ÉK-i irányú szelvény a Marcali-hát É-i részén

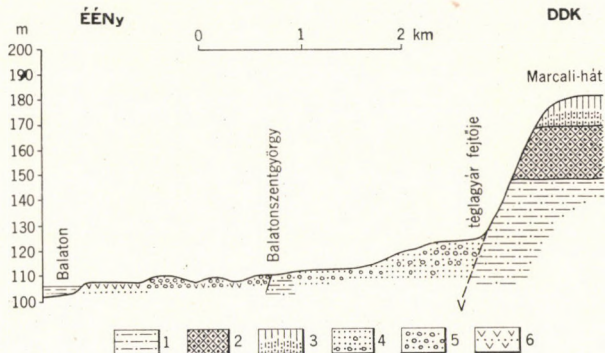
1 = pannoniai üledék (homok, agyag); 2 = felsőpleiocén kereszttrétegzett homok; 3 = pleisztocén homokos dolomtkavics (0,5–3,0 cm \varnothing -jű); 4 = pleisztocén folyóvízi homok, sok helyütt aprókavicsos, felszínen szélfújta, kovárványos, krioturbált; 5 = pleisztocén dolomittörmelékes (1–2 cm \varnothing -jű), felül lösz, alul homokszemmagyságú folyóvízi, részben lejtőüledék; 6 = pleisztocén lösz, homokos lösz, lejtőkön löszös lejtőüledék; 7 = alluvium (homok, iszap, agyag, tőzeg); V = vetőzóna

nak. Az északabbi, jelenleg 130–140 m tszf-i magasságú felszín a würm I–würm II interstadiálisban besüllyedt balatoni medence tartozéka. Azonban csak a Marcali-hát központi É-i végében ilyen magasságú ez a szint, ami ugyancsak utólagos kiemelkedés eredménye. Az ennek megfelelő felszín Balatonszentgyörgyön és Balatonkeresztúron, vagyis a Marcali-hát Ny-i ill. K-i peremén 115–120 m tszf-i magasságú, mégpedig a D-ről a tó felé visszahúzódott lejtőüledékekkel megemelve. Vagyis eredeti szintje néhány m-rel még alacsonyabb lehetett.

Arról van tehát szó, hogy az É–D-i irányú Marcali-hát központi része erősebben emelkedett a würm második részében és a holocénban, mint a Ny-i és a K-i peremei; itt szerkezeti lépcsők alakultak ki (24., 38. ábra).

A periglaciális lejtőfolyamatok nemcsak ezeket a lépcsőket egyengették a würm sajátos klimatikus viszonyai mellett, hanem még inkább D–É-i irányban a Balaton felé telepítettek át sok anyagot, hiszen itt nagyobb szintkülönbségek álltak fenn, mint a Ny-i ill. a K-i peremeken, s ezek a nagyobb szintkülönbségek a külső erők fokozottabb tevékenységét váltották ki.

E folyamatok eredményeként állt elő az említett helyzet: a 160–170 m-es szinttől a balatonberényi 120–130 m-es peremig egységesen lejtő lankás térszín, amelyet a felszínen mindenütt dolomittörmelékes, homokos-löszös anyag fed be. Ez a takaró elrejti szemünk elől azt a vetődési zónát, amely mentén a würm I–würm II interstadiálisban lesüllyedt a riss-würmi süllyedésnél

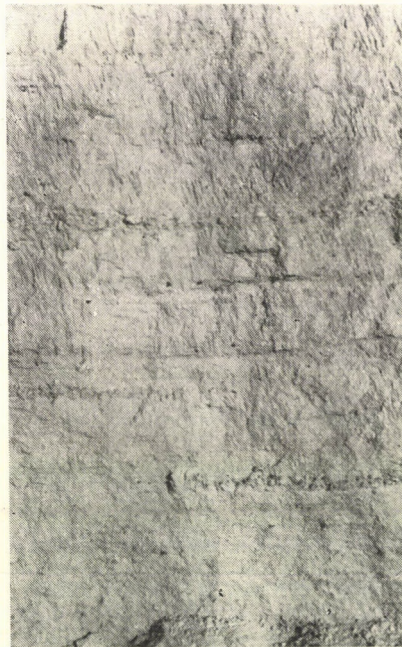


39. ábra. Szelvény a Balaton és a Marcali-hát között Balatonszentgyörgyön át

- 1 = felsőpannóniai üledék, főleg agyag; 2 = felsőpleiocén keresztretegzett homok; 3 = újpleisztocén lösz, homokos lösz; 4 = felsőpleisztocén dolomittörmelékes folyóvízi homok, kevés kvarc-murvával; 5 = holocén turzástágatok főleg homokos dolomtkavicsból álló anyaga; 6 = alluvium, berek

már kisebb területre kiterjedő Balaton-árok. (A riss-würm kori besüllyedés vetőzónája morfológiailag is kitűnően megmutatkozik, ahol a 160–170 m-es szint hirtelen 200 m fölé emelkedik, a laza kőzetekből való felépítést figyelembevéve — igen éles peremmel; 37. ábra, 2. kép). Egyetlen helyen látszik nagyon jól ez a vetődés, a balatonszentgyörgyi téglalagárban (39. ábra), ahol a vető mentén horizontálisan a pannóniai üledékek és azokat a lepusztulás következtében itt csak vékonyan, de délebbre vastagabban fedő felsőpleiocén keresztretegzett homok a D-i magasabb peremről lepusztult dolomittörmelékes homokos üledékkel érintkezik.

A würm elején az É-i partról származott dolomittörmelékes anyag tehát csak a magasabb (160–170 m-es) szinten van a Marcali-háton eredeti településben, ill. az alacsonyabb szinten csupán az alsó, különböző vastagságú köteg áll számban, mert felszíne hosszú időn keresztül ki volt téve a lejtőfolyamatok áttelepítő hatásának. Ez utóbbiak emlékei részben az üledékekben, részben formákban nyomozhatók. A formákat a felszínbe mélyülő, a Balaton felé lefutó néhány lapos deráziós völgy képviseli. Ezek és a később elpusztult, betemetett társaik voltak részben a lejtőletarolás vonalas pályái. A lejtőfolyamat azonban areális letarolásban is megnyilvánult, ill. sajátosan rétegzett üle-

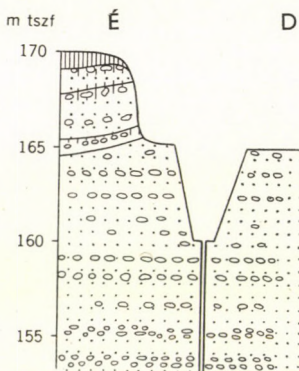


3. kép. A balatonberényi Ny-i feltárás dolomittörmelékes sávokkal tagolt, homokos alapanyagú rétegsora. Helyenként jól látható a dolomitsávok kiékelődése

déket (3. kép) eredményező areális felhalmozódás formájában is megmutatkozik. Az üledékek települését igen jellemző feltárásokban tanulmányozhatjuk.

Közülük az egyik igen tanulságos feltárás Balatonkeresztúr—Hollád között, a nagykanizsai műút mellett, a Marcali-hát K-i peremén 165 m tszf-i magasságban van.

Itt a dolomittörmelékes homok igen erősen ferde rétegződésű, 14° alatt lejtnek a rétegek a Balaton irányába. Úgy tűnik, peremi helyzetben rakódott le, akkor, amikor a würm I—würm II interstadiálisban ismét besüllyedt a Balaton árka, mégpedig



40. ábra. Fúrással kiegészített feltárás szelvénye a Marcali-hát 170 m tszf-i magasságú szintjén, a nagykanizsai műút mellett, Balatonkeresztúrtól 1 km-rel DNY-ra
Magyarázat a szövegben, lásd még a 41. ábrát

éppen egy itteni vető mentén, s a vető peremén kialakult tekintélyes szintkülönbség a lejtőfolyamat végbeneteléhez igen meredek pályát teremtett. Emiatt mutatkozik a rétegek erős lejtése, s ugyancsak ezzel magyarázható, hogy az itt mélyített fúrásunkkal kiegészített 16,20 m-es szelvény még mindig nem érte el a dolomittörmelékes homok fekjét (40. ábra). Persze nyilvánvaló, hogy fúrásszelvényünk alsó része már az eredeti, É-ről származó, megsüllyedt helyzetű anyagot tárta fel, de természetesen túl nagy különbség az anyagban nem mutatkozik, hiszen az áthalmazott felső összlet is rövid utat tett meg vissza, a tó felé.

A fúrással kiegészített feltárás együttesen 16,20 m-es szelvényéből vett minták szemszerkezeti vizsgálat-eredményeit tartalmazó görbékről (41. ábra) kitűnik, hogy vertikálisan ugyan finomabb és durvább, osztályozottabb és kevésbé osztályozott rétegek váltakoznak, de a maximum értékek csaknem minden alkalommal a 0,1—0,2 mm \varnothing -jú homokrészlegbe esnek (33—52%-kal), csak a 11,6 m mélységből származó homok maximum értéke tolódott el a 0,32—0,63 mm \varnothing -jú részlegbe (32,70%), és ugyancsak ebben a szintben jelentős a 0,63—1,0 mm \varnothing -jú szemcsék százalékos aránya (20,73). Egyúttal ebben és a közvetlenül felette elhelyezkedő szintben mutatkozik a kvartil értékek között is a legnagyobb különbség, amit utóbbiban főleg a durva, 1,4 mm-nél nagyobb \varnothing -jú részleg jelentős (17,20) százalékos aránya okoz.

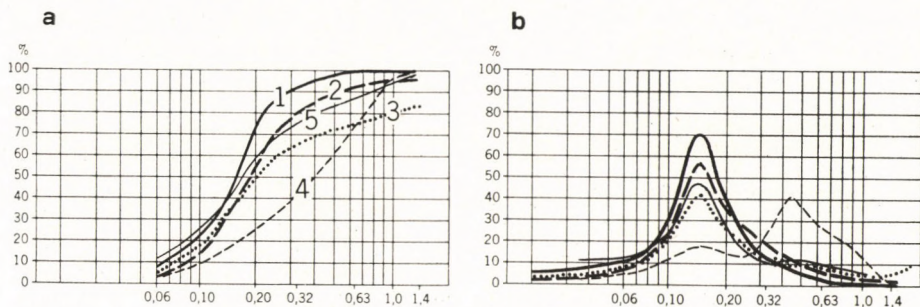
A kvartil értékek a szelvény különböző rétegeiben:

A felszíntől számított mélység m-ben						
	2,0	9,0	9,3—11,5	11,6	16,2	
Q_{25}	0,11	0,13	0,13	0,19	0,11	
Q_{50}	0,16	0,19	0,20	0,39	0,17	
Q_{75}	0,21	0,29	0,62	0,62	0,32	

A másik tanulságos feltárás a Balaton mellett, a tavat a jelenlegi vízszélőtől 100—200 m-re kísérő meredek fala, Balatonberény és Balatonmáriafürdő között, az országút és a vasút D-i oldalán (42. ábra).

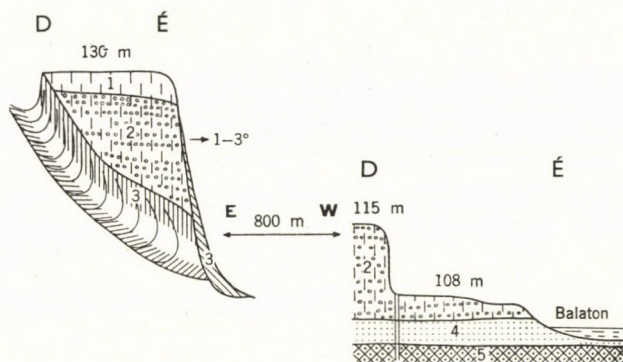
Tulajdonképpen egymástól néhány 100 m távolságra két feltárás van, amelyek közül a keletibbi csaknem 30 m magas, de az alja törmelék alá temetkezik, míg a másikban az alsó szintek hiánytalanul tanulmányozhatók — sőt a feltárást az itt mélyített fúrással is kiegészítettem —, viszont a felső szint egészen fiatalon, a holocénban lepusztult. Így a két feltárás egymást jól kiegészíti, s együttesen 30 m vastagságú rétegsor településviszonyaiba enged betekintést.

Igen jellemző az egész szelvényre a dolomittörmelék közbetelepülése (3. kép). Míg azonban a Balaton mai szintje alatt 2 m mélységben a felsőpleocén keresztarétegzett homokra települt pleisztocén összletben alul homok az alapanyag, amit D felé egészen enyhén lejtő sávokban elhelyezkedő 1—2 cm-es szögletes dolomittörmelékes, helyenként kiékelődő szalagok tagolnak, addig a feltárás 108 m tszf-i magasságú fenékszintjétől 1—2 m-rel magasabban a dolomittörmelékes sávoknak már alig észrevehe-



41. ábra. A 40. ábrán közölt szelvény különböző rétegeiből vett minták szemcseösszetélteli (a) és szemeloszlási (b) görbéi

A felszíntől számított mélység: 1 = 2 m; 2 = 9 m; 3 = 9,3–11,5 m; 4 = 11,6 m; 5 = 16,2 m



42. ábra. A balatonberényi magaspart szelvénye

1 = lejtőlössz; 2 = dolomittörmelék (0,5–2 cm \varnothing -jű), a felső szintben főként lösz-, lefelé egyre inkább homokszemmagyságú (lásd 43–44. ábra), jórészt lejtőüledék; 3 = jelenkori lejtőtörmelék; 4 = pleisztocén folyóvízi homok kvarc- és vörös homokkómrúvával; 5 = felsőpliocén kereszt-rétegzett homok

tően a Balaton felé irányuló lejtését tapasztalhatjuk (37., 42. ábra). A dolomitos sávokat tartalmazó képződmény még néhány m vastagságban zömében homokszemmagyságú, de azután egyre nagyobb lesz a löszfrakció aránya, s a felső 10–15 m-ben már csak vékonyabb, többnyire alig néhány cm vastagságú homokerek tagolják a homokos löszet. A dolomitos sávok azonban egészen a felszínig jelen vannak, legfeljebb annyiban változik a kép, hogy míg alul sűrűn, általában 5–10 cm-enként követik egymást, s többnyire párhuzamos futásúak (3. kép), addig feljebb, a felszín felé haladva nemcsak sávok formájában van jelen a szögletes dolomittörmelék, hanem szórtan, a löszanyaggal keverten is bőségesen előfordul.

A vázolt települési helyzetből arra következtethetünk, hogy a felsőpliocén kereszt-rétegzett homokra települt alsó összlet É-ről vízfolyások által áttelepített, eredeti helyén levő üledék, amely lerakódása után részt vett a Balaton-árok süllyedésében. A felső, nagyobb vastagságú rétegsor viszont már D-ről magasabb szintről települt fokozatosan vissza É felé, a Balaton-árok würmben végbement erősebb süllyedése hatására, derázis, lejtős folyamatokkal, időnként areális lemosással, máskor géliszoliflukcióval. Utóbbira utal a felsőbb összletben a különböző frakciójú, löszös-homokos-dolomittörmelék anyag erős kevertsége. Hogy sok benne a löszfrakció, az analógiák alapján fiatal würm korára utal, mert a Marcali-hát szálban álló löszeit sem tagolja É-on — eddigi adataink szerint — fosszilis talaj, nyilván azért sem, mert igen fiatalok, würm végéről valók.

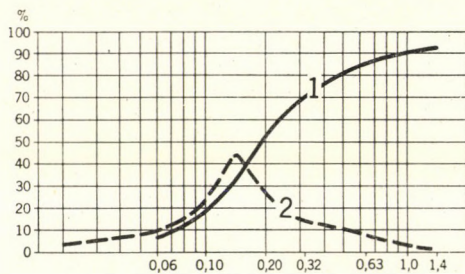
Mindenesetre elég tekintélyes, több mint 10 m vastagságú a peremen a keletebbi feltárásban a löszös alapanyagú dolomittörmelékes képződmény, ami a lejtőn a mindenkori inflexiós sáv alatti deluviális felhalmozódás eredménye.

Nagyon érdekes egyébként, hogy a képződményt tagoló homokos és dolomitos sávok jelenléte ellenére a lepusztító folyamatokkal szemben ez az üledék ugyanúgy viselkedik, mint a lösz. A magaspárt említett peremén a legtípusosabb löszpiramisok tucatját lehet tanulmányozni, mélyrevágódott kicsiny aszók társaságában. Id. Lóczy L. és CHOLNOKY J. löszként írták le ezt az üledéket. Emellett a parttól kissé távolabb jellegzetes löszmélyutak is keletkeztek benne, de a mélyutak feltárásaiban is megjelenik a sűrű dolomitsávok rendszere, a löszös anyag pedig maga is igen finoman rétegzett, mindazokkal az ismérvekkel rendelkezik, amelyeket PÉCSI M. (1962c) más hazai területekről is a lejtőlöszök települési és egyéb sajátosságairól ismertetett.

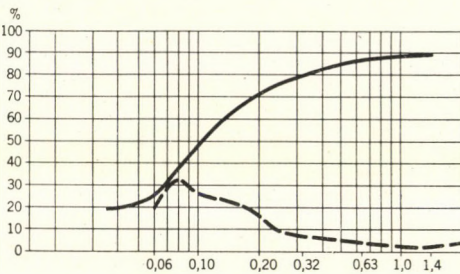
A dolomitszemcsék a berényi feltárásban is viszonylag igen szögletesek, átlagos szemnagyságuk 0,5—1,5 cm. Szögletességüket kétféleképpen is magyarázhatjuk: a Balaton (eltekintve a „tihanai kúttól”) itt a legkeskenyebb, a Keszthelyi-hegység déli lába mindössze 4 km-nyi távolságra van, s ha ehhez még hozzászámítjuk is azt az utat, amit a Kéthely, ill. Balatonújlak—Balatonszentgyörgy közötti peremig és vissza megethettek a dolomtkavicsok, akkor sem adódik 10 km-nél nagyobb távolság. Ezt a hosszabb utat is csupán a felsőbb összeteben települt szemcsék tették meg, mégpedig vissza, É felé már nem folyóvízben, hanem lejtős, deráziós folyamatokkal, aminek következtében kevésbé voltak görgetésnek, ill. kopásnak kitéve. A másik lehetőség, amivel számolni kell a dolomitszemek szögletes voltának értelmezése során, hogy a periglaciális éghajlat alatt számtalanszor voltak kitéve a „szezontalajban”, a tévekeny szintben olvadás és újrafagyás során fagyokozás aprózódásnak. Ennek következtében a már valamelyest koptatott szemcsék is az új törési felületek révén élesebbekké, szögletesebbekké váltak.

A dolomittörmelékes képződmény alapanyagának, a homoknak ill. a löszös üledéknek a *szemszerkezeti vizsgálata* alapján az alsó, homokosabb és a felső, löszösebb rétegsor jól elkülönül (43., 44. ábra). A sok minta vizsgálateredményeit tartalmazó kumulatív összeggörbék közül a homokosabb alsó rétegsorról tájékoztató 1. sz. görbén (43. ábra) a maximum érték a 0,1—0,2 mm \varnothing -jú részlegbe esik (33,76%), amit a 0,2—0,32 mm \varnothing -jú (17,69%) és a 0,32—0,63 mm \varnothing -jú részleg (12,17%) jelentékeny lemaradással követ. Feltűnő egyrészt az 1,4 mm-nél nagyobb \varnothing -jú részleg másodmaximumként való jelentkezése (7,72%), másrészt a löszfrakció felé mutató részlegnek a középleisztoécán homokokkal szembeni nagyobb arányú (6,35%) jelenléte ebben a würmi üledékben.

A felső löszösebb szintekből vett minták elemzését tartalmazó 2. sz. kumulatív összeggörbén (44. ábra) a maximum érték átcsúszott a finomabb, 0,06—0,1 mm \varnothing -jú részlegbe (28,57%), majd a 0,1—0,2 mm \varnothing -jú részleg (22,35%) következik, s harmadikként, mint igen jellemző tulajdonság, a legfinomabb részleg, a 0,06 mm-nél kisebb \varnothing -jú szemcsék nagy (18,75%) százalékos aránya tűnik szembe. Emellett jelentős (13,25%) a durvább homokfrakciók, az 1,4 mm-nél nagyobb \varnothing -jú szemcsék rész-



43. ábra. A balatonberényi magaspárt alsó, homokosabb alapanyagú rétegeiből vett minták középpértékei alapján készült szemcseösszetételi (1) és szemeloszlási (2) összeggörbék



44. ábra. A balatonberényi magaspárt felső, löszösebb rétegeiből vett minták középpértékei alapján készült szemcseösszetételi és szemeloszlási összeggörbék

aránya is. A *kvartil értékek* az 1. sz. (alsó összlet) és a 2. sz. (felső összlet) kumulatív összeggörbéken a következőképpen jelentkeznek:

1. sz. kumulatív görbe		2. sz. kumulatív görbe	
Q_{25}	0,12	Q_{25}	0,066
Q_{50}	0,20	Q_{50}	0,105
Q_{75}	0,34	Q_{75}	0,25

A kvartil értékekben is jelentékeny különbségek mutatkoznak az alsó homokosabb és a felső löszösebb összletekből vett minták kumulatív összeggörbéi között.

Általánosságban az tűnik ki, hogy az egész komplexumban a *pleisztocén vége felé közeledve egyre inkább szerepet játszik a területen a löszképződés*, aminek nyomai — a mondottak alapján — még a lejtőüledékekben is megmutatkoznak. Vagyis az áttelepítésnek löszök is áldozatul eshettek, más anyagokkal keveredhettek, de még inkább arról van szó, hogy *a megfelelő frakciójú lejtőüledékekben is a würm hideg-száraz klimatikus viszonyai közepette folyamatosan végbemehetett a diagenézis. Még pedig attól függetlenül, hogy mi volt a lerakó közeg*. Mint látjuk, esetünkben a periglaciális lejtőfolyamatok, főként a derázio és a geliszoliflukció által vegyes-keverten áttelepített különböző szemmagyságú üledékek is korlátozott mértékben diagenézisen mehettek át, amit a típusos löszre jellegzetes magas CaCO_3 tartalom is tanúsít. Egyébként utóbbival függ össze a már említett morfológiai következmény is, az ti., hogy *a berényi magasparton jellegzetes löszpiramisok, másutt löszmélyutak alakultak ki, hiszen ez az üledék is úgy viselkedik a lepusztító folyamatokkal szemben, mint a lösz*.

A kvartil értékekben is megnyilvánul, hogy az anyag a felszín felé finomodik, azt azonban eltakarják az értékjelző számok, hogy ez a finomodás nem egyenletes, sem térben, sem időben, de hogy a nagy számok törvénye alapján mégis egyértelműen megnyilvánul, az általános törvényszerűségnek tűnik, s azzal magyarázható, hogy — mint az egész területen, úgy itt is — *egyre inkább szerephez jutnak a pleisztocén vége felé azok a részben eolikus (futóhomok- és löszképződés), részben periglaciális (lejtőüledékek stb.) folyamatok, amelyek a felszínfejlődésben bekövetkezett nagy fordulat, a Balaton árkának újpleisztocén kori szakaszos süllyedése után a korábbi hordalékkúp-képződést felváltották*.

h) A balatonberényi feltárás tövében mélyített fúrásunk csak a Balaton középvízszintje alatt 2 m-rel érte el a pliocén feküet. Nyilvánvaló, hogy — mint már korábban is kifejtettem (MAROSI S. 1960) — *a Balaton-árok ÉNy—DK-i irányú vonalak mentén helyenként megszakadó, de mégis csaknem összefüggő hordalékkúp-, sőt hordaléklejtő-felszínnel együtt süllyedt be, amely a Középhegyvidék lábához támaszkodott*. Feltételeztem, hogy a mai tómedencét korábban is keresztező meridionális irányú mélyedésekben igen jelentős vastagságú pleisztocén rétegsornak kell lennie a mai tó fenékszintje alatt le-süllyedt formában. Ezt a feltételezésemet azonban sajnos jelenleg még csupán néhány, az említett berényihez hasonló fúrás támasztja alá. Ugyanis mind ez ideig hiányoznak a Balaton fenekét megfelelő részletességgel behálózó és elegendő mélységű fúrások. Az újra indult Balaton-kutató munkálatok során sem vettek a kutató hajókkal rendelkező illetékes intézmények munkatársai egyelőre ilyen fenékfúrást tervbe, csupán sekély, 1—2 m-es fúrásokat telepítettek részletesebb elosztásban a tóba, a feliszapolódás

mértékének megállapítása érdekében. Pedig a tó kialakulásidejének pontos rögzítése céljából sem lenne közömbös morfológus által jól kiválasztott helyen, néhány 50–100 m-es fenékfúrás lemélyítése.

A korábbi vizsgálatok során ugyanis mindössze Lóczy L. (1913) és jóval később Zólyomi B. (1952) irányításával hajtottak végre viszonylag kevés számú és nem mély fenékfúrást. Azonban ezeket véleményem szerint morfológiai szempontból nézve nem a legszerencsésebb helyeken telepítették, hanem többségükben olyan helyeken, amelyek a Balatont keresztező meridionális hátaik felszínrészeire jutottak, ahol valóban nem nagy mélységben már pliocén rétegek fekszenek. Ezek a hátaik, Lóczy földnyelvei a würmben később kerültek víz alá, később lettek az egységes tó részeivé, mint a köztes mélyebb, a meridionális völgyek vonalába eső területek, amellet a későbbiek során bekövetkezett alacsonyabb vízállások idején is könnyebben kerülhettek szárazra, s átmenetileg denudációs felszínrészekké válhattak. Rajtuk tehát a sajátos szerkezeti viszonyok következtében, mint magasabb helyzetű hátaikon, vagy nem is rakódott le hordalékkúp-anyag, vagy ha igen — később lepusztult. Ezért érthető, hogy Zólyomi B. (1952) fúrásai-ban a pliocén rétegek fölött a tófenék említett helyein csupán würm végi üledékekre utaló pollenek fordultak elő, s ilyen alapon ő a tómedence kialakulásidejét is a würm III. fázisába helyezte. Holott adatai nagyon jól beilleszthetők a korábban általunk kifejtett álláspont kereteibe, amely szerint a Balaton-árok térben és időben szakaszos süllyedés eredményeként kialakult poligenetikus medence.

Id. Lóczy L. monográfiájában ugyancsak leír olyan rétegsorokat a Balaton fenekén végzett fúrások alapján, amelyeket — úgy tűnik — újra kell értékelni. Ezekben a fúrásokban Lóczy magas helyzetűnek jelzi a pliocén rétegeket. Az említett földnyelveken ez valóban így is lehet. Viszont a köztes mélyebb helyzetű vápákban rendre jelen kell lenni véleményem szerint az elsüllyedt prebalatoni hegylábi hordalékkúp maradványainak. Nos, maga Lóczy is a Balatonboglár—Révfülöp között, a tó közepén mélyített 16,19 m (vízszinttől) mélységű fúrásban 4,39–6,59 m között „szegletes és kopott balatonfelvidéki, mogyorónagyságú kavicsokról”, 6,59–7,82 m között „mogoró-, diónagyságú, gömbölyű kvarc- és szegletes sarmatiai mészkődarabokról”, 7,82–8,39 m között „szegletes balatonfelvidéki kavicsról” tesz említést; 14,19–14,89 m közötti rétege: „kavicsos, agyagos homok, 1 mm nagyságú kopott szemekkel, diónyi nagyságú szegletes kvarc, permi veres homokkő, sok sarmatiai mészkődarab...”. A pliocén—pleisztocén határát fauna alapján 8,59 m mélységben vonja meg.

Keszthelyen a Ny-i part előtt mélyített 13,40 m-es fenékfúrásban 8,49–12,49 m között „szürke, csillámos, agyagos homok, alább sötétebb árnyalatú, mogyorónagyságú, szegletes balatonfelvidéki kavicssal”; 12,49–13,49 m között „... eléggé durva, 0,6–1,0 mm szemnagyságú agyagos homok; balatonfelvidéki, diónyi nagyságú szegletes és gömbölyű kavicssal, bekérgezett, lemart felületű, mogyorónagyságú éles kavicsokkal...” szerepel leírásában. E rétegeket Lóczy is a fúrás talppontjáig pleisztocén korúaknak tartja.

Úgy gondolom, az előbbi, a Balatonboglári—Révfülöp közötti fúrás alsó rétegsora is még pleisztocén. A benne előfordult pannóniai jellegű faunamaradványok egyszerűen átmosódhattak a pleisztocén üledékekbe; hiszen számos példát találunk a tó közeli feltárásokban, ahol pleisztocén fauna-

maradványok társaságában vannak jelen a többé-kevésbé ép vagy töredékes pliocén faunamaradványok, tanúsítva nyilvánvaló áttelepülésüket. Lóczy L. és követői viszont ezzel a lehetőséggel nem igen számoltak, s így számos esetben fiatalabb képződményeket is már idősebbeknek vélték a bennük talált idősebb fauna alapján. Ehhez még azt is hozzá kell tenni, hogy olyan feltárást is ismerünk a Balaton DNy-i sarkából, ahol településében, egész jellegében is pannóniai homoknak tűnő anyagban pleisztocén és holocén csigamaradványok mutatkoznak. Ez arra int, hogy a pleisztocén vízfolyások üledékeiben is különböző faunagenerációk keveredhettek össze, a Balaton-árok besüllyedése után feléje, mint erózióbázis felé is nagymennyiségű pannóniai üledék települt át, s ezért kormeghatározásunkban a faunisztikai módszerrel óvatosan kell élnünk, szigorúan csak egyirányú időbeli meghatározásra alkalmas (az üledékben talált legfiatalabb faunánál idősebb nem lehet a képződmény, de fiatalabb még lehet).

Mindezek alapján tételeztem fel már korábban is (MAROSI S. 1960), hogy nemcsak a Lóczy L. említett fúrásaiban szereplő kavicsos üledékek pleisztocén korúak, hanem a fúrások talppontja alatt megfelelő helyeken (a földnyelvek közti mélyebb vápákban) még tekintélyes vastagságú, a pleisztocén hordalékkúphoz tartozó összletek rejtőzhetnek, amiknek feltárása csak jól kiválasztott helyeken mélyített, 50–100 m mélységig lehatoló fenékfúrásoktól várható. A Balaton-árok szakaszos süllyedésére vonatkozó, részben fentebb kifejtett véleményünk ilyen fúrások eredményei alapján lenne további bizonyítékokkal is alátámasztható.

i) *A Balaton vízállásváltozásaival, a pliocén és a holocén folyamán keletkezett, a tó különböző vízállásaihoz tartozó formákkal (szinlők, turzások) és a tó üledékeivel* később részletesebben is foglalkozunk. Most csak annyit jegyzünk meg, hogy a LÓCZY L. (1913), CHOLNOKY J. (1918), KORCSMÁROS I. (1938) és BULLA B. (1943) által különböző helyekről említett, valamennyiük szerint *egyetlen* magas, pleisztocén korú szinlő területünkön is igazolható, de csak kisebb foltokon bizonyítható üledékekkel is. Általában a korábbi szerzők által balatoni eredetűnek tartott pleisztocén üledékek jelentős része folyóvízi vagy lejtőüledéknek bizonyult. Hogy azonban ők maguk is *csupán egyetlen pleisztocén szintről emlékeznek meg — helyesen —, az önmagában is a mi véleményünket támasztja alá, azt ugyanis, hogy tóval is kitöltött medence az utolsó interglaciálisban aligha lehetett, mert annak semmilyen tavi üledékkal jellemzett, tóterasz formájában fennmaradt morfológiai emlékérről nincs tudomásunk.* Az elődök által is kimutatott, egyetlen pleisztocén szinlő a würm folyamán kialakult, vízzel kitöltött tómedencéhez tartozik. Ha a Balaton már az utolsó interglaciálisban tó lett volna, a würm különböző szakaszaiban a kéregmozgásoktól függetlenül is, pusztán a változatos éghajlati feltételek hatására is a vízszintben ugyancsak olyan jellegű változásoknak, ingadozásoknak kellett volna bekövetkezniök, amelyek egynél több szint kialakulására vezettek volna.

j) *A Balaton-árok kialakulása* nem csupán ebben a térségben változtatta meg a felszín arculatát, hanem *gyökeres változást eredményezett tájunk D-i felében is.* Megszűnt ugyanis a hordalékkúp-épülés, s helyette egészen más jellegű felszínfejlődési folyamatok léptek előtérbe.

A szerkezeti mozgások hatására mindenekelött a paleohidrográfiai képből állt be itt is jelentékeny változás. A középleisztocén kori vízfolyások egységes lefutásának a Balaton-árok süllyedése eredményeként bekövetkezett

megszakadása, ezzel kapcsolatban *vízválasztó kialakulása* Belső-Somogyban is az első jelei ennek a változásnak.

A vízválasztó kezdetben az említett Marcali—Öreglak vonalában húzódó diszlokációs öv környékén alakult ki, tehát közel a Balatonhoz, és meglehetősen alacsony volt. A táj e vonaltól D-re eső részén viszont azzal a következménnyel járt, hogy a korábbi, a Dunántúli-középhegység felől érkező vízfolyások elvesztették vízgyűjtő területük tekintélyes részét. Emiatt az új vízválasztótól D-re levő völgy- ill. mederszakaszok rövid időre torzókká is alakultak, sőt némelyiket olyan mértékben temették be a nagyobb szerephez jutó új felszínformáló folyamatok (szél, derázió) új üledékei (futóhomok, löszös, homokos lejtőüledékek), hogy végleg elpusztultak. Többségük azonban az újpleisztocén folyamán feléledt, természetesen a korábbinál jóval szerényebb formában. Feléledésükhöz pedig hozzájárult, hogy tájunk D-i részén a Dráva-völgy is szakaszos süllyedések hatására kezdte elnyerni nagyjából a mai helyén a jelenlegihez már meglehetősen hasonló alakját. A Dráva-völgy különböző mértékben süllyedő szakaszai felől indultak hátravágódásnak megfelelő, csapadékosabb klimatikus feltételek között egyes vízfolyások legalsó szakaszai, de ez nemcsak kimélyülésükhöz volt kevés, hanem az É-i jelentékeny kiterjedésű vízgyűjtő területek elvesztése miatt a D-en megmaradt vízfolyások energiájában előállt nagymérvű csökkenést is csak kis mértékben tudta ellensúlyozni.

Az emelkedő Zselici-dombság É-i tövében az újpleisztocénban fokozatos süllyedéssel kialakult *Kapos-völgy* megjelenése hasonlóképpen nem hozott létre olyan mértékű szintkülönbséget, ami területünk erre felé tendáló vizeinek számottevő energiát kölcsönzött volna. Ezért még a würm csapadékosabb klimatikus viszonyai között, az interstadiálisokban is csupán néhány jelentéktelenné vált vízfolyás élt tovább a középpleisztocén hordalékkúpot felépítő vizek pályáin. Inkább a medrek, ill. völgyek különböző mértékű elhalása, betemetődése volt jellemző. Különösen a periglaciális éghajlat kedvezett az ilyen folyamatoknak, a deflációnak és a derázióknak.

Hatványozottabban mutatkozott meg a fentebb vázolt tendencia területünk D-i részében a Balaton-árok würm I—würm II-ben bekövetkezett erősebb süllyedése nyomán. Ez felfokozott hátráló eróziót váltott ki a feléje fordult völgyszakaszokon, s a Balaton felé irányuló vízfolyások ennek kapcsán növelték D felé vízgyűjtő területüket. Úgy tűnik, a fentiekén kívül ebben az is szerepet játszott, hogy most már nem annyira a Buzsák—Karád mélyszerkezeti vonulat volt relatíve emelkedő területsáv, hanem az Inke—Igal vonalában húzódó alaphegység emelkedett, s ez is hozzájárult a belső-somogyi *vízválasztó délebbre tolódásához*, a korábbi vízválasztó környékének már említett további letarolódásához, Marcali—Öreglak vonalában egyes helyeken a pliocén rétegek exhumálásához, de e sávban másutt is a pleisztocén hordalékkúp-anyag kivékonyodásához (5., 24. ábra). Tájunk D-i felében pedig fokozottabban alakíthatta át a középpleisztocén hordalékkúp felső folyóvízi homokanyagát a szél futóhomokká, a hordalékkúp-felszínt futóhomok-területté, mind a Marcali-háttól K-re, a Nagyberék meridionális sávjában, mind pedig a Marcali-háttól Ny-ra, a Kisbalaton meridionális sávjában, egészen a Dráváig.

k) *Ez időtől kezdve élt egészen önálló életet a Marcali-hát is. Szakaszos kiemelkedésen ment keresztül, valószínűleg a területünk más részein jellegzetes említett mozgásfázisok idején. S amint kissé környezete fölé emelkedett,*

megszabadulva a hordalékkúp-építő vízfolyások uralmától, a *lössképződés* számára alkalmas térszíné vált. A szomszédságával szemben fennálló *kezdeti térszíni különbség* azonban még nem indokolja eléggé, hogy miért volt jellemző felszínén a würmben a lössképződés, míg egyidejűleg Ny-i és K-i szomszédságában csak foltonként, főleg D-en keletkezett kevés lösz, helyette inkább futóhomokmozgás ment végbe. E fogas kérdésre az alábbiakban kísérünk meg választ adni.

Kétségtől az újpleisztocénban szerkezeti mozgásokkal fokozatosan kialakuló térszíni különbség is fontos szerepet játszott a további eltérő felszínfejlődésben kiváltásában. Míg ugyanis a Balaton-árok kialakulása nyomán a Marcali-háttól Ny-ra és K-re a vízfolyások, ill. pangó vizek uralták a felszínt, amelyek akadályt jelentettek a lössképződés számára, addig a még csak kissé a környezete fölé magasodó Marcali-hát is már mentesült a vizektől, s képződhetett rajta lösz. S a *differenciálódás tovább fokozódott*, amikor a korábbi ok (a Marcali-hát viszonylagos kiemelkedése környezete fölé) okozata (a Marcali-hát lösztakarával való megemelése) újabb okként (még szárazabb térszín) lépett elő.

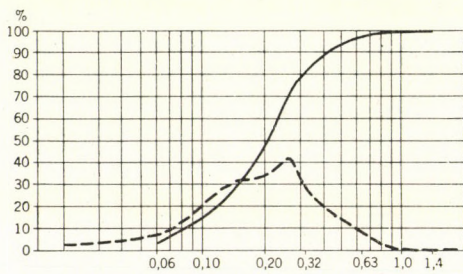
Az említett magyarázaton kívül azonban — úgy tűnik — fokozottabban figyelembe kell vennünk a hasonló eredményre vezető okokat, a *távolabbi domborzati adottságokat s a velük kapcsolatos helyi klíma (szél-) viszonyokat, továbbá a litológiai sajátosságokat*. Arról van ugyanis szó, hogy a würmben a Keszthelyi-hegység már jelentősen környezete fölé magasodott (ezzel összefügg D-i meridionális folytatásában a Marcali-hát szerkezeti mozgások hatására történt kiemelkedése is), tőle K-re és Ny-ra vizsont a mélyebb helyzetű Tapolcai-medence és belső-somogyi folytatása, ill. a Zala-völgy és belső-somogyi folytatása helyezkedik el. *Az uralkodó É-i szél számára ezek az alacsonyabb térszínnek bizonyos mértékig szélkaput is jelenthettek, míg a Keszthelyi-hegység esetleg gyenge szélárnyékot kölcsönözhetett a Marcali-hátnak*. A porszállító periglaciális kori szelek tehát a szélkapuban nem rakták le tartósan a port, hanem az erősebb szelek vagy messze D-re vitték, vagy oldalirányba „kidobták” a viszonylag szélcsendesebb Marcali-hát, ill. K-en a Somogyvári-hát, Ny-on pedig a Zalaapáti-hát felszínére. Sőt, a Nagyberék és a Kisbalaton meridionális sávjában domborzati hatásra felerősödött szelek a belső-somogyi hordalékkúp anyagából is a szárnyra kapott port ugyanígy szállították tova, de jellemző, hogy területünk délebbi részén, a Dráva közelében már az említett szélkapuk meridionális sávjában is találunk néhány folton lösz (Csokonyavisona, Barcs, Komlósd, Heresznye, Csurgó) a felszínen vagy vékony futóhomok-takaró alatt.

1) Nagyon jellemző, hogy maga a *belső-somogyi futóhomok-takaró is D felé vastagszik ki, vagyis míg a táj É-i részei inkább deflációs területek, a D-i részek a vastag futóhomok felhalmozódásának területei*. A futóhomokok szerkezeti vizsgálata is az É-i szelek uralkodó voltát bizonyítja, D felé ugyanis finomodik a homok anyaga. Ez törvényszerű is, hiszen a szél úgy szitálta ki a hordalékkúp homokanyagát, hogy az apróbb szemcséket távolabbra vitte D felé. Természetesen azt is figyelembe kell vennünk, hogy hasonló szemszerkezeti tulajdonsággal rendelkeznek a fekü hordalékkúp-homokok is, hiszen az azokat lerakó vízfolyások is É-ről érkeztek és D felé törvényszerűen finomodott hordalékuk. Ezt a különbséget azonban a szél osztályozó, szelektáló tevékenységével tovább fokozta, azáltal is, hogy a legfinomabb frakciójú szemcsék nemcsak D-en, hanem az anyagot szállító

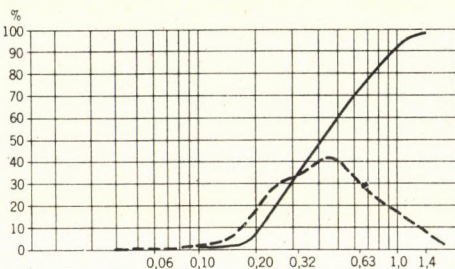
szél fő útvonalának peremein és azon kívül, a gyengébb erősségű szelek zónájában rakódhattak le, s szaporították a meridiális hátakon a lösz alapanyagát, a lerakódott por mennyiségét.

A mondottakat jól igazolják a futóhomokokból vett nagymennyiségű, területileg csoportosított minta *szemszerkezeti vizsgálateredményei*.

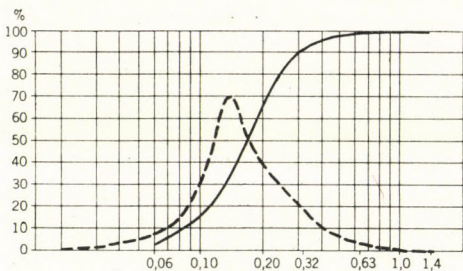
Míg a homokterület *É-i feléből* származó homokok kumulatív összeggörbéiről (1., 2. sz. görbe; 45., 46. ábra) világosan kitűnik, hogy a finomabb szemcsésű homokok aránya megfogyatkozott a fekü folyóvízi homokoknál (30., 31., 32. ábra) tapasztalattal szemben, addig a terület D-i felében (3., 4. sz. kumulatív összeggörbe; 47., 48. ábra) csak a legfinomabb részleg (0,06 mm \varnothing -júnél kisebb) aránya csökkent erősen (kifűvódott az anyagból és a lösz alapanyagává vált), míg a 0,1—0,2 mm \varnothing -jú részleg aránya továbbra is uralkodó maradt, még pedig sokkal nagyobb — a Marcaliháttól Ny-ra 51,72%-os, K-re 49,03%-os — aránnyal, mint az itteni fekü folyóvízi homok. Ez a százalékos arány még nagyobb is lenne, ha a Dráva peremi homokokat nem számítottuk volna ebbe a csoportba. A Dráva nagyobb szemcsésű folyóvízi homokjából ugyanis keveredett átfűjt homok az itteni hordalékkúpából származó futóhomokok közé, aminek az eredménye lett, hogy a 3. és a 4. sz. kumulatív görbékkel szemben a Dráva peremi homokokban a 0,1—0,2 mm \varnothing -jú részleg aránya csupán 38,38% (pedig az említett 3. és 4. sz. görbékben ugyanezen Dráva peremi homokok adatai is bennfoglaltatnak, ami az említett részleg százalékos arányát ott csökkenti, de még így is 50% körülívé teszi), viszont megnő a 0,2—0,32 mm \varnothing -jú részleg aránya (30,13%, 5. sz. görbe; 49. ábra). A mondottak, egyáltalán a futóhomokká alakulás,



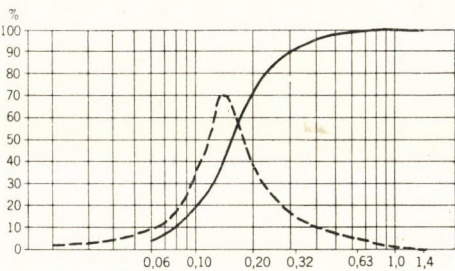
45. ábra. Szélfújta homokok szemeseösszetétele (1) és szemeloszlása (2). 1. sz. kumulatív összeggörbe: Nagyberék—Dráva-völgy közötti homokterület É-i része



46. ábra. Szélfújta homokok szemeseösszetétele és szemeloszlása. 2. sz. kumulatív összeggörbe: Kisbáton—Dráva-völgy közötti homokterület É-i része



47. ábra. Szélfújta homokok szemeseösszetétele és szemeloszlása. 3. sz. kumulatív összeggörbe: Nagyberék—Dráva-völgy közötti homokterület D-i része



48. ábra. Szélfújta homokok szemeseösszetétele és szemeloszlása. 4. sz. kumulatív összeggörbe: Kisbáton—Dráva-völgy közötti homokterület D-i része

a folyóvízi homokokkal szembeni nagyobb fokú és D-re egyre erősebb osztályozottság megmutatkozik a futóhomokokból vett minták alapján készült kumulatív összeggörbék kvartil értékeiben is.

	1. sz. görbe	2. sz. görbe	3. sz. görbe	4. sz. görbe	5. sz. görbe
Q_{25}	0,14	0,28	0,13	0,12	0,14
Q_{50}	0,21	0,43	0,18	0,175	0,20
Q_{75}	0,29	0,70	0,22	0,21	0,28

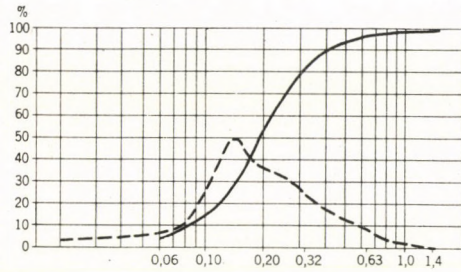
Ha ezeket az értékeket egyrészt egymással, másrészt a feké folyóvízi homok hasonló értékeivel (72—73. old.) összevetjük, a fentebb mondottakat igazolva látjuk.

m) Amint az eddig vázolt fejlődésmenetből kitűnik, az újpleisztocén szerkezeti mozgások — főként a Balaton-árok kialakulása kapcsán — olyan jelentős változásokkal jártak, amelyek eredményeként a korábbtől merőben eltérő, új arculatot nyert a táj. *Alapvonásaiban kialakultak Belső-Somogy geomorfológiai kiskörzetei*, a mai felszín alapformái, és pedig: 1. a tájat meridionális irányban kettészelő löszös Marcali-hát; 2. a tőle K-re elhelyezkedő Nagyberek—Dráva-völgy közötti homokterület; 3. tájunk Ny-i sávjában a Kisbalaton—Dráva-völgy között elterülő homokfelszín; 4. D-en a Dráva völgye; É-on pedig a Balaton medencéje, amelyből csak a holocén folyamán vált ki a még napjainkig sem teljesen vízmentes alluviális térszín, a 5. Fonyódi- és Boglári tanúhegyekkel élénkített domborzatú Nagyberek és 6. a Kisbalaton geomorfológiai kiskörzete.

A pleisztocén végén és a holocénban már valamennyien a maguk sajátos, önálló életét élték. Mind a felszínfejlődési folyamatok, mind az azokat irányító erőhatások a mutatkozó hasonlóságok (a két homokterület, ill. a Nagyberek és a Kisbalaton párhuzamában) ellenére oly sok eltérő vonással rendelkeznek, s ennek következtében morfológiai arculatuk is annyira különböző, hogy az ismétlések elkerülése céljából — úgy vélem — nemcsak célszerű, hanem kívánatos is az alábbiakban tájunk további geomorfológiai fejlődéstörténetét egészen rövidre fogni, s az egyes geomorfológiai kiskörzetek würm végi és holocén felszínalakulását morfológiai jellemzésükkel szoros kapcsolatban majd a II. (morfológiai) fejezetben külön-külön részletesebben tárgyalni.

7. A felszínfejlődés vázlata a negyedidőszak végén

a) Az újpleisztocén szerkezeti mozgásoknak a felszínfejlődésre gyakorolt igen jelentős hatása kétségkívül a Balaton-árok kialakulásában és ezáltal a paleohidrográfiai rendszer megváltozásában nyilvánult meg. De ugyancsak e mozgások alakították ki a táj szerkezeti-morfológiai vázát, a nagyformákat.



49. ábra. Szélfújta homokok szemeseösszetétele és szemeloszlása. 5. sz. kumulatív összeggörbe: Dráva mente

A laza üledékes kőzetekben a szerkezeti mozgásokra utaló vetődésekre természetesen ritkán akadhatunk, de hogy morfológiai módszerek is alkalmasak szerkezeti mozgások megállapítására, arra igen jó példát találunk Lengyeltóti és Öreglak között, a Barátpuszta közelében levő homokbányában. Itt két különböző irányú vetősík mentén is figyelhetünk meg vertikális elmozdulást (4. kép). Az egyik vetősík csapása majdnem pontosan É—D-i



4. kép. Fiatal vetődések a Barátpusztai homokfeltárásban

(355—175°), a másiké ÉNy—DK-i (310—130°). Nagyon jellemző, hogy az említett feltárás két kisebb völgy találkozási közelében van, s az egyik völgy pontosan az egyik, a másik pedig a másik irányt követi. Az egyébként aszimmetrikus völgyek szerkezeti előrejelzése ezek szerint itt nyilvánvaló. A példa arra utal, hogy az *isméllődő völgyirányokból — megfelelő óvatossággal — szerkezeti vonalakra is következtethetünk*. Egyébként az említett rétegzett homok több, egymással párhuzamos, 10—15 cm-es ugrómagasságú vető mentén mozdult el mindkét irány mentén. Ez viszont arra utal, hogy *kis vetővonalak tesznek ki egy-egy vetőzónát*, amely néha horizontálisan több száz m-es távolságot fog át, vagyis ilyen távolságon belül jelentkezik csak a számottevőbb vertikális elmozdulás. Ezért helyesebb — legalább is hasonló körülmények között — vető helyett *vetőzónáról* beszélünk.

Ugyancsak a morfológiából következtetett szerkezeti mozgásokra már MAROS I. (1923—25) rövid tanulmányában, amikor Kéthely környékén

az erózió erős hátraharapódzását, a völgyek jelentős kimélyülését a felszín fiatal emelkedésére vezette vissza.

Vetődésre utal a Balaton víztükre alatt, a D-i partvonalától 1—1,5 km-re a fenéknek már LÓCZY és CHOLNOKY által leírt hirtelen mélyülése. CHOLNOKY szerint ebben a szűkebb, kisebb kiterjedésű medencében foglalt helyet *legkorábban* a tó, abrúzióval pusztította ezt a ma víz alatti peremet, s csak később, a vízszint emelkedésével terjeszkedett túl rajta D felé is nagyobb területre. Szerintünk viszont — a korábban vázolt fejlődéstörténeti keretnek megfelelően — ez a vetődés a *legfiatalabb*, mellette süllyedt meg legkésőbbben a tó medencéjének középső része. Ezt a ma víztükör alatti, átlagosan 2,5—3 m magasságú meredek peremet valószínűleg az abrúzió is formálta, de minden valószínűség szerint a tó óholocén kori, fenéki tőzegképződményekkel jelzett, mainál 5—6 m-rel alacsonyabb vízállása után közvetlenül, amikor már ismét emelkedni kezdett a víz szintje. A tó D-i partjának képződményeiből, a rétegtani helyzetből fentebb levont követ-

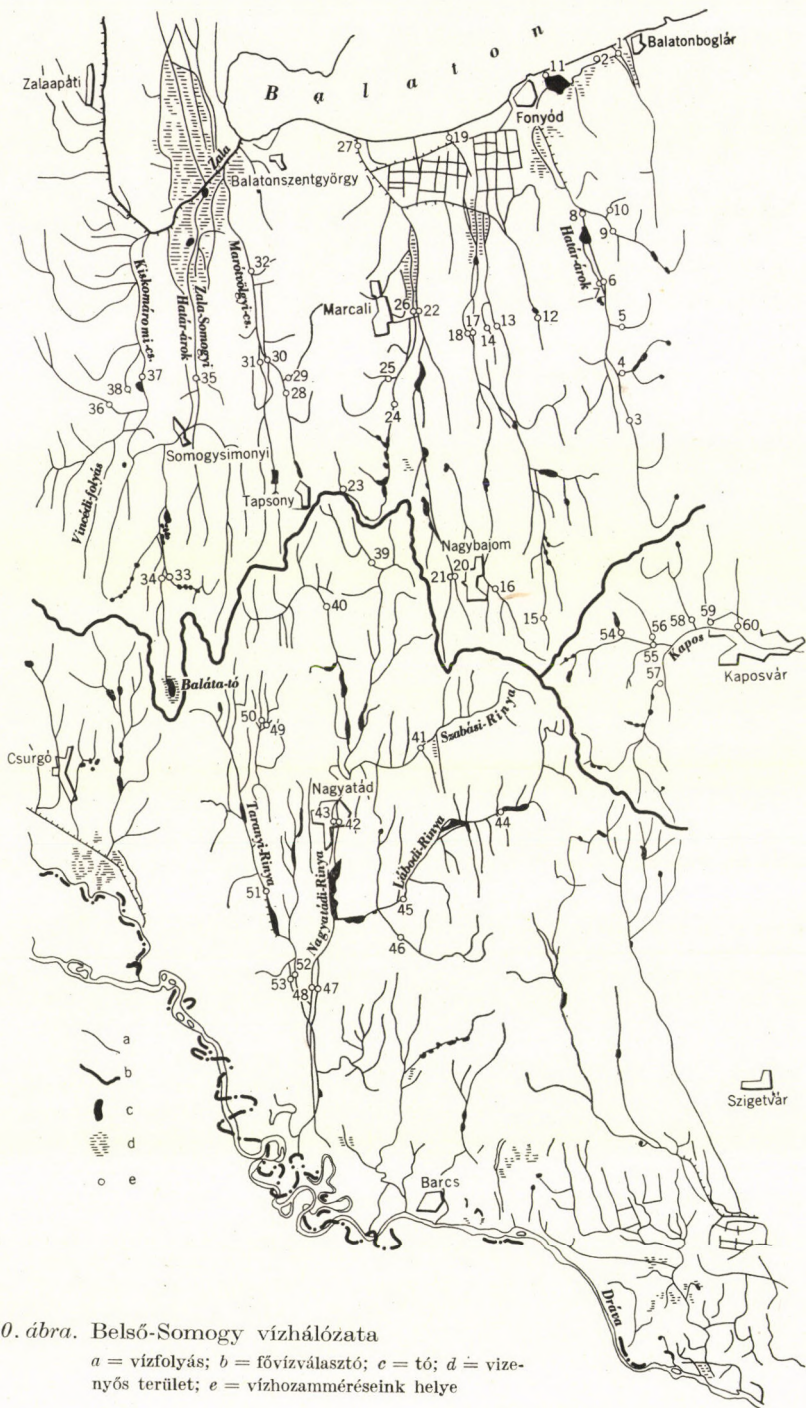
keztetéseink azt a folyamatot valószínűsítik, hogy a szakaszos süllyedés a Balaton térségében időről-időre egyre kisebb térre szorítkozott. S ha az említett tó alatti vetődést létrehozó szerkezeti mozgások az újabb, már holocén szakaszokban zajlottak le, könnyen elképzelhető, hogy egyértelműen hatottak a mogyorófázis szárazabb-melegebb éghajlatával, s együttesen okozták a tó szélsőséges, legalacsonyabb vízállását.

A szerkezeti mozgások a Balaton-árok kialakulása után is közreműködtek a Marcali-hát kiemelésében és a belső-somogyi vízválasztó kialakításában. Mivel a Balaton-árok nemcsak az újpleisztocénban, hanem a holocénban is fokozottabban süllyedt, mint a Dráva vagy a Kapos völgye, a vízválasztó egyre délebbre vándorolt. *És roppant zegzugos futású (50. ábra), amiben ugyancsak szerepet játszanak a meridionális irányú kisebb szerkezeti egységek különböző méretű vertikális mozgásai. Emellett a homoktérzsíneken a változatos homokrelief is jelentősen befolyásolja a vízválasztó futását.* Érdekes tünet, és fiatalon végbemenő morfológiai inverzióra utal, hogy a vízválasztó fokozatos D-re vándorlásával egyre inkább a Felső-Kapos—kalocsai süllyedék vastag folyóvízi üledékkel kitöltött térszínére nyomul rá. Hovatovább a legvastagabb pleisztocén összlettel jellemzett belső-somogyi területsáv lesz a legmagasabb felszín, a vízválasztó hordozója. Ebben kétségtelenül szerepet játszik az is, hogy É-ról a würmben és a holocén megfelelő szakaszában egyre több homokot halmoztak át D felé a szelek, és éppen a Felső-Kapos—kalocsai árok területén rakták le a legvastagabban. Ennél nagyobb jelentőséget kell azonban tulajdonítanunk azoknak a mozgásoknak, amelyek a Balaton-árok kialakulása és a Dráva- ill. Kapos-völgy fokozottabb újpleisztocén süllyedése óta a korábbi Felső-Kapos—kalocsai árok belső-somogyi részének É-i szegélyét egyre inkább kiemelik. Így lesz geomorfológiai inverzióval a középpleisztocén végéig erózióbázisként szerepelt Felső-Kapos—kalocsai süllyedék sávja az új erózióbázisok, az új hidrográfiai hálózat kialakulása következtében egyre inkább vízválasztó hordozója (5. ábra).

b) A vázlatosan említett szerkezeti mozgásokon és paleohidrográfiai változásokon kívül a pleisztocén végi *periglaciális folyamatok* gyakoroltak számottevő hatást a mai felszín kialakítására.

A würmben jött létre a Marcali-hát és néhány kisebb területfolt többnyire homokos *lősztakarója*. A hát magasabb szintjein általában csupán néhány m vastag, de a lejtőkön tekintélyesen, helyenként 15—20 m-re kivastagszik. E vastagabb összletek jelentős része azonban nem eolikus eredetű, hanem *másodlagos helyen levő lejtőüledék*, legalább is ilyen rétegzett kötegek tagolják. A sajátos periglaciális lejtőfolyamatok — amiknek fontos szerepére hazánkban PÉCSI M. (1961, 1962) hívta fel a figyelmet, SZILÁRD J. (1963, 1967) pedig a szomszédos Külső-Somogyi-dombságon mutatott rá — a magasabb felszínekről itt is sok anyagot telepítettek át az alacsonyabb szintekre (MAROSI S. 1962, 1965, 1968), s a jelenkori lejtőleemosás, felületi talajerózió is hasonló eredményre vezetett, amire napjainkban is számos példát látunk. Különösen jelentős ilyen áthalmazott anyag van a Balaton-árok szegélyén, ahol a tavi üledékekkel is jellemzett 112 m átlagos tszf-i magasságú, a tó legmagasabb pleisztocén kori vízállását jelző abráziós felszínt emeli meg 5—15 m-es összlettel.

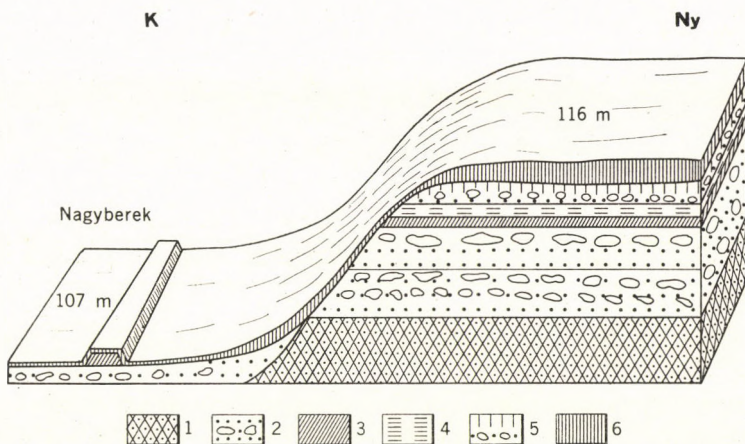
c) A periglaciális éghajlat viszonylag nedvesebb, de hűvös szakaszával (anaglaciális) kapcsolhatjuk össze a tó *legmagasabb vízállásának idejét* is. Ezzel LÁNG S. (1963) véleményét tesszük magunkévá, aki elsőként hangoz-



50. ábra. Belső-Somogy vízhálózata

a = vízfolyás; b = fővízválasztó; c = tó; d = vize-
nyős terület; e = vízhozamméréseink helye

tatta ezt a korábbi kutatók álláspontjával ellentétes véleményt. Valóban kedvezőbbek lehettek az éghajlati feltételek magas vízállás kialakulására a nem nagyon száraz, de hidegebb periglaciális fázisokban, mint a nedvesebb, de melegebb éghajlatú interstadiálisokban (interglaciális — riss-würm — szakasról azért sem lehet szó, mert még nem volt egységes víztükörrel kitöltött Balaton). Interstadiálisokban ugyan több víz gyülekezhetett össze a tóban, de összehasonlíthatatlanul nagyobb volt a párolgás is (amellett esetleges lefolyással is számolhatunk), mint az olyan periglaciális éghajlat uralma idején, amely északabbi tájakon jégnevelő, nálunk pedig a gyenge párolgás mellett csapadékosabb volt, s ilyenkor, meg hóolvadások idején vízutánpótlásra is sor kerülhetett.



51. ábra. Pleisztocén kori balatoni szinlő szelvénye Balatonkeresztúrnál

1 = felsőpliocén keresztretegzett homok; 2 = dolomittörmelékes homok; 3 = tavi homok, iszap; 4 = lápi agyag; 5 = dolomittörmelékes homokos lösz; 6 = talaj

Ilyen szakasz emlékeit őrzik azok az *abrázios szinlők*, amelyek Keszthely és Fenékspuszta között tavi üledékekkel ugyan jelenlegi ismereteink szerint nem jellemzettek, de Balatonkeresztúron, a Nagyberek és a Marcali-hát között dolomittörmelékes-löszös rétegsor alatti üledékekkel (51. ábra), Balatonbogláron a téglagyári feltárásban faunás tavi üledékekkel, Balatonboglár és Szőlőskislak között pedig lösz közé települt vékony tavi üledékekkel is jellemzeten 112 m tszf-i magasságban kísérik a tó alluviális szegélyét. CHOLNOKY J. a balatonberényi magaspart fentebb általunk ismertetett szelvényéből is említett tavi üledéket, aminek azonban ott nem bukkantunk nyomára. Ez a felszín a Marcali-hát É-i végében a tó legmagasabb vízállása idején a mainál még magasabb lehetett; a tó felé irányuló periglaciális lejtős anyagáttelepítés felhalmozódási szintere, egyúttal a tó alámosásának szenvedő alanya volt, s csak később süllyedhetett meg a felhalmozódott dolomittörmelékes anyaggal együtt, de ekkor a tó vízszintje már alacsonyabb volt, nem érte el felső peremét. Abráziojával azonban magasabb újholocén, történelmi időkben bekövetkezett vízállásai alkalmával is rombolta a partot és meredek peremmé formálta.

Míg a fentiek értelmében, LÁNG S.-ral egyetértve, hideg-nedves periglaciális szakaszra helyezzük a tó legmagasabb vízállásának idejét, elfogadhatjuk LÓCZY L. és CHOLNOKY J. véleményét arra vonatkozóan, hogy a *legalacsonyabb vízállás a holocénban következett be*, ZÓLYOMI B. (1952) paleobotanikai vizsgálateredményei alapján pontosabban a meleg-száraz mogyorófázisban. Ekkor ugyanis nemcsak a csapadék, a vízutánpótlás volt igen korlátozott, hanem a párolgás számára is optimális feltételek álltak elő.

d) A periglaciális szakaszokban az általában rétegzett lejtőüledéket produkáló deráziós folyamatok mellett a congeliszoliflukciós folyamatok tevékenységének nyomaira is rátalálhatunk a Marcali-hát egy-két feltárási pontján. Ritkán fordul elő kaotikusan összegyűrt, sárfolyásokra utaló rétegsor, inkább lamináris lapok mentén működő szoliflukció emlékeivel találkozhatunk néhány olyan helyen, ahol a pliocén agyagos rétegek felszínre jutnak (Balatonszentgyörgy, Horvátkút). Fagyzsákok, fagyékek főként a homokterületeken alakultak ki nagy számban, de a Marcali-hát löszös felszínén is előfordulnak (1. kép).

e) Míg a fokozatosan kiemelkedő Marcali-háton löszképződés, a csapadékosabb fázisokban pedig a beerdősült területen barna erdőtalajképződés ment végbe, peremein a *szerkezeti lépcsők a periglaciális szakaszokban lejtőfolyamatokkal, a csapadékosabb időkben felületi erózióval átformálódtak*. Úgyszintén a különböző éghajlati feltételeknek megfelelően egyrészt *deráziós völgyekkel, másrészt kisebb eróziós völgyekkel és vízmosásokkal felárkoltak*. A holocén csapadékosabb fázisaiban a korábban kialakult deráziós völgyek némelyike többé-kevésbé *eróziós völgyg*é alakult át.

f) A Marcali-hát két oldalán elhelyezkedő homokterületek az utolsó eljegesedés idején is, a holocén egyes szakaszaiban is a *homokmozgás, a futóhomokképződés, a homokformák kialakulásának* területei voltak. Emellett az erózióbázis süllyedésének hatására, megfelelő klimatikus viszonyok mellett ezeken a területeken is végbement völgykimélyülés, a periglaciális éghajlat uralma idején pedig völgybetemetődésre is sor került.

g) A *Dráva* az újpleisztocén és a holocén folyamán a kevésbé süllyedő szakaszain teraszos völgyet alakított ki tájunk D-i peremén, alkalmas klimatikus feltételek között alámosta és meredekké formálta azt a szerkezeti vonalat követő peremet, amely mentén ma a belső-somogyi homokterületek hirtelen szakadnak le a Dráva síkjára.

h) A *Nagyberek és a Kisbalaton* területe hozzátartozott már az újpleisztocén kori Balatonhoz is, s a holocén csapadékosabb, a tó viszonylag magasabb vízállásával jellemzett fázisaiban, még a történeti időkben is időszakosan a Balaton részei voltak. A tótól való elhódításukon kezdetben csak a természet erői munkálkodtak, turzásokkal elrekesztett lagúnákká alakultak, ma pedig már a *társadalom beavatkozásának hatása mutatkozik meg itt is egyre inkább, éppen úgy, mint egész tájunkban*.

i) Az *antropogén hatásra* végbement és végbemenő tájfejlődésnek kezdetben kifejezetten káros következményei (pl. erdőirtás következményeként fellépő talajlepusztulás, defláció) is voltak, még ma is előfordulnak, jelenleg azonban már általában tudatosan, egyre célszerűbben alakítja át a tájat a társadalom saját hasznára.

II. fejezet

Belső-Somogy geomorfológiája

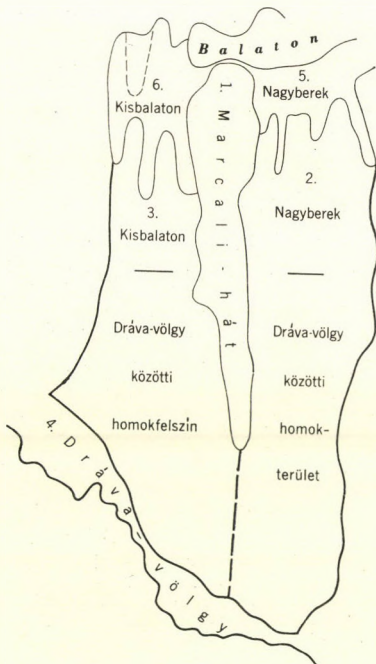
Már fentebb jeleztük, hogy az újpleisztocén folyamán végbement szerkezeti mozgások eredményeként gyökeres változások következtek be tájunk arculatában. A Balaton-árok kialakulását is eredményező mozgások nemcsak a paleohidrográfiai képet változtatták meg és ezáltal tájunk további fejlődésmenetét befolyásolták, hanem Belső-Somogy geomorfológiai kiskörzetei, a mai felszín alapformái létrejöttéhez is vezettek.

Az alábbiakban előbb a fentebb (93. o.) elkülönített *geomorfológiai kiskörzetek* (52. ábra) jellemzésére kerül sor. Tájunk nagy része szélfújta homokterület. A homokfelszín azonban tulajdonképpen a Marcali-hát magasabb, löszös felszínével elválasztott és egymással csak D-en érintkező két geomorfológiai kiskörzetet foglal magában. Elkülönítésüket fekvésükön kívül a deflációs formálódásukat megelőző különböző geomorfológiai fejlődésük indokolja. Mai felszínük hasonlósága miatt — az ismétlések elkerülése céljából — viszont célszerűnek látszik közös jellemzésük. Így az 1. löszös Marcali-hát bemutatása után együttesen tárgyaljuk a két homokos kiskörzetet, a 2. Nagyberek—Dráva-völgy közötti homokterületet és a 3. Kisbalaton—Dráva-völgy közötti homokfelszín, azután kerítünk sort a tájunk peremén kialakult süllyedékek, D-en a 4. Dráva-völgy, É-on pedig az 5. Fonyódi- és Boglári tanuhegyekkel élénkített domborzatú Nagyberek és a 6. Kisbalaton morfológiai jellemzésére az őket szegélyező, a balatoni süllyedékhez tartozó magasabb szintek bemutatásával. A fejezet végén külön foglaljuk össze tájunk *völgyeit*.

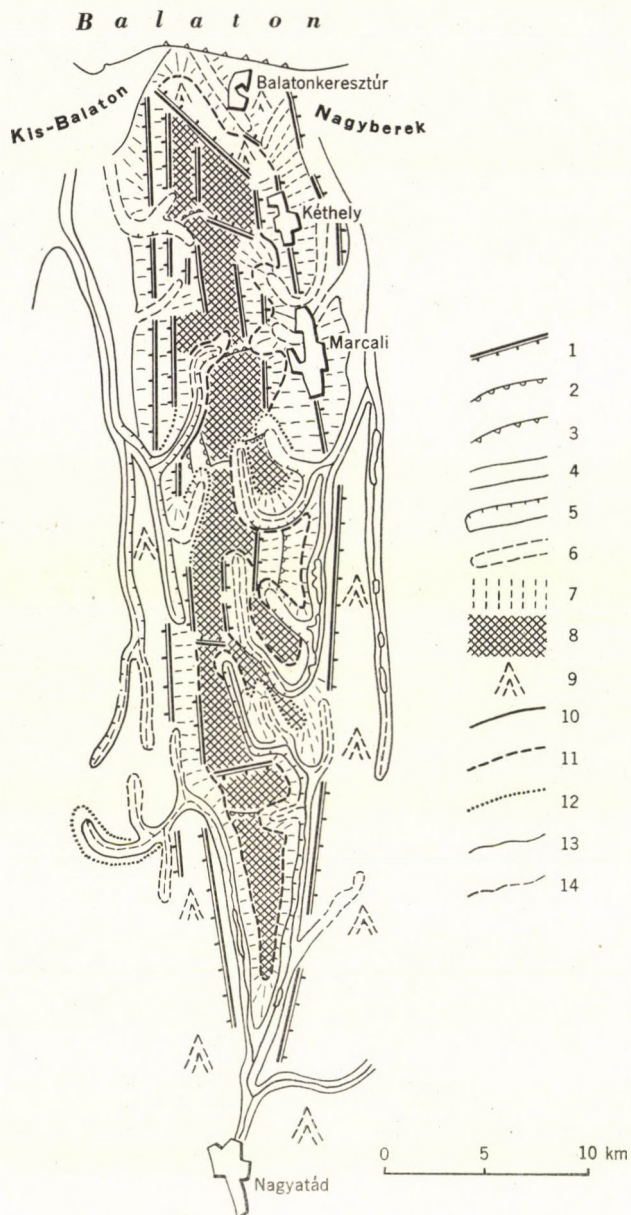
A) A geomorfológiai kiskörzetek

1. A Marcali-hát

a) Tájunkat kettészelő, merev É—D-i irányú vonulat (53. ábra). A Balaton árka felé enyhén lealacsonyodó lejtője Ba-



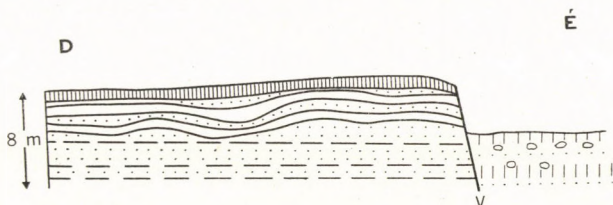
52. ábra. Belső-Somogy geomorfológiai kiskörzetei



53. ábra. A Marcali-hát geomorfológiai vázlata

1 = denudációval átalakított szerkezeti lépcső, 20–60 m-es szintkülönbséggel; 2 = deráziós lépcső; 3 = inaktív, neredek part; 4 = eróziós völgy széles alluviummal; 5 = aszimmetrikus eróziós völgy széles alluviummal; 6 = deráziós völgy, völgyfő; 7 = eróziós-deráziós lejtő; 8 = eróziós-deráziós háta, völgyközi gerincek; 9 = hordalékkúp a hát peremein; 10 = relatív szintkülönbség > 50 m; 11 = relatív szintkülönbség 25–50 m; 12 = relatív szintkülönbség < 25 m; 13 = állandó vízfolyás; 14 = időszakos vízfolyás

latonkeresztúr és Balatonberény között egészen megközelíti a tavat és meredek, tavi abrázióval alámosott, 10–30 m-es peremmel hirtelen végződik el a tó alluviális szintje felé (37. ábra). Ny-on Balatonszentgyörgy és Balatonberény között ez a perem kevésbé éles és a tóparttól távolabb húzódik (39. ábra). Ezen a szakaszon a tó jelenkori turzásokkal tarkított, lefűzött lagúnás, bereksintje D felé kiterbélyesedik, s már a Kisbalaton geomorfológiai kiskörzetéhez tartozik. A Marcali-hát É-i, dolomittörmelékes homokos-löszös üledékkel fedett lejtője D felé enyhén emelkedik 160–170 m tszf-i magasságig, majd Kéthely É-i szélé és Balatonszentgyörgy vonalában



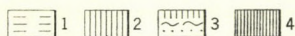
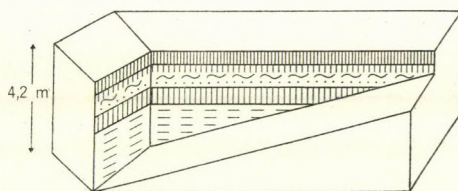
54. ábra. Részlet a balatonszentgyörgyi téglagyárból

A homokos-agyagos felsőpannóniai rétegsor felső része fagyzavarta településű. A pannóniai összlet vető mentén érintkezik É felé a dolomittörmelékes, zömében lösz, mélyebben homok alapanyagú üledékekkel

húzódo szerkezeti vonal mentén hirtelen 200 m fölé magasodik (2. kép). Tovább D-re 10 km-es szélességben Böhönyéig morfológiailag is élesen kirajzolódik a környezete fölé emelkedő hát, de azután fokozatosan 150–160 m-re alacsonyodik és Nagyatád térségében környezetébe simul. Viszont folytatása ebben a térségben is nyomozható kőzettani felépítése, löszös takarója révén. Nagyatádtól D-re már a két oldalról összeölelkező homok van a felszínen, de a Marcali-hát üledékben megmutatkozó folytatásának tekinthetjük még messze lent D-en, Babócsától Ny-ra a néhány m-rel környezete fölé magasodó kicsiny löszfedte Egy-dombot (135 m).

b) A csaknem 50 km hosszúságban jól szembetűnő meridionális hát alapja pannóniai üledék és pliocén végi keresztarétegzett homok (38. ábra). Ezek a képződmények azonban csak kevés helyen bukkannak a felszínre. Felsőpannóniai, zömében agyagos üledék táru fel Balatonszentgyörgy (39., 54. ábra) és Marcali téglagyáraiban, Kéthely É-i szélén a téglagyári fejtőben (55. ábra), Kéthelytől Ny-ra a Marcali-háton a mélyutak bevágásaiban, továbbá Marcalitól É-ra a gombai szakadékvölgy felső szakaszán (56. ábra) és Horvátkút 1961-ben épített bekötőútja bevágásában, meg Holládtól K-re (57. ábra). Másutt csak mélyfúrásokból és saját sekély fúrásainkból tudunk jelenlétéről.

Csaknem ugyanezekről a helyekről ismerjük a felsőpliocén kereszt-

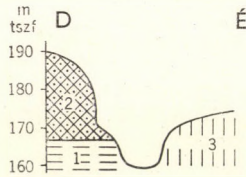


55. ábra. A kéthelyi téglagyár fejtője

1 = mészkonkréció, sárga, alul késszürke felsőpannóniai agyag; 2 = világosbarna fosszilis talaj; 3 = meszes vályog mészkonkréciókkal; 4 = réti talaj

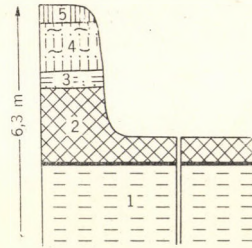
rétegzett homok feltárásait is (24., 56. ábra). Az említett helyeken a felső-pannóniai üledékek fölött mindenütt jelentkezik, ezenkívül jó feltárásban tanulmányozható a balatonkeresztúri kis temető mellett, valamint a nagykanizsai műút Balatonkeresztúr—Hollád közötti szakasza mentén a hát tetőszintjén (21. ábra). Fúrásainkkal ugyancsak több helyen feltártuk.

A pliocén üledékek felszínére főleg a peremeken és a hát D-i felében pleisztocén *folyóvízi homok* települ. Ez többnyire „ablakok” formájában vagy mélyebb feltárásokban bukkan felszínre a löszös takaró alól (23. ábra). Felszínközeli előfordulásai fúrásokból természetesen szintén számos helyről



56. ábra. A gombai szakadékvölgy (Marcalitól ÉNy-ra) felső szakaszán mutatkozó feltárás

1 = pannóniai agyag; 2 = felsőpliocén keresztarétegzett homok; 3 = lösz (gyengen finomhomokos)



57. ábra. A Holládtól ÉK-re levő feltárás fúrással kiegészített szelvénye

1 = felsőpannóniai sárgásbarna agyag; 2 = felsőpliocén keresztarétegzett homok, alján homokkőpad; 3 = homokos agyag; 4 = löszös lejtőhomok; 5 = agyagbemosódásos barnás rozsdabarna erdőtalaj

ismeretesek. Csupán a Marcali-hát magasabb É-i, központi részén hiányzik, ahol vagy le sem rakódott, vagy a hát fiatal kiemelkedése során lepusztult (24., 38. ábra). Mindenesetre ismert előfordulásai is azt tanúsítják, hogy legalább is a hát alacsonyabb részei hozzátartoztak a belső-somogyi, középleisztocén végéig zavartalanul épülő hordalékkúphoz. Egyúttal a Marcali-hát újpleisztocén kori jelentős mértékű kiemelkedését is igazolják.

A Marcali-hát geomorfológiai kiskörzetének a felszínfejlődési—felszínalaktani sajátosságain kívül *löszös takarója* ad önálló jelleget. Ez az üledék a würm glaciális során keletkezett, s ismereteink szerint helyenként *két fosszilis talajzóna* tagolja (36. ábra, 5. kép). A löszlepel a jelentős lepusztulás következtében a magasabb, 200 m fölé emelkedő felszíneken helyenként szakadozott, viszont itt típusosabb (11. ábra). Általában azonban többé-kevésbé homokos kifejlődésű (12. ábra), ami az anyag jelentős részének közeli származáshelyére utal. Tetőhelyzetben vastagsága ritkán éri el az 5–6 m-t, többnyire 3–4 m között ingadozik. Jelenlegi ismereteink szerint itt fosszilis talajzóna sem tagolja, ami arra utal, hogy a würm interstadiálisiban a magasabb helyzetű felszíneken jelentékeny volt a letarolás, a talajpusztulás, az eljegesedés idején pedig a szoliflukció pusztította. E folyamatok eredményeként többnyire csak a würm végi löszök csonka szelvényei maradtak meg máig a magasabb szinteken. Azonban korábbi würm löszképződést igazolnak a fosszilis erdőtalajoknak vörösarna vályogzóna formájában fennmaradt B szintjei alatti löszök a Marcali-hát D-i, alacsonyabb részein (Szenyértől É-ra, 5. kép, Nagyatád, 36. ábra), továbbá az É-i rész peremi helyzetű felszínein (Kéthely).



5. kép. Két fosszilis talajzónával tagolt homokos lösz Szenyértől É-ra. A két barna erdőtalajszint csaknem egybeolvad, de közöttük eróziós diszkordancia nem mutatkozik. A fokozatos átmenetek a talajszintek helyben képződésére utalnak. A felső jelenkori agyagbemosódásos barna erdőtalaj alatti 1–1,5 m-es lösz a kép jobb oldalán kívül felszínre bukkan, mert az erózió a felette levő talajt lepusztította

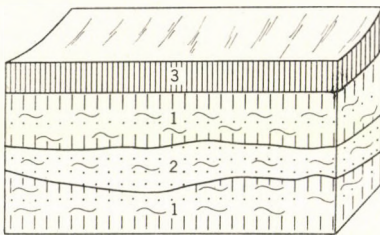
A Marcali-hát É-i magasabb részét kísérő peremeken pedig 10–15 m vastagságú, zömében áttelepített, finoman rétegzett löszös-homokos *lejtőüledék* fekszik, amelyet helyben képződött rétegzetlen kötegek is tagolnak, de nagyobb része a magasabb szintekről hordódott le, részben olyan periglaciális lejtőfolyamatoknak a hatására, amelyek jelentős felszínformáló szerepére Pécsi M. (1962b, 1962c) hívta fel a figyelmet s újabb terminológiája szerint (Pécsi M. 1964a) pluvionivációnak nevez, részben pedig jelenkori felületi lemosás (pluviáció) révén. E folyamatok hatására időnként a fekü folyóvízi homokot, ill. É-on a pliocén homokos rétegeket is a denudáció elpusztíthatta, amire a lejtőüledékeket tagoló, finoman rétegzett homokos kötegek utalnak (Balatonújlak, Gomba, Keleviz [6. kép], Sógátpuszta [23. ábra], Szócsénypuszta, Horvátkút [58. ábra]). Jó példa erre a Marcalitól É-ra fúrással kiegészített gombai szelvény (59. ábra), ahol a folyóvízi murvás hordalékkúp-homok 9 m vastagságban ismert összetérelé rétegzetlen homokos lösz, majd rétegzett homokos lejtőüledék települ, végül lejtőlösz összetérelé zárja az üledéksort. A hát peremeiről, lejtőiről gyűjtött löszminták szemeloszlási görbéi is tanúsítják az üledék áttelepített jellegét (14. ábra).

c) Ahhoz, hogy a würm eljegesedés során ezek a periglaciális lejtőfolyamatok végbemehessenek, a sajátos éghajlati adottságokon kívül megfelelő reliefenergiára, lejtőfelületekre volt szükség. Ezeket pedig a hát kialakulását eredményező szerkezeti mozgásokra vezetjük vissza.



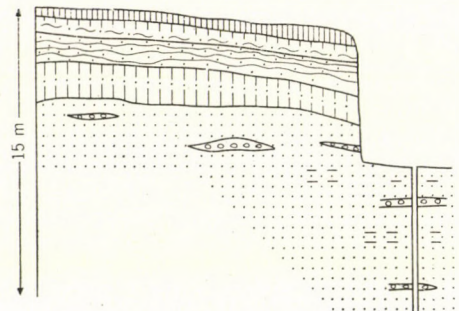
6. kép. Finoman rétegzett homokos, iszapos, löszös, agyagos lejtőüledék Kelevíznél fedett krioturbációs jelenséggel

Nemcsak a hát K-i és Ny-i peremét jelölik merev \bar{E} —D-i irányú szerkezeti vonalak, hanem sajátos jelenség, hogy mindkét oldalán még ma is határozottan kirajzolódó szintek, lépcsők kísérik a peremet (24. ábra). Ezek a lépcsők már LÓCZY L.-nak (1913) is feltűntek és — úgy tűnik — helyesen magyarázta eredetüket szerkezeti vonalakkal, vetődésekkel. A hát \bar{E} -i



58. ábra. Horvátkút, a tanácsházával szemben levő feltárás

1 = löszös lejtőüledék; 2 = homokos lejtőüledék; 3 = agyagbemosódásos barna erdőtalaj



59. ábra. Szelvény Marcalitól \bar{E} -ra (Gombapuszta, feltárás és fúrás)

1 = iszap- és kvaremurvasáros folyóvízi homok; 2 = rétegzetlen homokos lösz; 3 = homokos lejtőüledék, felszíne szélfújta és kovárványos; 4 = lejtőlösz; 5 = talaj

kiemeltebb, 230—250 m tszf-i magasságot is elérő É—D-i irányú középső részét mind Ny-ról (Hollád, Somogysámson, Somogyzsitfa, Szőcsénypuszta), mind K-ről (Kéthely, Gomba, Marcali, Gadány) négy szint kíséri. Délebbre számuk észrevétlenül fogy, Szenyér, Tapsony, Nemeskisfalud térségében a hordalékkúp homokos felszíne és a Marcali-hát tetőszintje közé már csak két lépcső íktatódik közbe, Böhönyétől D-re pedig csupán egy jelenik meg helyenként. Éppen úgy simulnak bele tehát környezetükbe, a hordalékkúp-felszínekbe, mint maga az egész hát, amely Böhönyétől D-re már csupán enyhe lejtővel 10—20 m-re magasodik környezeté fölé, s csak Segesden egy éles lejtőkkel határolt kis rög képében mutatkozik utoljára kifejezettebb morfológiai jelleggel.

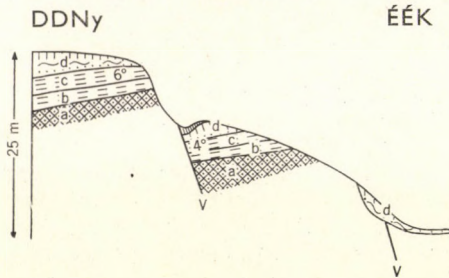
Az említett szintek kialakulását csak külső erők munkájával magyarázni aligha tudjuk. Egyrészt merev É—D-i, a Marcali-hát tengelyével párhuzamos futásúak, a pannóniai feké is Ny—K-i metszetben hasonló lépcsős helyzetű. Ezért vetővonalak feltételezése is jogosnak tűnik, bár feltárásban ilyeneket sehol sem sikerült határozottan megfigyelni. Tény azonban, hogy Kéthelytől Ny-ra, a Marcali-hátra felvezető mélyutakban a pannóniai homokkőpadok és a konkréciós szintek is valamennyi lépcsőn hasonló formában mutatkoznak, ami vetődésre utalhat. Kevésbé kifejezetten hasonló jelenség tűnik szembe Horvátkút és Somogysámson között. Ha azonban vetődésre nem is gondolnánk, a hát szakaszos kiemelkedésével kapcsolatos, tehát alapvetően szerkezeti hatásra létrejött lepusztulás-szinteknek kell őket tartanunk.

Mai megjelenésükben természetesen — figyelembe véve, hogy puha kőzetből kialakított formákról van szó — jelentősen átalakultak, a peremek vesztettek élességükből. Hiszen nemcsak a pleisztocén periglaciális, hanem a jelenkori lejtőletaroló folyamatok is számottevőek. E folyamatok eredményeként *a magasabb lépcsőkről lepusztult anyag az alacsonyabbakon halmozódik fel, a lépcsőperemek alacsonyodnak, a lépcsőtesteknek különösen a magasabb szint felé eső része válik felhalmozódási térszinné.* A folyamat eredménye a mindenkori inflexiós sáv fölötti felszín letarolása, az alatta levő felszínen pedig az áttelepített üledék felhalmozása, ezáltal *a lejtő lankasodása.* Mivel azonban a folyamat önmagában is azzal a következménnyel jár, hogy *az inflexiós sáv változtatja helyét,* érthető a változatos rétegsorok kialakulása. Mindenesetre nemcsak a periglaciális szakaszokban jellegzetes congelizoliflukciós, hanem a jelenkorban is hatékony pluvionivációs folyamatok, a pluvialis ablúció (PÉCSI M. [1964a] terminológiája), a talajpusztulás számára is igen kedvező feltételek álltak elő ezeknek a lépcsőknek a kialakulásával.

A Marcali-hát morfológiáját vizsgálva még egy sajátosság tűnik szembe, ami szerkezeti indítékra vezethető vissza: a hátnak nemcsak a Ny-i és a K-i szegélyét kísérik É—D-i irányú lépcsők, hanem magasabb É-i felében feltűnik, hogy a Középhegyvidék csapásával párhuzamos, ÉK—DNy-i irányú vetődések mentén olyan elmozdulások mentek végbe, amelyek eredményeként — Kéthely—Balatonszentgyörgy vonalától D-re — *É-on felmagasodott peremű, D felé pedig enyhén lejtő, egymás mögött kulisszaszerűen sorakozó felszíndarabok* alakultak ki (2. kép). Kisebb formában ugyanaz a jelenség tapasztalható itt, ami Külső-Somogy K-i felében (LÓCZY L. 1913, CHOLNOKY J. 1918, SZILÁRD J. 1963, 1967), ahol a Jaba, Kiskoppány, Koppány és a Kapos aszimmetrikus völgyeivel jelzett vetődések mentén az

egy-egy tábladarabok úgy billentek ki, hogy *É-i peremeik magasra emelkedtek, D felé pedig enyhén lejtnek a következő völgyig*. Míg azonban Külső-Somogyban az említett nagy völgyek alakultak ki az ilyen vetők mentén, addig a keskeny Marcali-háton csupán kis szárazvölgyek, deráziós völgyek, vagy jelentéktelenebb eróziós völgyek egyes szakaszai jelölik ezeket a vonalakat. A D felé történt kibillenést tanúsítják a pliocén agyagon mért dőlésadataink is (60. ábra).

d) A Marcali-hát kialakításában és újpleisztocén kori felszínformálásában a szerkezeti mozgásokon, a löszképződésen, a lejtőletaroláson és üledékfel-



60. ábra. A pliocén rétegek dőlését bemutató szelvény Horvátkútról

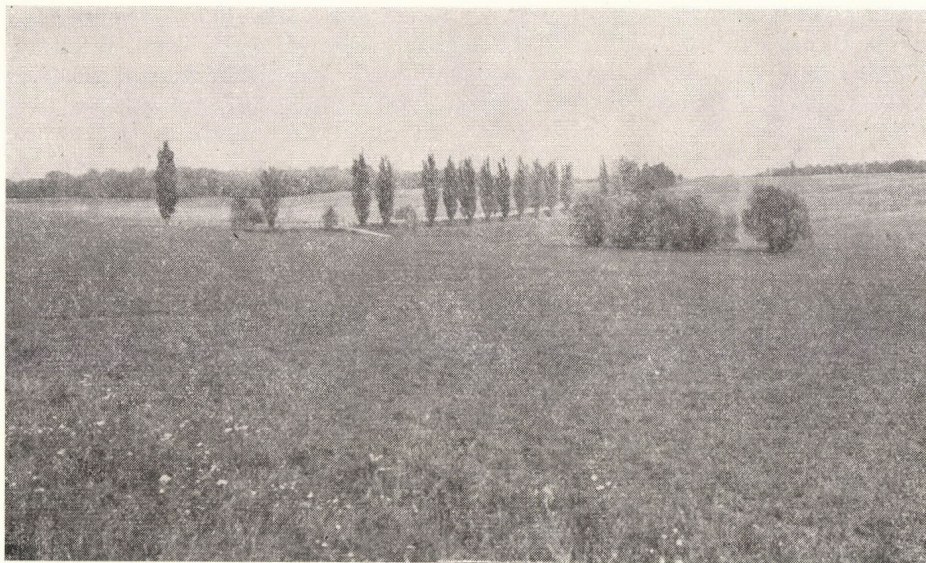
a = keretrétegzett homok; b = kék agyag;
c = sárga agyag; d = zömében löszfrakciójú lejtőüledék

halmazódáson kívül a periglaciális éghajlat folyamatai a kis formák létrehozásában játszottak jelentősebb szerepet. Mindenekelőtt a deráziós (korábban korráziósnak nevezett) völgyeket kell említeni. Legszebb példányaik a Böhönyétől É-ra levő területen fordulnak elő (7. kép).

Megfigyeléseink szerint a periglaciális éghajlati körülmények hatására keletkezett deráziós völgyek a holocénban, még napjainkban is jelentősen formálódnak, sőt újabb völgyek is alakulnak ki. Ez azt jelenti, hogy nem pusztán periglaciális klimatikus morfológiai képződmények, genetikájuk is, morfológiai megjele-

nésük is különböző (MAROSI S. 1965b). Itt azt hangsúlyozzuk, hogy geomorfológiai kiskörzetünknek különösen magasabb É-i részein van jelentős szerepük a domborzat összetevőinek sorában, a terület reliefenergiájának növelésében, a felszín tagoltabb jellegének kialakításában. Hozzájárulnak ahhoz, hogy a Marcali-hát említett peremi szintjeit ma már kevésbé jól lehet eredeti formájukban tanulmányozni, mert a deráziós völgyek azok egységét helyenként keresztirányban megbontják. Másutt viszont éppen ezeknek a lépcsőknek a tövében futnak, ezáltal a szintkülönbségeket kihangsúlyozzák. Esetenként pedig a Marcali-hátat keresztben szabdaló szerkezeti vonalakat követik, s az ezek menti peremeket teszik még kifejezettebbé.

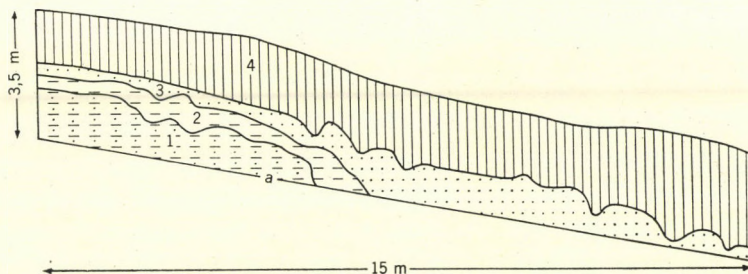
A periglaciális szakasz emlékei azok a krioturbációs jelenségek, amelyeket a Marcali-hát területén legjellegzetesebb előfordulásban homokrétegekkel tagolt agyagos üledékekben lehet megfigyelni (6. kép). A váltakozóan víztartó és vizet át nem eresztő rétegek a periglaciális éghajlat alatt évszázatosan felengedő és újrafagyó felső aktív zónában nagymérvű és igen változatos deformálódáson mehetnek keresztül. Rétegdeformálódások a Horvátkúton felvett 61. ábrán látható példa szerint oly formában is végbemehetnek, hogy az egyes réteglapok nem keverednek össze kaotikusan, még akkor sem, ha lejtős felszínen helyezkednek el, csupán az egymással érintkező rétegek gyűrődnek be a különböző nyomás és stabilitásuk kölcsönhatásának megfelelő mértékben egymásba. Ezáltal érintkező felületük, a réteghatár hullámos lesz. A 61. ábrán látható jelenséget a különböző mértékben vizet tározó rétegek újrafagyása során fellépő kriostatikus nyomásbeli különbségek hozzák létre.



7. kép. Deráziós völgy Szenyértől DK-re a Marcali-háton

A Marcali-hát területén ugyancsak eléggé elterjedt *lamináris szoliflukció* szép példáját láthatjuk a 6. képen.

Löszben szokatlan zsákos formációkat ábrázol az 1. kép. Az elmúlt években gyakran felkeresett böhönvei téglagyár fejtőjében csak az 1964. évi nyári fejtési munkálatok során sikerült ezeket megfigyelnünk. Első pillantásra kis felszíni eróziós árkolásoknak, esőbarázdáknak tűntek, amelyeket a nagyobb záporok néhány óra alatt rárajzolnak a lejtőkön a felszínre, majd a felszínről talajjal temetődnek be. Ilyeneket nem egyszer magam is megfigyeltem. Ebben az esetben viszont érthetetlen az a ferdén mélyen lenyúló, talajjal kitöltött 3 m-es csatorna, ami az 1. képen látható. Emellett figyelembe kell vennünk, hogy a felszín is sík. A téglagyári munkások azután beszámoltak arról, hogy már korábban is találtak ilyen zsákos formákkal, amik a fejtési munkálatok során, a fal hátrálásával rendre eltűntek. Vagyis felülnézetben nem lineáris formákról van szó. Ezek után, a csatorna jelenlé-



61. ábra. Horvátkút, rétegdeformálódás pliocén homokos-agyagos üledékben

a = a feltárás talpa (út); 1 = sárga homokos agyag; 2 = kék agyag; 3 = sárga homok; 4 = agyag-bemosódásos vörösbarna erdőtalaj

tével is számolva, *kis termokarszt formáknak* kell tartanunk a jelenségeket (T. L. PÉWÉ 1954, J. DYLIK 1963). A kitöltő talajról pedig azt kell feltételeznünk, hogy a felszínen levő, vagyis minden valószínűség szerint *jelenkori erdőtalajnak a B szintje*, nem pedig olyan fosszilis ill. reliktum talaj, ami még a pleisztocénban került be a formákba. Az a legvalószínűbb, hogy a termokarszt képződése során, a felolvadáskor a zsákformákat és a csatornát kitöltő nyers anyagból kilúgozódott a szénsavas mész, ami azután lehetővé tette, hogy a periglaciális szakasz elmúltával, a terület beerdősödése kapcsán kialakuló erdőtalaj B szintje mélyen benyomuljon a meszes löszsel körülvett formákba, ahol a vasas oldatok vándorlásának és kicsapódásának kevésbé volt akadály a mész. Így tulajdonképpen a talajképződés — fényképészeti műszóval élve — „előhívta” az idősebb fagyformákat. Hasonló jelenségek figyelhetők meg Belső-Somogy homokterületein is, a kérdést ebben a vonatkozásban részletesen tárgyaltam (MAROSI S. 1966).

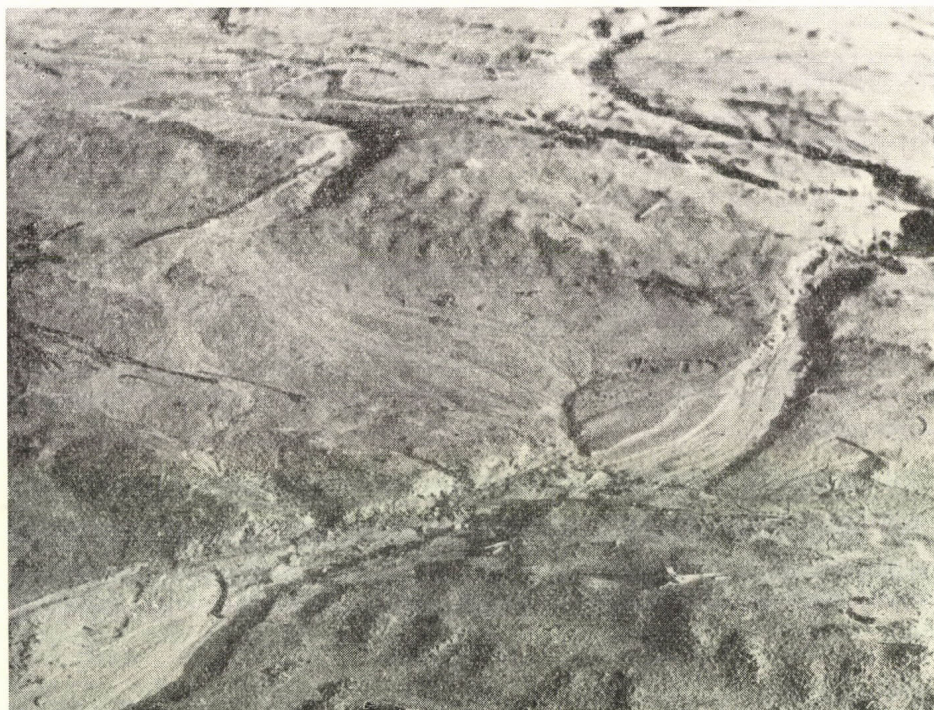
e) A Marcali-hát mai felszíni képének kialakításában kétségkívül igen jelentős szerepet játszottak a periglaciális éghajlattal együttjáró folyamatok. Az eljegesedési szakaszokat elválasztó interstadiálisokban viszont a *lineáris erózió* jutott nagyobb szerephez, szerkezeti vonalakhoz kapcsolódó eróziós völgyek alakultak ki, ill. periglaciális éghajlati körülmények között keletkezett deráziós völgyek mélyültek ki eróziós völgyekké; helyesebben többnyire *völgyszakaszokról* kell beszélnünk, hiszen a hát valamennyi eróziós völgye sajátos módon letér a szomszédos alacsonyabb homokos területekre, ill. a Marcali-hát lábához, és úgy vezeti tovább a vizeket a helyi erózióbázis felé. A belső-somogyi völgyek egy részének a kezdeti szakasza jut a Marcali-hátra és némelyikük nagyon jellegzetes, kampós, *horog formájú felsőszakasszal* rendelkezik. Ez sajátos genetikájukból következik, kapcsolatos a szerkezettel és a vízválasztó valamint az erózióbázis változó viszonyával. Ezekről a kérdésekről azonban „A völgyek” c. alfejezetben szólnunk.

Az interstadiálisokban a laposabb, kevésbé kiemelt területrészekben, főleg a hát D-i felében jelentéktelenebb volt a lepusztulás, amit a lösztagoló vályogzónák tanúsítanak. Ezek a fosszilis talajszintek (36. ábra, 5. kép) azt bizonyítják, hogy a terület két alkalommal beerdősült. *Ahogy a mai talajok, úgy a fosszilis talajok is erdőre utalnak*, szemben pl. a keletbbit, külső-somogyi helyzettel, ahol gyakran csernozjom jellegű fosszilis talajzónák tagolják a lösztagot (SZILÁRD J. 1963). Ebből valószínűsíthető, hogy nemcsak a helyi, ill. mezo-, hanem a makroklimatikus feltételek is különbözhetnek Ny-ról K felé, a maihoz hasonlóan. Főleg az éghajlat és a természetes növényzet hatására a genetikai talajtípusok a *barna erdőtalaj* és az *agyagbemosódásos barna erdőtalaj*. Utóbbi nagyobb területen, uralkodóan a hát É-i magasabb részének Ny-i lejtőjén jellegzetes, ahol a természetes növényzetet a hát többi részén uralkodó tölgyesektől eltérően a bükkösök jellemzik. *A közetminőségtől függően viszont az erdőtalajok gazdag változatai alakultak ki*: a löszhöz kapcsolódó barnaföldek és a hát szegélyein homokhoz kötődő *rozsdabarna erdőtalajok között több átmeneti talajt* lehet megkülönböztetni, attól függően, hogy a talajképző kőzet mennyire homokos, ill. löszös. Úgy tűnik, általánosságban *legalább a homokos lösznek megfelelő rozsdabarnás barna erdőtalajt és a löszös homoknak megfelelő barnás rozsdabarna erdőtalajt lehet átmenetként elkülöníteni*, de tulajdonképpen ahogyan változik a talajképző kőzetben a lösz és a homok aránya, ugyanúgy változik a rajta kialakult talaj jellege is a típusos barna erdőtalaj és a rozsdabarna erdőtalaj

között. Ugyanezt tapasztaltuk SZILÁRD J.-vel újabban a Boglári- és a Karádi-háton végzett részletes tematikus térképezési munkánk során (MAROSI S.—SZILÁRD J. 1969, MAROSI S. 1968).

A homokon kialakult *rozsdabarna erdőtalajok között is további elkülönítésre van lehetőség* a homok szemnagysága, osztályozottsága, rétegzettsége és szénsavas mérsz tartalma szerint. A talajpusztulást figyelmen kívül hagyva, azonos morfológiai helyzetben a durvább szemcséjű, nagyobb hézagterefogatú homokon vastagabb talajszelvények alakulnak ki, mint a finomabb szemcséjű homokon. A rétegzett homokhoz, megfelelő kolloidtartalmú rétegekhez pedig az elkülönült B szinttel is rendelkező *mélyben kovárványos rozsdabarna erdőtalajok*, vagy teljesen elkülönült B szinttel rendelkező *kovárványos rozsdabarna erdőtalajok* kapcsolódnak (STEFANOVITS P. 1963, MAROSI S. 1966). A homokon kialakult talajok is gyakran agyagbemosódásosak.

f) Az újpleisztocén szerkezeti mozgások és ritmusos éghajlatváltozások által meghatározott külső erők munkájának eredményeként kialakult Marcali-hát felszíne a *jelenkorban is formálódott*. Különböző előjelű és mértékű *szerkezeti mozgásoknak* volt és van kitéve. Hogy a Balaton és a Dráva közötti vízválasztó a Marcali-hát felszínén jelentősen É-abbra húzódik, mint a szomszédos homokterületeken (50. ábra), az nem csupán a hát É-i része újpleisztocén kori, hanem a holocénban is folytatódó fokozottabb emelkedésének a következménye. BENEDEFY L. (1964) adatai szerint viszont legújabbban már az É-i, Balatonhoz közeli területre is viszonylagosan süllyed,



8. kép. A növényzet nélküli lejtős felszínen valóságos miniatűr vízálózatot, egyben kis hordalékkúpokat hoz létre a nagy intenzitású csapadékvíz. Balatonberény

s inkább a D-i részen mutatkozik emelkedés. E mozgások közvetlen hatásukon kívül főként a külső erők munkáját befolyásolták, s a holocén kori éghajlatváltozások hatását módosították. A holocén kori felszínváltozás új elemei főként az *eróziós tevékenység megújulásának eredményei*. Főleg Kéthely, Marcali, Horvátkút, Gadány, Tapsony, Szenyér környékének néhány szakadékvölgye, eróziós vízmosása alakult ki, a Bize, Kelevíz, Gadány, Szenyér, Nemeskisfalud, Böhönye, Horvátkút, Szócénypuszta környéki völgyeknek a kimélyülése ment végbe a jelenkorban. De gyengébb bevágódásban vannak a hát D-i részén a Dráva felé lefutó völgyek is (legjobban szembetűnik a Taranyi-Rinya felső szakaszán).

Bár a holocén nagyobb részében erdőtakaró fedte a felszínt, a szárazmeleg mogyorófázisban, legújabbán pedig az erdőirtás után, *antropogén hatásra nagyobb területeken jellemző az areális erózió*, különösen a szántott területek talajeróziója, a hátat szegélyező lépcsők aljában pedig a felhalmozás. Egy-egy hevesebb zápor, nagy csapadékintenzitású felhőszakadás vagy hirtelen bekövetkező hóolvadás után az inflexiós sávok alatti térszíneken, a lejtők lábánál, ma is több cm, esetleg 1—2 dm vastagságú finoman rétegzett hordalék halmozódik fel (8. kép).

Részben még pleisztocén, jórészt azonban holocén kori folyamatok komplex hatásának eredményei az egyébként keskeny, hosszú Marcali-hát legmagasabb pontjait hordozó, általában a hát tengelyében sorakozó még *keskenyebb háta*k, *gerincek*, amelyek helyenként nagyon rövidek, s így *kis hegy* formájuk van.

A lösz sajátos lepusztulási kisformái közül csupán a *mélyutak* alakultak ki nagyobb számban, természetesen többnyire ugyancsak a hát magasabb részein. Némelyiküket különösen Kéthely, Marcali és Horvátkút környékén 5—8 m-es meredek falak fogják közre. Közülük több a löszös takaró fekjét is feltárja. Kialakulásukban a lösz sajátos szerkezete, a domborzat (szintkülönbség), az antropogén hatás (preformáció), a csapadékvizek eróziója és a száraz időszakok deflációja együttesen játszik közre.

2—3. A homokterületek morfológiája

a) Általános jellemzés

A löszös Marcali-hátat K-ről és Ny-ről övező két homokos geomorfológiai kiskörzetet hasonlóságuk, az ismétlések elkerülése céljából *együttesen* tárgyaljuk.

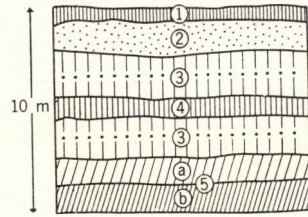
Tájunk 2. geomorfológiai kiskörzete, a *Nagyberek—Dráva-völgy közötti homokterület* mintegy 80 km hosszúságban, 15—20 km szélességben, É—D-i irányban a Nagyberektől a Dráva síkjáig húzódik (52. ábra). K-en helyenként átlépi az Osztopáni meridionális völgy vonalát (Lengyeltóti—Ordacsehi), s vékony foltos-rongyos lösztakaró is fedi, alapja azonban itt is a hordalékkúp-anyag. Délebbre, a Zselicel határos részein hasonló a helyzet. Ny-on a Marcali-hát lépcsős pereme, majd Böhönyétől D-re, ahol a Marcali-hát már lealacsonyodik, s többnyire domborzatilag gyengén, inkább csak löszös felszíni üledékeivel jelentkezik, ez a löszös zóna a határ, mígnem Nagyatádtól D-re ennek egysége is megszakad, s homokterületünk érintkezik a Kisbalaton—Dráva-völgy közötti homokterület D-i részével (Babócsa meridiánjában).

Átlagos tszf-i magassága 150–170 m, Marcali–Öreglak vonalától É-ra ennél alacsonyabb, mégpedig a Nagyberék D-i pereme felé haladva egyre inkább, aminek több oka is van: egyrészt ez az É-i terület rész, a délebbi területekkel szemben, mozgásokkal is viszonylag mélyebbre süllyedt, ill. — ami ezzel egyértelmű — a délebbi terület jobban kiemelkedett; másrészt a lepusztulás mértéke is jelentősebb volt itt, mint délebbre. Ez is kétféleképpen nyilvánult meg. Részben az uralkodó északi szelek deflációja az utolsó eljegesedési szakaszban jelentős mennyiségű anyagot hordott D felé, részben a Balaton-árok kialakulása után az É felé fordult vízfolyások és a lejtőfolyamatok számottevő mennyiségű anyagot telepítettek át a tó árka felé.

A terület legmagasabb részeit DK-en, a Zselic szomszédságában találjuk. Az itteni 180–190 m tszf-i magasságig emelkedő kicsiny terület, mint a Zselic szegélye (Bárdudvarnok–Kadarkút–Hencse vonalában) résztvett a Zselici-dombság újpleisztocén kori fokozott emelkedésében. Emellett mint akkumulációs zónában, a hordalékkúp É-i részéről kifújt finom poranyag is nagyobb vastagságban halmozódott itt fel, s vált részben a löszképződés alapanyagává (62. ábra). Emellett még a geomorfológiai kiskörzet D-i részein néhány helyen képződött kisebb foltokban a würm eljegesedés idején vékony lösztakaró (Csokonyavisonta, Bares, Komlósd). Miként a fekvő hordalékkúp-anyagban is az É-i területekkel szemben finomabb, iszapos, agyagos, finoman rétegzett ártéri üledék jelentkezik a felső szintekben, ugyanúgy finomabb szemcséjűek D-en az eolikus üledékek is.

Az átlagosnál újra alacsonyabb térszínekkel találkozunk a Dráva-völgy peremi 10 km-es sávban (120–140 m), amiben ismét kettős ok játszhatott közre. Egyrészt ez a sáv már gyengén résztvett a Dráva-völgy újpleisztocén kori és holocén süllyedésében, másrészt az É-i uralkodó szelek fő akkumulációs zónája, a nagyobb tömegű és nagyobb szemnagyságú homok felhalmozódási területe ettől északabbra volt.

Tájunk 3. geomorfológiai kiskörzete, a Kisbalaton–Dráva-völgy közötti homokfelszín nemcsak morfológiai jellegében, hanem méreteiben is nagyon hasonlít a 2. geomorfológiai kiskörzethez. Ugyancsak 15–20 km-es szélességben, É–D-i irányban húzódik a Kisbalatontól a Dráva síkjáig. Mivel azonban Ny-i szegélye jóval északabbra éri el a Dráva-völgyet, mint K-i pereme, ezért hosszúsága nagyon különböző, 50–75 km (52. ábra). Ny-on a Zalaapáti-hát löszfedte magasabb felszínével merev, É–D-i irányú, morfológiailag is jól tükröződő szerkezeti vonal mentén érintkezik Garabonc–Galambok–Miháld–Iharosberény–Curgó vonalában. K-en hasonlóképpen válik el a löszös Marcali-háttól Balatonszentgyörgy–Hollád–Somogyfőszék–Tapsony vonalában, Nagyatádtól D-re pedig észrevétlenül érintkezik a Nagyberék–Dráva-völgy közötti homokterülettel.



62. ábra. A megszünt kadarkúti téglagyár elhagyott fejtőjének rétegsora

1 = barna erdőtalaj; 2 = futóhomok; 3 = gyengén homokos rétegzetlen lösz; 4 = világosbarna fosszilis talaj; 5 = kettős fosszilis talaj; a = szürkésfekete csernozjom; b = vörösbarna fosszilis talaj. Az alsó vastag talajösszlet kis derázisú völgykítőltésre utal, de a völgy egyéb nyomai a betemetett és omladékos feltárásban nem láthatók. A mai felszín sík

Átlagos tszf-i magassága is hasonló, mint a Nagyberek—Dráva-völgy közötti homokterületé: É-i részén 120—140 m, a vízválasztó távolabbi térségében általában 160—170 m, a völgytalpakon itt is csak 140—150 m, a hátakon, buckákon kivételesen 180 m fölött van (Nemesdétől D-re a 184. magassági pont). D-en, a Dráva-völgy irányában fokozatosan ismét 130—140 m-re ereszkedik a felszín, mígnem Csurgó—Bolhó vonalában szerkezetileg előrejelzett, meredek alámosott magasparttal végződik a Dráva síkja felé. A magasságkülönbségek kialakulása ugyanazokra az okokra vezethető vissza, mint előbb, a Nagyberek—Dráva-völgy közötti homokfelszín esetében láttuk.

A geomorfológiai kiskörzet balatoni vízgyűjtőhöz tartozó részében az *É—D-i irányú tagozottság*, a felszín völgyekre és hátakra bomlása kifejezettebb, mint a Marcali-háttól K-re húzódó homokfelszínen, bár ott is jellemző sajátosság. A Zalaapáti- és a Marcali-hát közé két merev É—D-i irányú keskeny alacsonyabb hát iktatódik. Mindkettő szerkezetileg meghatározottan a Kisbalatontól É-ra levő területtől húzódik D-nek, a belső-somogyi vízválasztóig jól követhetően. A nyugatabbi a *Zalavár—Kiskomáromi-hát*. Felszíne a Kisbalaton térségében a Balaton-árokkaal együtt megsüllyedt, lealacsonyodik. Balatonhidvégnél áttöri a Zala, itt van a fiatalabb Zalakaptura helye. Nem véletlen, hogy ez a hát CHOLNOKY-t az alábbi szavakra ragadtatta (é. n.): „a Dunántúl legsodálatosabb morfológiai alakulása. Ez Türrjétől, fenn a Marczal forrásaitól egész Inkéig, Somogy vármegye derekáig 70 km hosszan nyúlik el, mintegy 3 km közepes szélességben. Az egész földkerekségen ritkítja párját ez az alakulat”. Valóban sajátos forma, de míg CHOLNOKY J. deflációs maradvékgerincnek tartotta, *szerkezetileg előrejelzett meridionális völgyekkel határolt eróziós maradvéknyak* kell tekintenünk. A keletebbi É—D-i irányú vonulatot CHOLNOKY „*keszthelyi gerinc*”-nek nevezi. Valóban Keszthelytől indul s keskeny vonulat formájában a Zala torkolatáig, Fenékpusztáig egységesen húzódik, elválasztva egymástól a Balatont és a Kisbalatont. Tovább D-re Főnyednél tűnik fel ismét, s Sávo-lyon keresztül Nemesvidig követhető.

Az említett vonulatokat CHOLNOKY J. (é. n., 1918) és KOGUTOWICZ K. (1930) pannon hátaknak tekintette. A komárvárosi téglagyár fejtőjében valóban feltárua a pannóniai üledék, de fölötte jelentkezik a pleisztocén hordalékkúp anyaga. Ugyancsak a hordalékkúp-anyag típusos előfordulását ismerjük Sávo-lyról, a keletebbi gerincről és még számos helyről. *A pannóniai üledéknek Komárvárosban tapasztalt magasabbra kerülését ÉK—DNy-i irányú, a Középhegyvidékkel párhuzamos szerkezettel kell kapcsolatba hoznunk. Ugyanis pontosan abba a sávba esik, amelyet a Marcali-hátról K-re levő homokterületen Marcali—Öreglak vonalában ugyancsak a pannóniai üledékek felszínközeli előfordulása jelleméz. Továbbá a Marcali-hát felszíne is ebben a sávban emelkedik legmagasabbra. Arról van tehát szó, hogy a mai felszíni képbén uralkodóan É—D-i irányú szerkezeti egységek morfológiai vetületében átüt az ÉK—DNy-i csapású mélyszerkezet ebben a sávban csakúgy, mint északabba abban a jelenségben, hogy a Balaton-árok csapásában tovább DNy felé, Zalában is mutatkozik a süllyedés, a hátakon alacsonyabb felszín, a zalai meridionális völgyekben medenceszerű völgytágulatok formájában.*

Mindkét geomorfológiai kiskörzet egészét tekintve úgy tűnik, hogy CHOLNOKY J. (1918, é. n.) véleményének van valamelyes, bár eléggé korlátozott alapja. Ó ugyanis mind a Nagyberek—Dráva-völgy, mind a Kisbala-

ton—Dráva-völgy közötti geomorfológiai kiskörzetünket egy-egy óriási szélbarázdának tartotta, amelyekben az É-i részeken defláció, a délebbi területeken pedig akkumuláció, hatalmas garmadarenszer képződése a jellemző. Igen nagy általánosságban ez igaz, de míg CHOLNOKY J. szerint az egész negyedidőszak folyamán jellemző volt ez a folyamat, sőt semmi más lényeges fejlődéstörténeti esemény ezekben a térségekben nem zajlott le, a kifúvás pedig szerinte a pliocén rétegekből történt, addig ma már más-képpen látjuk a helyzetet. A pleisztocén nagyobbik részében hordalékkúp-képződés volt folyamatban, s csak miután a Balaton-árok kialakulásával ennek vége szakadt, a würmben, a glaciálisok megfelelő hideg-száraz klímaperiódusai idején vált általánosan jellemzővé a futóhomok-képződés, a homokmozgás. A kifúvás pedig nem a pliocén rétegekből, hanem a hordalékkúp folyóvízi homokanyagából történt.

A Nagyberek—Dráva-völgy közötti homokterület geomorfológiai kiskörzetét tekintve is inkább LÓCZY L. ítélte meg helyesebben annak jellegét, amikor hangoztatta, hogy a pliocén rétegek É—D-i irányú nagy árkos beszakadásáról van itt szó (szerintem ezzel egyértelműen a környezet kiemelkedéséről), mint CHOLNOKY J., aki egyetlen óriási szélbarázdának vélte. Tehát annyiban igaza van CHOLNOKY-nak, hogy a szél munkája számottevő volt ezekben a szélcsatornáknak — hiszen ennek eredménye a szélfújta homokterület —, de ehhez az alapot a szerkezeti árkokban végbement folyóvízi tevékenység, a felhalmozódott homokos hordalékkúp-anyag szolgáltatta. Tehát ezek a nagyformák komplex eredetűek.

A két geomorfológiai kiskörzetet magában foglaló nagyformákon belül tanulmányos a *kisformák elemzése*, hiszen túlnyomórészt ezek jelentik a homokterület reliefenergiáját, emellett belőlük következtethetünk a pleisztocén végi és a holocén felszínfejlődésre, az azt irányító erőhatásokra és folyamatokra. Az alábbiakban ezért külön-külön foglalkozunk a *homokformákkal*, valamint a homokot tarkázó *kovárványshalagokkal és periglaciális képződményekkel*.

b) A futóhomokformák

Belső-Somogy futóhomok-formakincsének helyes értelmezése és oknyomozó magyarázata kívánatosá teszi, hogy röviden *párhuzamot vonjunk, ill. összehasonlítást tegyünk területünk és más hazai futóhomokos tájak között*. Ismeretes, hogy nagy futóhomokterületeink (Duna—Tisza köze, Nyírség, Dél-Mezőföld) éppen úgy, mint a belső-somogyi *homokos területek is, hordalékkúp-felszínnekhez, de még a kisebbek is teraszfelszínnekhez kötöttek*. Elenyésző azoknak a hazai futóhomokterületeknek a száma és kiterjedése, amelyek tengeri üledékek felszínén, a harmadidőszaki homokokból fúvódtak ki. Viszont a fiatalabb pleisztocén folyóvízi homokok, amennyiben nem kerültek más üledékek (pl. lösz) alá, kitűnő feltételeket biztosítottak a szél munkája számára.

A mondottak azt is jelentik, hogy a *homok általában nem fúvódott messzire, a futóhomok a fekvő folyóvízi homokból, azon képződött*.

Belső-Somogyban ez az egyébként általános jelenség *valamelyest* korlátozottabban érvényes, s már csupán ezért is jogos az összehasonlítás.

A különbséget elsősorban az *időtényező* okozza. Ugyanis Belső-Somogyban legrégebben fejeződött be a hordalékkúp épülése, következésképpen a leg-

hosszabb idő állt rendelkezésre ahhoz, hogy a vizektől már nem háborgatott hordalékkúp-felszíneken a szél vegye át az uralmat, s úgyszólván az egész würm folyamán, a száraz időszakokban formálja a felszínt. Ha az említett időtényező mellé még hozzászámítjuk a *szélirányt* és a litológiai helyzetet, a fejlődéstörténeti fejezetben vázolt sajátos adottságot, ami szerint a befejező szakaszban, a riss eljegesedés idején viszonylag *finomszemű homokból* épült a hordalékkúp, még inkább érthetővé válik, hogy egyrészt több lehetőség volt a homokszemcsék számára hosszabb út megtételéhez, másrészt ennek eredményeként egyéb hazai homokterületeinkhez viszonyítva itt rendkívül *koptatottakká válhattak a homokszemek*.

Összehasonlító mikroszkopikus vizsgálatainkat nagyszerűen egészítik ki és támasztják alá BORSY Z.-nak (1965) a KRYGOWSKI-féle módszerrel végzett összehasonlító vizsgálatait. Ezek szerint a belső-somogyi homokszemcsék koptatottsága nemcsak valamennyi hazai homokterületünkkel szemben a legnagyobb, hanem alig marad el a líbiai dünehomokokétól (BORSY Z. minden területről a 0,63–0,8 mm \varnothing -jú szemcséket vizsgálta). Ebben elsősorban a „hosszabb idő—nagyobb megtett út” játszotta a döntő szerepet, de már megelőzőleg, a hordalékkúp anyaga is hosszabb utat tett meg a pleisztocén folyamán, s így maga a folyóvízi homok is koptatottabb volt,



9. kép. Szélbarázda—garmada—maradékgerine komplexum É felől nézve Nagybjom környékén. A nagyobb szélbarázda felszínébe egy fiatalabb kisebb szélbarázda mélyed, amelynek a garmadája rátelepül a nagyobb szélbarázda garmadájára és annak felszínét megemeli. A kisebb szélbarázdában a homokkifúvás a talajvízszint közeléig ért és — jellemző módon — megjelenik fenekén az égeres növényzet

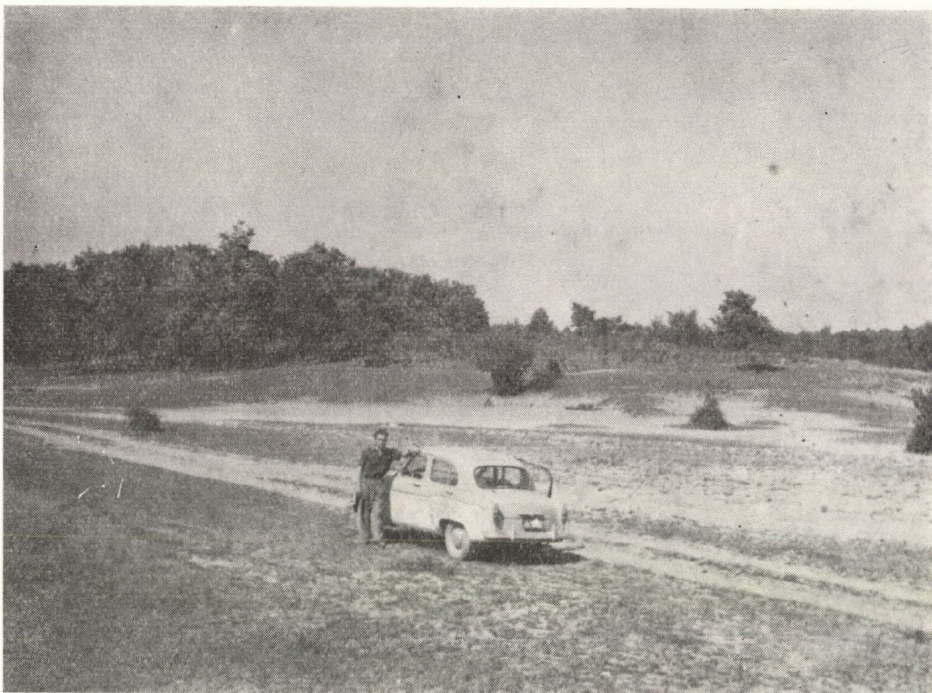


10. kép. Mindkét végén nyitott szélbarázda Nagybjom környékén

mint más futóhomokterületeinken; főleg azt kell figyelembe vennünk, hogy a folyóvízi hordalék jórészt a pliocén homokos üledékekből származott.

Az említett sajátosságon kívül más lényeges különbség is mutatkozik a belső-somogyi és egyéb hazai futóhomokterületeink között: a formakincs, a homokterület *reliefenergiája* Belső-Somogyban általában nem olyan gazdag, ill. élénk, mint pl. a Duna—Tisza közén, a Nyírségben vagy a Dél-Mezőföldön. Ennek pedig két döntő oka van:

1. Elsődlegesen az éghajlati viszonyok, a *táj csapadékosabb jellege*, ennek következtében *gazdagabb növényzete* játszott szerepet. Míg más hazai futóhomokterületeinken a würmi, periglaciális körülmények között végbement homokmozgáson kívül a holocén meleg-száraz mogyorófázisban megfelelő klimatikus, s ennek következtében növényzeti (füves puszta) feltételek voltak az erős homokmozgás számára, sőt a mai jellegzetes félig-kötött homokformák együttese, de emellett egyedei is jórészt még később, az újholocénban alakultak ki, addig *Belső-Somogyban korlátozottabb volt a holocén kori homokmozgás, csak kisebb területekre terjedt ki* Ezek a felszínek ma is élénk domborzatúak, viszonylag frissen őrzik az eredeti, fiatal deflációs és akkumulációs homokformákat, a genetikai formaelemek jól tanulmányozhatók. Ilyen területek mutatkoznak nagyobb folton Nagybjom (9—10. kép), Somogyszob, Inke, Kadarkút, Görgeteg, Homokszentgyörgy távolabbi környékén, kisebb foltokon pedig a terület D-i felében több helyen (11. kép). *A viszonylag fiatal homokmozgásra utal ilyen helyeken a meg lehető-*

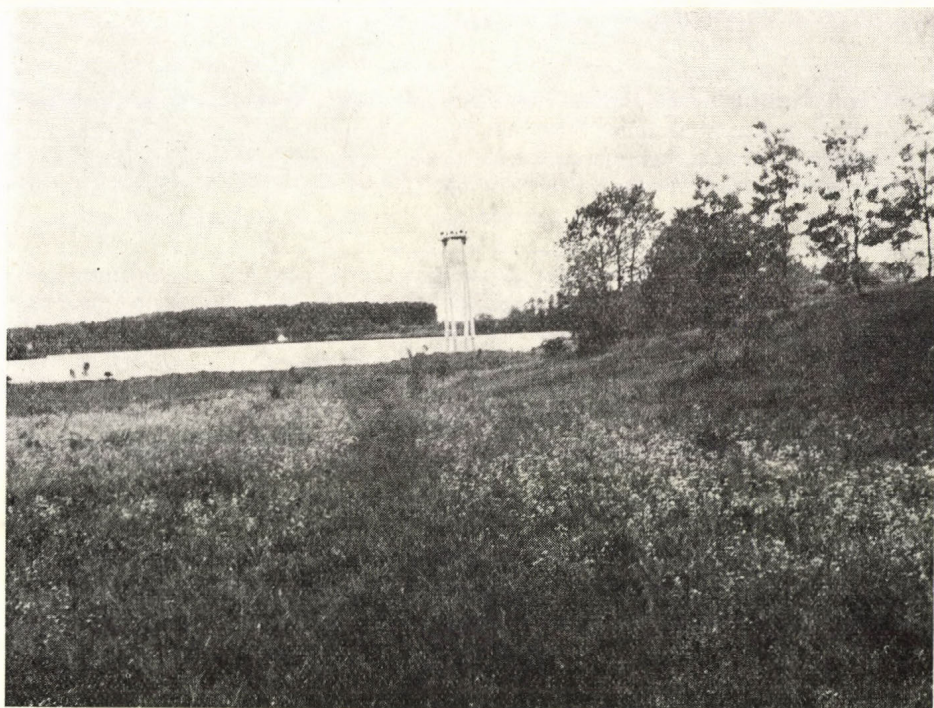


11. kép. Hosszanti garmadabueka D-i vége Bélavár—Somogyudvarhely között. A föld-
úton a járművek és a legeltetés hatására bekövetkezett friss szélmarás nyomai

sen vékony talajtakaró, esetleg annak teljes hiánya, a mesterségesen telepített erdők, ennek hiányában a gyér, füves növényzet. A terület nagy részére azonban a laposabb, vastag talajtakaróval rendelkező, természetes erdővel fedett vagy mezőgazdaságilag művelt fosszilis, gyakran éppen a növénytermelés hatására eredeti formájukban megváltozott homokformák jellemzőek. Hogy régi formák, s a holocénban alig változtak, azt kitűnően igazolják a felszínükbe mélyülő periglaciális képződmények, kovárványos homokkal ill. fosszilis talajjal kitöltött fagyzsákok és fagyékek, amelyeket a későbbiekben tárgyalunk. E krioturbációs jelenségek nemesak azt bizonyítják, hogy a homokfelszín pleisztocén, hanem azt is jelenti, hogy a holocénban alig változtak a szóban levő felszínrészek, számottevő homokmozgás az említett éghajlati, következésképpen növényzeti adottságok, továbbá a talajvíz közelsége miatt nagy területeken nem volt; a pleisztocén kori homokformák fosszilizálódtak, csupán frissességük kopott meg, meredek lejtőik lankásodtak, a későbbiek folyamán főleg a lemosás hatására, ill. a mezőgazdasági művelés alá vett területeken a szántott felszíneket az újabb időkben is támadja a szél, különösen hótakaró nélküli téli és koratavaszi időszakokban.

2. A sajátos klimatikus viszonyok mellett *ugyancsak az időtényező, a formák pleisztocén kora játszik szerepet abban, hogy a belső-somogyi homokterületek reliefenergiája csekélyebb, mint egyéb hazai homokterületeké, hiszen a régebbi formák megkoptak, a pozitív és negatív formák közti különbségek részben eliminálódtak.*

A mondottak együttesen azt jelentik, hogy a belső-somogyi homokterületek néhány fiatalabb mozgással jellemzett területrésztől eltekintve *meglehetősen előregedett*, helyenként egészen lapos felszíni képet mutatnak. Mindezek ellenére a genetikai formák — nemcsak a holocén, hanem a krioturbaációs jelenségek tanúsága szerinti pleisztocén formák is — általában jól felismerhetők. Előbbiek kisebbek, *a pleisztocén formák nagyobbak, ami önmagában is arra utal, hogy a würm megfelelő szakaszaiban, a periglaciális száraz-hideg éghajlat mellett jelentősebb volt a homokmozgás, mint a holocénban.* Bizonyíthatóan kötetlen homokformák azonban ebből az időből sem maradtak ránk. Úgy tűnik, a hideg-száraz pusztán a periglaciális szakaszokban is volt annyi növényzet, olyan zárt fűtakaró, ami a fagyott, csak időszakosan felengedő talajjal együtt gátat vetett a szabadon mozgó homokformák kialakulásának. Ez annál is valószínűbb, mert az időszakosan felengedő talaj felső része a hóolvadékvizektől egy ideig nedves is lehetett; a defláció inkább a fagyott talajjal jellemzett időszakokban működött. De nincs kizárva, hogy a szabadon mozgó homok formái is kialakultak, bár azok azóta elpusztultak, átalakultak, s ma mind a krioturbaációs jelenségekkel, fagyzsákokkal és fagyékekkel jellemzett homokformák, mind a fiatalabbak hasonló megjelenésben mutatkoznak előttünk. A legvalószínűbbnek látszik, hogy *a felszínükön fagyzsákokkal, fagyékekkel jellemzett pozitív formák másod-*



12. kép. Komplex (szél és víz hatására létrejött) forma Homokszentgyörgy környékén. A túlmélyített, magas talajvízállású negatív forma talpán magassásos növényzet. A maradékgerince alsó szintjén az időszakos vízfolyás eróziós nyomai

lagos maradékgerincek, amelyek anyaga ugyan a würmben halmozódott fel, esetleg mint kötetlen, nagyméretű homokforma (KÁDÁR-féle líbiai bucka), de a holocénban szélbarázdák szabdalták fel, vonalas negatív formák mélyültek felszínükbe, s így éppen a krioturbációs jelenségek tanúsítják, hogy másodlagosan destruktív formák, maradékgerincek.

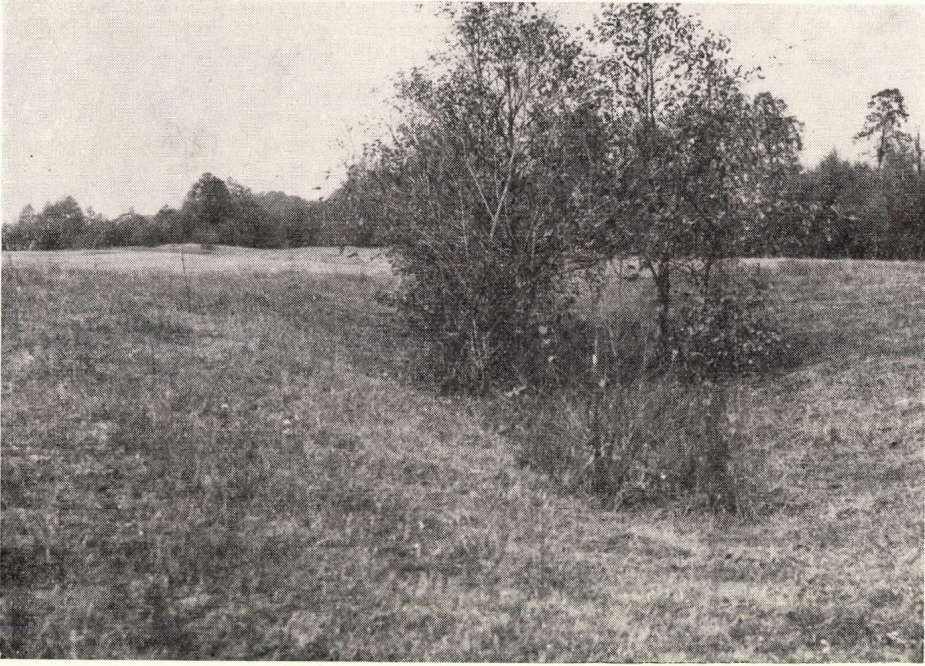
Azzal a ténnyel is számolnunk kell, hogy Belső-Somogy felszíni képeére igen határozottan nyomja rá bélyegét a formák É—D-i irányú elrendeződése. Amellett, hogy ezek a fő szerkezeti irányok, s ebben az irányban futnak a vízfolyások, — mivel az uralkodó szélirány is É—D-i, ennek hatására ebben az irányban rendeződtek el a futóhomokhátak és a közöttük húzódo mélyedések is. Tehát erózióval kialakított maradékgerincekkel is számolhatunk, vagy legalább is a szél, a víz és a lejtőfolyamatok együttes hatására kialakult komplex formákkal (12. kép).

Ma a homokterületre jellemző a félig kötött felszínen kialakított formapár: a szélbarázda és a garmada. Előbbit gyakran mindkét végén nyitott szélbarázda, ill. széllyuk, utóbbit hosszanti garmadabucka, homoklepel, ill. embrionális garmada helyettesíti. Genetikájukat, egymással való kapcsolatot a szél munkájának törvényszerűségeivel összhangban több tanulmányban értelmeztem (MAROSI S. 1955, 1958, 1959, 1965, 1967), ezért itt magyarázatuktól eltekintek (9., 10., 11. kép).

Belső-Somogy nedvesebb éghajlatú, a többi hazai futóhomokterülethez viszonyítva idősebb futóhomokfelszínein két sajátosság szembevetendő:

1. Mivel a viszonylag szárazabb időszakokban is csak szélbarázdaképződésre volt lehetőség, a szélbarázdákból kifújtt homokból keletkezett *lepelhomok felhalmozódására korábban és hosszabb időn keresztül kerülhetett sor*, mint más homokterületeinken. Az ilyen képződmények azonban a würmöt és a holocént magában foglaló hosszú időszak meg-megújuló homokmozgásai hatására keletkezett formagenerációk teremtette reliefenergiát módosították csupán időről időre. Az így kifújtt homok csak első alkalommal települhetett valamelyest idegen kőzetűnek tekinthető folyóvízi homokfelszínre (szemben a BULLA B. által az alföldi árterekről leírt lepelhomokkal), később minden alkalommal már jelen levő futóhomokformákra, leggyakrabban szélbarázdákra. Nyilvánvaló, hogy nehezebben jutott fel a felszínen görgetett vagy ugráltatott homok a pozitív formákra, amihez a nehézségi erőt is le kellett küzdeni, de ha a finomszemű homok fent rakódott le, akkor az ilyen pozitív formák hangsúlyozódtak ki (9. kép). Mivel azonban inkább az előbbi lehetőség állt fenn, az eredmény a szélbarázdák kitöltése (rendszerint az idősebb generációhoz tartozó szélbarázdáké), a felszín reliefenergiájának csökkentése, a felhalmozódás-területeken a fekü folyóvízi homokot fedő *futóhomoktakaró vastagságának a növekedése* lett. Ilyen formán a vázolt folyamat eredményeként *nem annyira formákban (homoklepel)*, mint *inkább anyagában* maradt meg igen nagy mennyiségű olyan szélfújta homok, ami *genetikailag lepelhomok*. Formájában azért sem homoklepel, mert a különböző generációkhoz tartozó ilyen homokok gyakran *egymásra* halmozódtak, s ma már esetleg 10 m-t is meghaladó vastagságú sík vagy csak igen gyengén hullámos futóhomoktakaró formájában jelennek meg előttünk.

Eredeti újholocén korú, formájában homoklepel a Nagyberék és a Kisbalaton térségében, balatoni turzásokhoz kötötten, valamint folyóártereken nyomozható ma is néhány dm-től 1—2 m-ig terjedő vastagságban.



13. kép. Kicsiny széllyuk Nagybajom—Böhönye között. Benne a talajvíz közelsége miatt megjelenik az égeres növényzet

2. Belső-Somogyban viszonylag elterjedtebb forma a *széllyuk* (13. kép), aminek okát abban látom, hogy a holocénban, különösen az újholocénban a más hazai homokterületekhez viszonyítva *csapadékosabb*, következőképpen *kötöttebb* belső-somogyi homokterületeken a szélbarázda-fejlődés korlátozottabb volt, a kifúvásnak hamar gátat vetett a növényzet, a forma fejlődése a kezdeti stádiumnál megállt (MAROSI S. 1965, 1967). A klimatikus, ennek következtében növényzeti és talajfeltételek még a történelmi időkben, antropogén hatásra bekövetkező felszínsérülés esetén is e homokforma képződésére voltak a legkedvezőbbek. A II. József korabeli térképen jól kirajzolódnak, mert rendszerint kicsiny tavak töltik ki őket (63. ábra). Belső-somogyi genetikai értelmezésük lehetővé teszi CHOLNOKY J. (é. n., 1918) egyik tévedésének helyesbítését, az általa „homokdolináknak” leírt formák széllyukakkal való behelyettesítését.

CHOLNOKY J. (é. n., 15. o.) a következőket írja: „... mind több és több a homok dél felé, s Nagybajom táján hatalmas, most is mozgó buczkavidékre jutunk. Ez a futóhomok egész Szulokig, Csoknyáig (CHOLNOKY mind a mai Mezőcsokonyát, mind a mai Csokonyavisontát Csoknya néven említi; a két település között több mint 40 km a távolság; itt Csokonyavisontáról lehet szó; M. S.) feltétlenül dominál s a terület nagy foltokban borítja az erdő, különösen Mike és Homokszentgyörgy körül. Nem hiányoznak itt a vadregényes, buczkás elhagyatott helyek, ahol az ember ősállapotban találja a természetet. Mindenütt a félig-kötött homok típusos formái.

Nagyon jellemzőek ezen a tájon a homokdolinák. A felszín kötöttebb, agyagosabb, szubaerikus talaján kerek mélyedéseket látunk, amelyek már messziről feltűnnek

haragoszöld, kákás, szittyós növényzetükkel. Ezek olyan helyek, ahol a homokban eltűnt a víz s lassan berökkanás keletkezett, amelyben most a homok talajvíze felszínre jut. Ez az oka, hogy nem szikesednek el, mint a buczkák közötti mélyedések, hanem mindig friss víz van bennük. Különösen Jákó és Csököly táján nagy a számuk, százával olvashatók. Ez a tünemény a Kapos völgyének visszavágódása következtében keletkezett. A homokban elszívódó víz a Kapos forrásaiban napvilágra jöhet, tehát a homok talajvíze mozgásba jött. A legérdekesebb esete ez egy idegen hidrográfiai rendszer behatolásának más területre.”

Másik munkájában (CHOLNOKY J. 1918, 150. old.) a balatoni vízgyűjtő területet körülhatárolva, a vízválasztó futását ismertette a következőket írja:

„Somogy belsejében, vízterületünk legdélibb részén a megkötött homok formái közt nagyon nehéz a víz lefolyásának irányait kifürkészni, ezért jókora darab területet kellett bizonytalan lefolyásúnak jelezni. Az ide hulló esővíz legnagyobb része elszívárog, sőt valóságos *víznyelők* vannak (CHOLNOKY kiemelése). Ezeket át úgy látszik a Kapos messze visszavágódott völgyébe szívárog le a víz. Leginkább Kiskorpád, tehát a Kaposfő környéke van tele ilyen víznyelőkkel. Jákó környékén, különösen a Gyótamezőn csodálatos látványt nyújtanak ezek a homokdolinák. Amikor a sárga tarlók borítják a gondosan művelt mezőket, egészen idegenszerűen tűnnek fel a haragoszöld kákával kerített kis kerek tavacsák. Mert hisz kétségtelen, hogy amíg a víz leszívárog valami dolinaszerű, könnyebben átjárható homokrészleten, addig nem áll meg föllette a víz. De amint a vízjárás nagyon is megtágítja az utat a homokban, berogyik a felszín és eltömődik a vízjárás útja s a horpadásban megáll a víz.

Ez a jelenség csakis itt, a bizonytalan lefolyású területen mutatkozik. Akár délre, akár északra távozzunk, rendes felszíni vízfolyások vannak, bár itt-ott találunk buczkák közt is tavakat, de ezek egészen más eredetűek, bár szintén nagyon érdekes jelenségek. A különbség azonnal feltűnik. A homokdolina teljes síkságon, minden sánc nélkül képződött, kerek mélyedés. A buczkák közötti tavaknak nincs az eredeti térszínben mélyedésük, hanem ezek körül vannak sánczolva homokbuczák-kal. Rendszeresen valamely szélbarázdában támadnak úgy, hogy a szélbarázda felső végét ismét megtámadja a szél és garmadát hajtva előre, elrekeszti a barázda lefolyását.”

A két CHOLNOKY-idézetben nemcsak helyesbíteni valók, hanem nyilvánvaló ellentmondások is mutatkoznak.

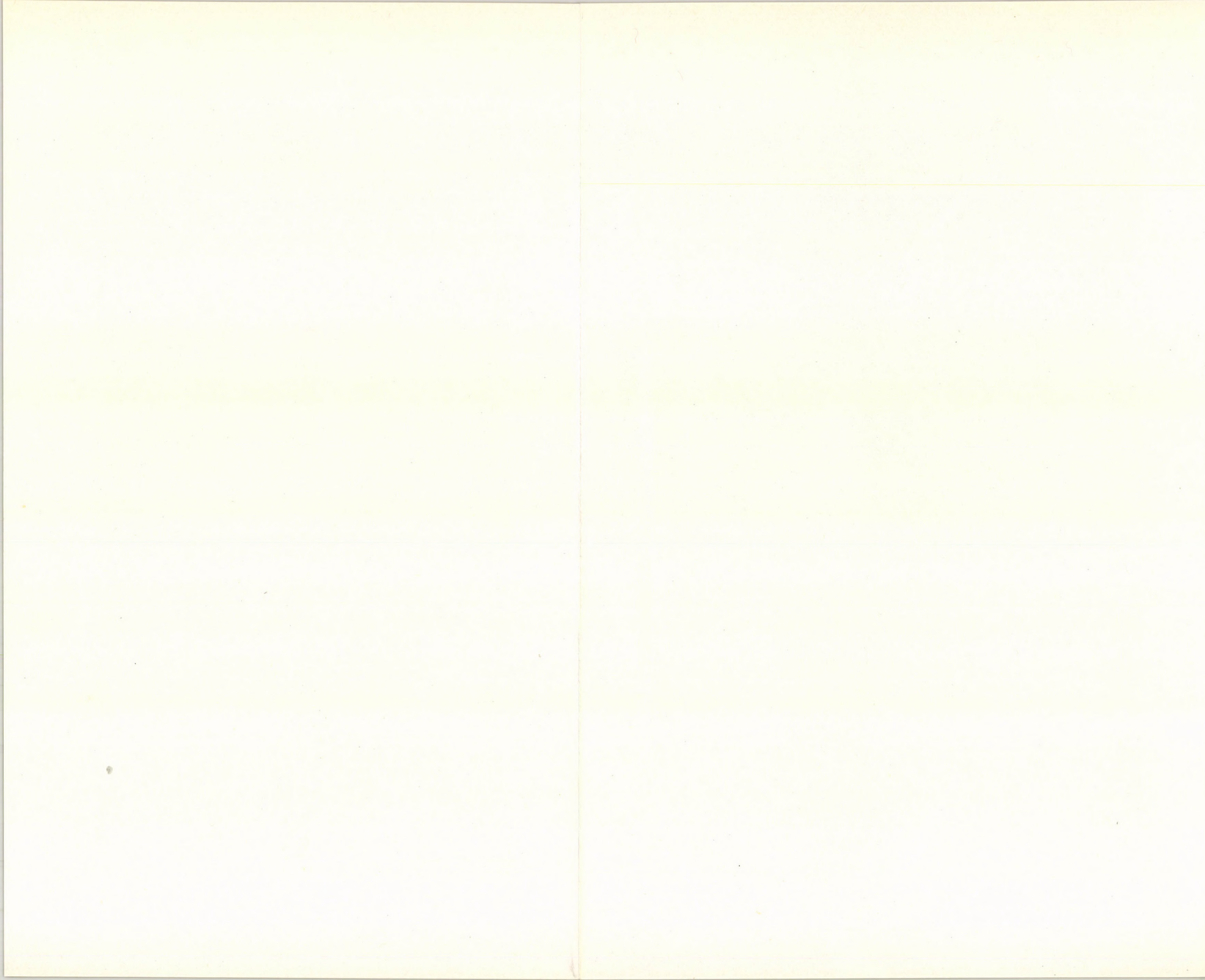
Az egyik ellentmondás: az első idézet szerint e mélyedésekben a homok mozgó talajvíze jut felszínre, a második idézet szerint viszont miután berogyik a felszín, eltömődik a vízjárás útja, s a horpadásban megáll a korábban leszívárogó víz. Szerintem az előbbi vélemény a helyes, hiszen ezeknek a kis mélyedéseknek gyakorlatilag nincs felszíni vízgyűjtőjük, ellenben a talajvíz szintjéig mélyült széllyukak. És a Kapos közelében valóban gyenge mozgásban van a legfelső talajvíz is.

A másik ellentmondás: az első, csonkított idézet szerint — úgy tűnik — ezeknek a formáknak a jelenlétét CHOLNOKY sem korlátozza csupán a Kaposfő közeli bizonytalan lefolyású területre, míg a második idézetben igen. Mindenesetre az előbbi véleménye — ha valóban véleményként olvasható ki az idézetből — lenne a helyes, mert messze D-en, Bárdudvarnok, Kádarkút, Homokszentgyörgy környékén is találunk ilyen formákat. Ez is ellentmond annak, hogy a felszíni lefolyással nem rendelkező, de a Kapos közelsége miatt talajvízben mutató lefolyással jellemzett területhez kötött homokdolinákról lenne szó.

A harmadik ellentmondás a második idézetben belül mutatkozik, nem is éppen e kis kerekded formákkal kapcsolatban: az idézett két utolsó mondat homlokegyenest ellentmond egymásnak. Az előbbi mondatban azt írja, hogy a buczák közti tavaknak nincs az eredeti térszínben mélyedésük, hanem homokbuczákkal (értsd: akkumulált formákkal) vannak körülsáncolva, a következő mondatban pedig azt írja, hogy szélbarázdában (értsd: maradékgerincek közötti, azaz destruktív formák közötti, azaz az eredeti térszínben mélyülő homokformákban) keletkeztek. Ebben a vonatkozásban szerintem mindkét esetre lehet ugyan példa, bár nagyobb annak a valószínűsége, hogy a tavak elsődleges vagy másodlagos garmadával, egyes esetekben oldalirányú szélből hajtott homokkal elgátolt szélbarázdában keletkeztek. Arra aligha lehet gondolni (elvileg sem, gyakorlatilag pedig egyetlen példát sem sikerült találni), hogy három felhalmozódásforma (garmada, ill. hosszanti garmadabucka) olyan szerencsésen találkozzanak, ill. érintkezhetnek, hogy zárt, lefolyástalan mélyedést gátoljanak körül. Parabola-buckát feltételezve is korlátozott mértékben számolhatunk ezzel. Nem is beszélve arról, hogy számos belső-somogyi tavat mesterségesen gátoltak el és duzzasztottak fel szélbarázdákban, ill. eróziós völgyekben.



63. ábra. Szélbarázdákban létrejött nagyobb és szellyukakban keletkezett kicsiny tavak Nagybajom környékén a „József-eszásári” térkép szerint. Azóta számuk megfogyatkozott



Ennek az ellentmondásnak és részben tévedésnek a feltárására azért volt szükségünk, hogy rámutathassunk: akkor is tévedett CHOLNOKY, amikor *különbséget* látott az említett „buczkák közti tavak” és a „homokdolinák” keletkezése között, mondván: „a homokdolina teljes síkságon, minden sáncz nélkül képződött”.

Nos, szerintem a „homokdolinák” az általam már korábban (MAROSI S. 1965, 1967, 245—247. o.) leírt módon képződött széllyukak, s nemcsak „teljes síkságon”, nemcsak a Kaposfő közeli lefolyástalan területen, nemcsak „sáncz nélkül” alakultak ki, hanem — mint KÁDÁR L. (1936, 1938) is írta — gyakran garmadával is (bár nem minden esetben) rendelkező negatív formák. A bennük időnként és helyenként felszínre kerülő talajvíz által létrehozott kicsiny tó és az elgátolt szélbarázdában keletkezett (CHOLNOKY: „buczkák közti”) tó között hozzávetőlegesen annyi a különbség, mint „medencéjük”, a széllyuk és a szélbarázda között, elsődlegesen mennyiségi, de minőségi is, *pontosabban* azonban valamivel több, mert a minőségi különbséget kihangsúlyozza, hogy míg a kis széllyukaknak felszíni vízgyűjtő területük minimális, sőt gyakorlatilag nincs, addig a szélbarázdák tavai kisebb-nagyobb felszíni vízgyűjtővel is rendelkeznek, s így természetes állapotban is állandóbb vizűek. Mesterséges beavatkozásra azonban annyiban fokozódik a köztük levő különbség, hogy a kis széllyukakat a mezőgazdasági termelés során igyekeznek feltölteni és a szántóföldi termelésbe bevonni, a szélbarázdák nagyobb tavait pedig egyre inkább célszerűen bevonják a tógazdálkodásba (halászat, öntözés stb.).

Még egy érv CHOLNOKY J. „homokdolina” elmélete ellen: ismeretes, hogy még a legtipusosabb, magas CaCO_3 tartalmú, vastag, jól karsztosodó lösztakaróval jellemzett területeinken, pl. a Mezőföldön is csupán igen jelentéktelen méretű dolinák alakultak ki (ÁDÁM L. 1954), 1,5 m-nél nem igen mélyebbek. Nehezen képzelhető tehát el, hogy a vékonyabb, kevés mésztartalmú belső-somogyi homok felszín alatti, vízben oldott anyag távozásával vagy mechanikai tömörődéssel olyan mértékben roskadjon, hogy a CHOLNOKY J. által leírt, általában 4—5 m mélységű dolinák kialakulhassanak. Sokkal realisabb alapja van magyarázatunk helyességének, ami szerint a szél vájta ki ezeket a felszíni mélyedéseket.

CHOLNOKYt, a kiváló homokmorfológust, aki a futóhomok mozgásának törvényeit kora színvonalán kitűnően felvázolta (CHOLNOKY J. 1902), nyilván ugyanaz a szemlélet vitte ebben a vonatkozásban is tévútra, amely pliocén végi sivatagi elméletéből csakúgy, mint általában a defláció szerepének sokoldalú túlbecsüléséből fakadt. Ő, aki a jelenleg tárgyalt egész geomorfológiai kiskörzetünket egyetlen óriási szélbarázda—garmada komplexumként fogta fel, hasonlóképpen valamennyi somogyi és zalai meridionális völgyet szélbarázdának tartott és még a fiatal holocén időkben is — az éghajlati, következőképpen a növényzeti feltételekkel keveset számolva — óriási szerepet tulajdonított a szélnek, el sem képzelte, hogy ilyen csökevényes destruktív formákat, mint a széllyuk, a szél munkájától származtathat. Még a széllyuk felismerője és első leírója, KÁDÁR L. (1936) is az általa kutatott területen tapasztaltak szerint joggal hangsúlyozta (KÁDÁR L. 1938), hogy nem azért említ külföldi példákat is, „mintha ezeknek az aránylag kis formáknak jelentőségét túlbecsülné”. Magam sem szerettem volna ebbe a hibába esni, de belső-somogyi tapasztalataim arra indítottak, hogy részletesen foglalkozzam velük, genetikájukat is igyekezzem lehetőleg részletesen megvilágítani (MAROSI S. 1965, 1967). Szerintem

ugyanis az itteni sajátos éghajlati és növényzeti adottságok mellett, a táj formakincsében alapvető szerepet játszó fosszilis, zömében pleisztocén vagy óholocén, ma már jórészt egészen kötött, jelentékenyebb vastagságú talajjal is fedett nagyobb formákon kívül ezek jelentkeznek nagy számban. Mint a terület legfiatalabb képződményei, jól tanúsítják, hogy az újholocénban a felszín már nehezen volt a szél számára támadható; az időnként nyíló támadási felületet a növényzet gyorsan védőpajzsa alá vonta, s a szél törvényszerű lineáris destruktív munkája lefékeződött, a szélbarázdának csupán embrionális formája, a széllyuk alakult ki.

Áttekintve homokos geomorfológiai kiskörzeteink ma is jól felismerhető genetikai futóhomok formatípusait, összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy *a szabadon mozgó homok formái hiányoznak*. Hogy korábban, főleg a pleisztocén megfelelő éghajlati adottságai mellett ilyenek alakultak-e ki, nem tudjuk, legfeljebb feltételezzük, de ha ki is alakultak, ma már nyomaikban sem ismerhetők fel. A területet a félig kötött homokformák különböző típusai uralják.

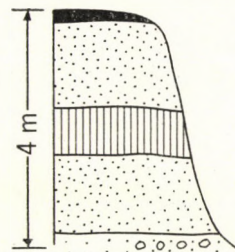
Nem sikerült azonban itt sem *határozottan* nyomára bukkannunk — miként Budapest környékén (MAROSI S. 1955, 1958) és a Mezőföldön sem (1959) — a KÁDÁR L. által (1954) a félig kötött homokterületek alapformájaként leírt *parabolabuckára*. Ennek nyilván az a magyarázata, hogy — mint KÁDÁR L. is hangsúlyozta — a parabolabucka rövid életű, lassú vándorlása közben az uralkodó szél irányára merőlegesen kiegyenesedő forma. Nyilván a kiegyenesedés után már valamennyit beréselte a szél, felbomlottak. Keletkezésük feltételei pedig hosszú idő óta hiányoznak is tájunkban, újabb formák tehát nem képződtek, mert anyaguk fő származhatási helyétől, a Balatontól a Nagyberék ill. a Kisbalaton megfelelő vizegyenés-mocsaras sávja választotta el a holocén folyamán kiskörzeteinket. A Nagyberektől és a Kisbalatontól közvetlenül D-re Marcali—Öreglak, ill. Komáromos vonaláig pedig már CHOLNOKY J. (1918, é. n.) helyesen mutatta ki, hogy itt deflációs zónában vagyunk. Ehhez még csak azt kell hozzátennünk, hogy innen már a nagyobb jelenkori homokmozgási szakasz, a mogyorófázis végéig részben deflációval D felé, részben erózióval és derázióval É felé oly nagy mennyiségű finomabb anyag távozott el, hogy általánosságban murvás, aprókavicsos, nehezen mozdítható maradéktakaró maradt vissza. Ez idő óta tehát már innen sem kaphatnak esetleges parabolabuckák anyagutánpótlást, de a kötöttebb újholocén növénytakaró miatt sem. A korábban anyagukat esetleg innen származtatott parabolabuckák viszont még az újholocénban is elpusztulhattak, felárkolódhattak szélbarázdákkal, beréselődhettek széllyukakkal — ha egyáltalán voltak. Kialakulásuknak D-en az akkumulációs zónákban akadályos lehetett az idős homokterületen az is, hogy a fekvő anyag ugyancsak futóhomok, ami viszont a pleisztocénban is, de a mogyorófázisban is meglehetősen élénk reliefű felszín volt, főként É—D-i irányú destruktív és akkumulációs formákkal, amik domborzati akadályt is jelentettek a parabolabuckák kialakulásához. A nagyjából parabola alakú formakomplexumok inkább felfoghatók szélbarázda—maradékgerinc—garmada komplexumnak, mint eredeti parabolabuckának. Úgy tűnik, a parabolabucka — amely nagyon jellemző formatípus az Észak-Lengyel- és Észak-Német-síkságon, különösen a tengerpart közelében, a parti dűnék sávjától D-re, *idegen alapközeten* (főleg morénaanyagon) — nálunk kevésbé elterjedt forma. Ha képződésének meg is voltak a feltételei, különböző körülmények hatására később elpusztultak, vagy elvesztették eredeti

alakjukat, más jellegű formákká váltak, mint pl. a Nyírségről leírt szegélybuckák (KÁDÁR L. 1956) vagy fejletlen nyugati szárú parabolabuckák (BORSY Z. 1961).

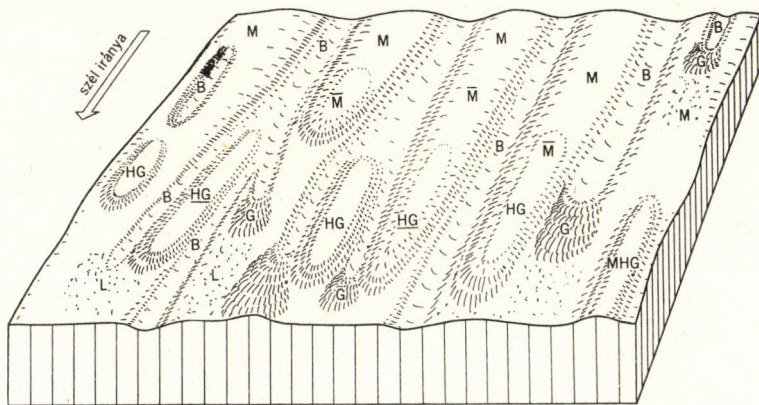
Belső-Somogyban a félig kötött homokformáknak több generációja alakult ki a hordalékkúp-fejlődés megszűnése óta, az újpleisztocén és a holocén folyamán. A terület É-i részét, a deflációs zónát általában óholocén kori szélbarázdák uralják, amelyek a pleisztocén homokfelszínbe vágódtak be, a szélbarázdák közti maradékgerincek — a krioturbációs jelenségekkel is igazoltan — a pleisztocén felszín maradványai.

Tovább D-re nehéz a különböző generációkhoz tartozó formák elkülönítése, mert azok mind horizontálisan, mind vertikálisan egymás mellett és fölött jelentkeznek, s egyetlen támpontunk a homokban helyenként megfigyelhető fosszilis talajzónák jelenléte (64. ábra). A kevés ilyen adathól azonban túl nagy merészség lenne kronológiai következtetéseket levonnunk. Meg kell elégednünk azzal az általános megállapítással, hogy több homokmozgási fázist jelölnek. Számunkra azonban ennél fontosabb, hogy a különböző generációkhoz tartozó formák mai megjelenése alapján is egyértelműen megállapítható: a legváltozatosabb domborzatú területeken, Nagybjajom, Kadarkút, Görgeteg, Homokszentgyörgy, Somogyszob, Vése, Inke, Somogyicsós távolabbi körzetében, ahol egyúttal *viszonylag* a legkevésbé kötött ma is a homok (de más hazai futóhomokterületeinkhez képest még ezeken a területeken is kötöttebb), a nagyobb formákban jól mutatkozik a *szélbarázda—maradékgerinc—garmada*, ill. a *szélbarázda—maradékgerinc—hosszanti garmadabucka formacsoport*, valamint ezek kombinációi (65., 66. ábra).

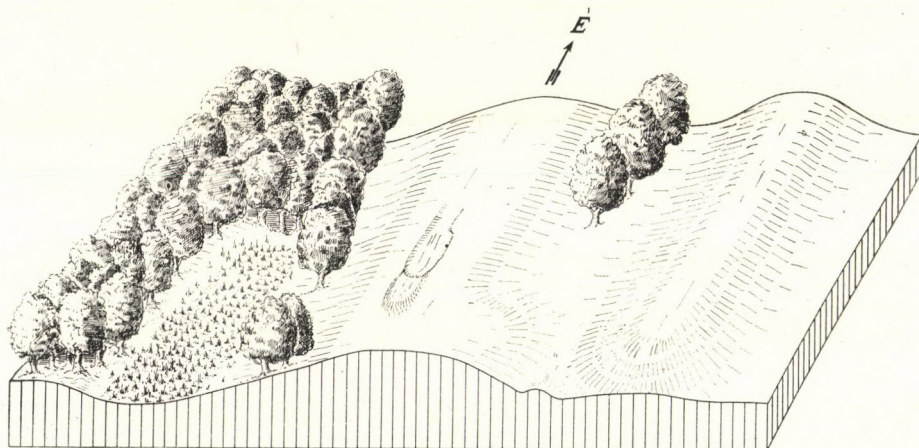
A formák méretei igen különbözőek, általában néhány száz m hosszúak, de több ilyen méretű forma helyenként egy nagyobb, egy-két km hosszúságú elsődleges forma hátán alakult ki. Ebből a tényből is következtethetünk arra, hogy az idősebb generációhoz tartozó forma nagyobb méretű, tehát nyilvánvalóan kialakulása idején kedvezőbb feltételek voltak a szél munkája számára. A periglaciális jelenségek és e nagyobb formák fejlett, vastagabb talajtakarója alapján pleisztocén korokra következtethetünk (pl. Kadarkút környékén), míg a rajtuk keletkezett másodlagos, kisebb méretű, vékonyabb talajtakarójú, periglaciális jelenségeket nélkülöző formák a mogyorófázisban alakulhattak ki. Kitérő példákat találunk viszont arra is, hogy nagyobb területfoltokon (pl. Lábod, Kivadár, Nagykürtöspuszta környékén) az egész holocén folyamán, még a mogyorófázisban is igen mérsékelt volt a homokmozgás, a formaképződés, mert szélbarázda fenekén is fagyzsákok mélyülnek a felszínbe (14. kép, 67. ábra), amelyet általánosságban nagyméretű formák jellemeznek. Egyébként a formák hosszúságával arányos méretű szélességük is, ami törvényszerűen következik annak a folyamatnak az értelmezéséből, amely szerint a szél a félig kötött homokterületen lineárisan támad (MAROSI S. 1958, 1967). A formák relatív magassága ill. mélysége, egyszóval a *reliefenergia* ugyancsak változatos. A legélénkebb a homokfelszín képe a holocén kori mozgással inkább jellemzett délebbi akkumulációs



64. ábra. Eltemetett csernozjom talajzóna murvasávos folyóvízi homokra települt futóhomokban Hete- sen



65. ábra. Egyszerű destruktív (B = szélbarázda; M = maradékgerinc), akkumulációs (G = garmada; HG = hosszanti garmadabucka; L = homoklepel), valamint összetett akkumulációs-destruktív (HG — a KÁDÁR-féle rendszerben EAD típusú) és összetett destruktív-akkumulációs (M = finom szemcséjű homokkal megemelt maradékgerinc; MHG = maradékgerinere települt hosszanti garmadabucka — a KÁDÁR-féle rendszerben EDA típusúnak nevezhető) futóhomokformák félig kötött homokterületeken. Az átmenetek, a horizontális és vertikális formaösszefonódások skálája a homok csekély ellenállóképessége, a kötöttség mértéke, a szemmagasság, a szél erő és szélessége, valamint a szélirány változékonysága következtében ennél is szélesebb



66. ábra. Félig kötött homokformák tömbszelvénye Belső-Somogyból. Két szélbarázda közötti maradékgerinc hátán kis szélbarázda garmadával, jobb oldalon összetett (alapjában maradékgerinc, a ráfújó homokkal hosszanti garmadabuckává alakított) forma, DN-y-i előterében másodlagos kifúváshellyel

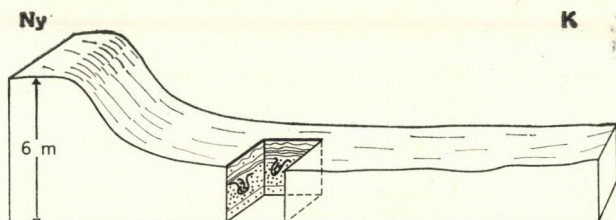
zónákban, különösen Nagybjom távolabbi környékén. Itt is ritka azonban két szomszédos (negatív és pozitív) forma között a 10 m-es magasságkülönbség. A destruktív formák oldalainak és a felhalmozódásformák lee-lejtőinek a szögértéke a legnagyobb, de csak elvétve haladja meg a 20° -ot (9., 10., 15. kép).



14. kép. Kovárványos homokzsák Kivadárnál

Végül a legfrissebb esetvonalásokkal az újholocénban húzta a szél a felszínre a kis idomokat, a *szélllyukakat*.

Ma a homokfelszín természetes állapotában — annak ellenére, hogy félig kötött formakincset hordoz — *úgyiszlván teljesen kötött*, csupán néhány folt, továbbá a szántott területek vannak száraz évszakban kisebb homokmozgásnak kitéve, ez ellen azonban a gazdaságok egyre inkább célszerűen tudnak védekezni. Pusztító, talajeróziós munkát így is végez a defláció,



67. ábra. Folyóvízi homokra települt futóhomokban keletkezett kovárványos homokzsákok szélbarázda fenekén mélyített feltárásban Nagykürtöspusztától K-re



15. kép. Meredek (25°) lee-lejtő egy bucka D-i végén. Az oldallejtők szögértéke is eléri a $15-18^\circ$ -ot

jelentős kárt is okoz, de számottevő homokformákat már nem hoz létre, legfeljebb *homokfodrokat* láthatunk száraz időszakokban a szántásokon. Ugyancsak ezekkel a kis homokformákkal, a ripplemarkokkal találkozhatunk a homokfejtő gödrök, feltárások bolygatott lejtőin, ill. fenekein.

c) A futóhomok belső szerkezete; a kovárványszalagok és a periglaciális jelenségek

1. Területünk futóhomokja, mint láttuk, más hazai homokos területek homokanyagához képest erősebben koptatott, zömében apró- és közép-szemű homok. Szemszerkezeti vizsgálateredményeinket tartalmazó görbéink (45—49. ábra) és a belőlük levont következtetéseink alapja azonban a nagy számok törvénye, sok minta átlagadata. Mint pl. az éghajlati adatokban az átlagok és középértékek, hasonlóképpen ezek az adataink is elfedik a szélső értékeket, a vékonyabb rétegekre vonatkozó adatokat. Ezek pedig abban mutatkoznak, hogy futóhomokjaink településében többnyire finom, gyakran rejtett *rétegzettség* mutatkozik. Ez nagyon természetes, hiszen különböző szél-erő, a szél különböző értékű gyorsulása törvényszerűen más-más szem-nagyságú homokanyag megmozgatásához, mozgásban tartásához, ill. felhalmozásához vezet. A deflációs területről a gyengébb szél a legfinomabb, az erősebb már a durvább szemcséket is elragadja, de a legnagyobb valószínűséggel a legdurvább szemcsék maradnak állandóan vissza. A futóhomok alapanyaga, a hordalékkúp-homok tájunk É-i részén murvát, aprókavicsot is tartalmaz. Következésképpen miután itt a szél vette át a felszínformálásban a vezető szerepet, a finomabb anyagot könnyebben kiszitálta és délebbre szállította, míg a durvább szemcsék egyre szaporodtak, koncentráálódtak a felszínen. Az is előfordult, hogy erősebb szelek az apróbb murva-

szemeket továbbvitték, futóhomokba keverték és azzá alakították. Ha viszont a felhalmozott murvát is akár rétegesen, akár szórtan tartalmazó futóhomokterület vált újra deflációs felületté, ugyanez a folyamat játszódott le: a *durvább szemek maradéktakaró formájában koncentráltan visszamaradtak. Később újra futóhomokkal temetődhetnek be.*

A vázolt folyamat eredményei a homokot tagoló *murvarétegek, zsinórok, lencsék*, amelyek egy-egy feltárásban ismétlődve jelennek meg, tájunknak különösen északabbi területrészein. *Felszíni előfordulásuk pedig deflációs térszint jelöl* (szélbarázdák, azaz deflációs térszindarabok felületén különösen gyakoriak).

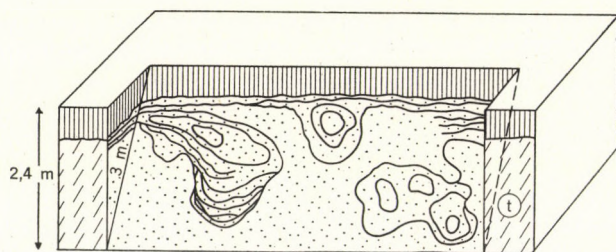
2. A *murvaréteget nélkülöző futóhomokszelvények is többnyire finoman, gyakran alig észrevehetően, rejtetten rétegzettek*, apróbb és viszonylag durvább szemű homokból álló vékony rétegek, lencsék építik fel. A szél ritmusosságára utaló finom rétegzettség a felsőbb szintekben igen fontos szerepet játszott a sajátos barna szalagok, a *kovárványrétegek* kialakulásában (14., 16. kép).

A futóhomokok belső szerkezetének e jellemző tükrözői a belső-somogyi homokos területeken igen elterjedtek. Kialakulásukról, a periglaciális jelenségekkel (fagyzsákok, fagyékek) való kapcsolatukról külön tanulmányban értekeztem (MAROSI S. 1966). Ezért itt csak vázlatosan tárgyalom genetikájukat, összegezem korábbi véleményem.

KÁDÁR L. (1951, 1957) alapvető munkássága óta a vonatkozó legfigyelemreméltóbb kutatáseredmények és vélemények (STEFANOVITS P. 1953, 1959,

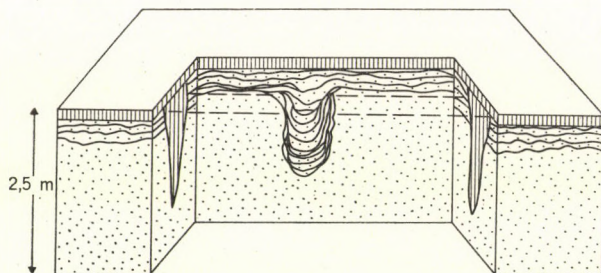


16. kép. Kovárványrétegek homokos löszre települt futóhomokban Heresznyén

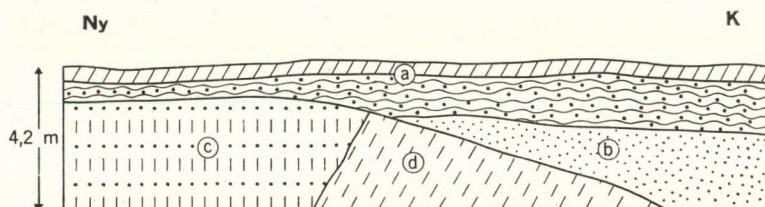


68. ábra. Kovárványos homok krioturbációs jelenségekkel Bárdudvarnok—Kadarkút között. A feltárás szemben levő erősen ferde fala sajátosan metszi a fagyzsákok kovárványrétegekkel tagolt formáit

t = törmelék, ill. füves növényzet



69. ábra. Fagyzsák és fagyék a sávolyi kovárványos homokban



70. ábra. Heresznye (Fő u. 107—109). Kovárványrétegek löszre települt homokban
a = agyagbemosódásos rozsdabarna erdőtalaj alul kovárványszalagokkal; *b* = rétegtelen, szürke, érdes, osztályozott középszemű homok; *c* = rétegtelen lösz; *d* = omladék

1963, KRIVÁN P. 1958, PÉCSI M. 1962, BORSY Z. 1961, SZILÁRD J. 1963 stb.) még eléggé különbözőek. Mint hivatkozott tanulmányomban hangoztattam, *a kérdés nem egysíkú*. Belső-Somogyban tömegesen vannak olyan feltárások, ahol *csak* (gyakran gyengébben zavart, hullámos településű) *kovárványos rétegek* tagolják a homokok felső 1–2 m-es összetétét. A kovárványszalagok száma általában 3–4-től 20-ig terjedő, vastagságuk ugyancsak igen különböző, leggyakrabban 1–5 cm. Emellett ismerünk nagy számban olyan előfordulásokat, ahol a fentebbi jelenség *kiegészül a sákos, sőt fagyékes jelenségekkel is* (68–71. ábra).

Ez utóbbi együttes jelentkezésről először Somogyból adtunk hírt (MAROSI S.—SZILÁRD J. 1957), KRIVÁN P., PÉCSI M., STEFANOVITS P., BORSY Z.

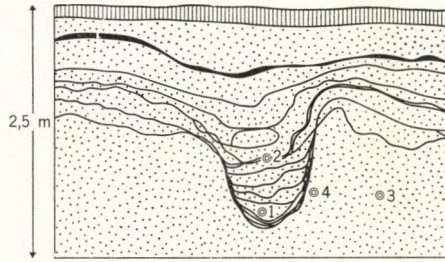
kutatásai alapján pedig az ország más területeiről is ismeretessé vált. A kovárványszalagoknak a Nyírségben is megfigyelt gyakran hullámos futásából kezdetben KÁDÁR L. (1951) is tundrajelenségre következtetett, de később elvetette ezt a gondolatot, s BORSY Z.-nal együtt cáfolhatatlanul bizonyította, hogy megfelelő csapadékos éghajlat alatt a holocénban is képződött kovárvány. A kialakulására vonatkozó elméletük fő vonásában közel áll STEFANOVITS P. véleményéhez.

Saját vizsgálataim alapján is arra az eredményre jutottam, hogy a kovárványos rétegek több finom frakciót tartalmaznak, mint a köztes homoksávok;

ezt a Nyírség kutatói hangsúlyozták. Ezek szerint a STEFANOVITS P. által leírt kolloidkémiai folyamat során nyilván a finomabb szemű rétegekben indul meg a kovárványképződés, ahonnan azután átterjedhet a durvább szemű rétegekre is, sőt a fejlődés során össze is érhetnek, s ezáltal vastagodhatnak a kovárványszalagok — mint KÁDÁR L. és BORSY Z. írták. Úgy vélem, éppen a finom rétegzettség, a finomabb szemcséjű rétegek biztosítják a STEFANOVITS P. által feltételezett „alkalmas koncentrációviszonyokat”. Ha pedig kevés a függőleges tér a lefelé mozgó vas mennyiségéhez képest, a vasmozgásnak az előtte haladó CaCO_3 ill. az egyes rétegekben levő túlzott kolloidtartalom gátat szab, sűrűsödnek a kovárványszalagok, ill. teljesen összefüggő B szint alakulhat ki. Mindenesetre ha ez utóbbi nem is következik be, a finom rétegzettség pedig fennáll, a finomabb szemű rétegekben több vas dúsul fel, mint a köztes rétegekben.

Adataink szerint Belső-Somogyban a kovárványrétegek igen nagy része holocén képződmény, de ismerünk kétségtelenül pleisztocén (löss alatti) kovárványt is (59. ábra).

3. Külön kell szólnunk a kovárványszalagok és a periglaciális jelenségek, a fagyzsákok és a fagyékek együttes jelentkezéséről. A fő kérdés: mi alakult ki előbb, a kovárványszalagok-e, avagy a zsákforma? A korábbi vélemények ebben a kérdésben is eltérőek. Egy lényeges momentumra hívhattam fel a figyelmet, amiről korábban nem esett szó: Belső-Somogyban, legalább is eddigi ismereteink szerint, nincs valódi „belső”, „fedett” kovárványos homokzsák. Valamennyi a ma felszínen levő agyagbemosódásos rozsdabarna erdőtalajjal van szoros kapcsolatban. Akár zsákban van a kovárvány, akár nem, ennek a talajnak a B szintjeként kell felfogni. A felszínen levő talajképződmények pedig jelenkoriak, a legidősebbek is posztglaciális reliktum talajok. A fagyzsák periglaciális kori képződmény, mégpedig siktundra jelenség. Kialakulása idején azonban nem lehet a felszínen olyan erdő, ami alatt barna erdőtalaj képződhet. S még a periglaciális éghajlat megszűnte után hosszú



71. ábra. Kovárványos homokzsák Sávo-lyon a mintavételi helyek feltüntetésével. A kovárványszalagok fent ritkábbak, különösen a zsák szegélyén sűrűsödnek. A zsákban nincs CaCO_3 , a zsák mellett közvetlenül mészakkuláció mutatkozik, a zsáktól kissé távolabb is jellemző a homok CaCO_3 tartalma

ideig sincs. Ilyen körülmények között a fagyzsák legvalószínűbben csak a felszínen levő nyers kőzettel töltődhet ki, ill. a síktundra folyamat során benne ez az anyag mozoghat. Vizsgálataink szerint a zsákon belül sem a sárga, sem a barna homokban nincs CaCO_3 tartalom, a fagyzsákkal közvetlenül érintkező sávban mészkakkumuláció tapasztalható s a zsáktól távolabb is van — már nem koncentrált mennyiségben — CaCO_3 .

A periglaciális folyamatok tehát a zsákokban sajátos rétegzettségű, mésztelen formációkat hoznak létre.

A kovárvány maga nem síktundra jelenség, mint KRIVÁN P. (1958) vélte. *A periglaciális jelenségek és a kovárványok képződése nem egyidejűleg megy végbe. Az előbbihez tundraéghajlat, az utóbbihoz nedves, melegebb éghajlat és erdőtalajtakaró szükséges, amelynek A szintje kilúgzásával együtt B szintje kialakulása van folyamatban. A kovárvány keletkezésének feltétele a savanyú pH és a valamilyen hatásra előállt finom rétegzettség, de nem feltétele a fagyzsák jelenléte.* Viszont a zsákképződés során is előállnak az említett feltételek, a savanyú pH és a rétegzettség. Emiatt kombinálódik a két jelenség: a fagyzsák primér szerkezete preformálja a kovárványképződést, a kovárványképződés pedig szemmel láthatóvá és könnyen felismerhetővé teszi a fagyzsák szerkezetét.

Elvileg feltételeztem, hogy eljegesedési periódusok elején is számolhatunk fagyzsákképződéssel, s ez esetben nem nyers kőzet, hanem az előző „inter” szakasz emléke, talaj van a felszínen. Következésképpen a fagyzsákképződés is zömében ebben az anyagban zajlik le. Belső-Somogyban azonban mindenütt a mai felszínen levő talajjal kapcsolatosak az ismert kovárványos homokzsákok.

A fagyékek ugyancsak a jelenleg felszínen levő talajjal függnek össze. Két fő típusukat különítettem el: a „széles nyílású, tompa hegyű” és a „keskeny, mély” fagyék formát. Előbbi kissé nedvesebb időszakban képződik, s benne vízszintesen rétegzett, osztályozott nyers kőzet rakódik le, ami a későbbi erdőtalaj kialakulása során nem egységes, hanem osztott B szint, vagyis kovárványrétegek létrejöttét eredményezi. Utóbbi szárazabb időszaki képződés, s olyan nyers kőzettel töltődik ki a felszínről, amely — a szárazabb feltételek között, a keskeny formában — nem osztályozódik; a rés kitöltését végző erőhatás nagyobb részben a szél lehet, s éppen az anyag ilyen osztályozatlansága kevert egyneműséget jelent (a szél által hajtott különböző szemnagyságú homok lerakódása nem az erősebb és gyengébb szelek, a szél munkavégző képessége függvényeként megy végbe, hanem a felszínen húzódó repedés minden feléje görgetett és ugráltatott homokszemet válogatás nélkül elnyel). Az érintkező, elsődlegesen lerakódott homoktól eltérő mechanikai összetétel is hozzájárulhat, hogy a szénsavas mész később a talajképződés során innen lúgozódik ki gyorsabban. Az is lehet, hogy mivel a felszínről származik a kitöltő anyag, a szél már eleve kilúgozott homokszemekkel tölthette meg a repedést. Mindenesetre a felszíni talajképződés során már lényeges különbség mutatkozik az altalajban: mésztől mentesült homokkal kitöltött korábbi fagyrepedés mélyül a még több-kevesebb meszet tartalmazó kőzetbe. És ez a lényeges. Az erdőtalaj B szintje bemélyülhet a mészmentes fagyékformációba, azt — fényképszeti műszóval élve — „előhívja”. Az anyag rétegzetlensége miatt pedig nem kovárványszalagok formájában alakul ki a B szint, mint a fagyzsákokban vagy a széles nyílású, tompa hegyű fagyékekben, hanem egységesen.

4. A Dráva-völgy

Tájunk 2. és 3. geomorfológiai kiskörzete, a Marcali-hát két oldalán a Balaton-árok térségétől meridionális irányban D-nek húzódó, majd Nagyatád alatt érintkező homokos területek meredek, alámosott magasparttal Csurgótól Tótújfaluig mintegy 60 km-es szakaszon az általánosságban ÉNy—DK-i irányt követő Dráva alluviális síkjára szakadnak le (17. kép). Csak a teljesség kedvéért, főként amiatt foglalkozunk vázlatosan e kiskörzet jellemzésével, mert a dolgozat bevezetőjében említett legújabb tájbeosztás értelmében ez a sík felszín Belső-Somogy középtájához tartozik, az Alföld tartozékaként feltüntetett Drávamenti-síkság középtáj csupán Tótújfalu vonaláig nyúlik fel a folyó mentén. Egyébként ez a tájbeosztás csak akkor lehet helyes, ha csupán a magyar szakaszt tekintjük, mert Tótújfalutól ÉNy-ra valóban viszonylag keskenyebb alluviális szakasz tartozik Magyarországhoz területéhez. Ha viszont a természeti tájat tekintjük, tökéletesen igazat kell adnunk SZABÓ P. Z.-nak (1964), aki Gyékényesenél vonja meg az alföldi jellegű Dráva-sík határát.

Már a mondottak is indokolják, hogy ebben a munkában csak vázlatosan foglalkozunk a Dráva-völgygel. A részletesebb tárgyalást feleslegessé teszi az a körülmény is, hogy a Dunántúli Tudományos Intézet közelmúltban kitűnő tanulmányokban számolt be itt végzett kutatásai eredményeiről, s így ezekre a kutatásaimmal teljes összhangban álló eredményeket közlő munkákra most utalhatok (SZABÓ P. Z. 1957, 1964, LOVÁSZ GY. 1963).



17. kép. A Dráva-völgy pereme Somogyudvarhelynél

A belső-somogyi geomorfológiai felszínfejlődés helyes értelmezése céljából különösképpen azért érdekel bennünket ez a tájunkt D-en szegélyező kiskörzet, mert — mint fejlődéstörténeti alfejezetünkben bemutattuk — a pleisztocén legelején tájunktat É-ről keresztvező vízfolyások helyi *erózióbázisa* az itteni süllyedék volt. Ez az állapot azonban csupán addig tartott, míg északabbra ki nem alakult a Felső-Kapos—kalocsai süllyedék, ami átvette az erózióbázis szerepet. Emiatt a Dráva-völgy a pleisztocén nagy részében tájunktól csaknem független életet élt. Csak a két süllyedéket egymástól elkülönítő területsáv felszínfejlődése volt ez időben bizonyos kapcsolatban a Dráva-völgygel. A középpleisztocén végén, a belső-somogyi hordalékkúp-képződés befejező szakaszában állt csak rövid időre vissza a pleisztocén eleji állapot. Ekkorra ugyanis feltöltődött a Felső-Kapos—kalocsai süllyedék, s az É-ről érkező vízfolyások újra eljutottak a Dráváig. A Balaton-árok és a belső-somogyi vízválasztó kialakulásával azután a korábbtól eltérő jelleggel csupán tájunk D-i részének vízvidékét kapcsolta magához a Dráva-völgy mint erózióbázis.

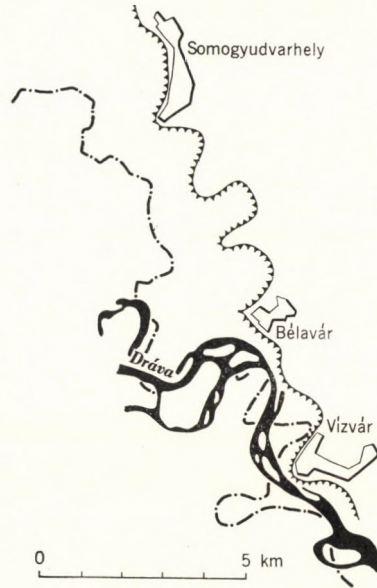
A vázolt fejlődésmenetből következik, hogy a rétegtani alfejezetben közölt mélyfúrások (2. táblázat) alsó szelvényeiben jelentkező kavicsok — legalább részben — Belső-Somogyon át É-ről érkeztek a süllyedékbe. Hogy mind horizontálisan, mind pedig vertikálisan különböző szintben helyezkednek el a kavicspadok, az csak részben függ össze azzal, hogy az erózióbázis Ny-ról, ÉNy-ról is kapott alpi eredetű kavicsos üledéket. Ennél fontosabb meghatározó tényező az a SZABÓ P. Z. és LOVÁSZ GY. által kifejtett és indokolt helyzet, miszerint maga a Dráva-árok sem egységes süllyedék, hanem olyan *süllyedéksorozatból, kisebb medencékből tevődik össze*, amelyekben természetesen *nem azonos az üledékvastagság*, sőt az üledék jellege sem. Hiszen az árok erősebben süllyedő részei felé irányultak az É-ről érkező vizek, de ugyancsak az ilyen medencék szűrték ki a NyÉNy felől szállított durvább üledékeket is. Hogy pedig ezek a süllyedékek hol alakultak ki, a Dráva-ároknak mely szakaszain, azt a Belső-Somogy szerkezeti-morfológiai képeben fontos szerepet játszó, ismertett meridionális irányú mélyszerkezeti vetődések határozták meg. Hasonló a helyzet itt is, mint a Felső-Kapos—kalocsai süllyedékben vagy a legfiatalabb generációhoz tartozó balatoni süllyedékben: *a süllyedék egységét a rá merőleges irányú szerkezeti vonalak mentén végbement különböző mértékű vertikális elmozdulások megbontották.*

A belső-somogyi homokterületek és a Dráva-völgy ma szembetűnő, határozott elkülönülése SZABÓ P. Z. (1957, 1964) és LOVÁSZ GY. (1963) szerint is fiatal, az újpleisztocén és a holocén folyamán végbement felszínváltozások során következett be. Az elkülönülés leghatározottabban jelentkező morfológiai emléke a ma geomorfológiai körzethatárt jelentő *magaspart (17. kép)*. Általában 10—20 m magasságú, de egyes szakaszokon (pl. Berzence—Bélavár között) a 30 m-t is eléri. *Meredeksége az alámosás függvénye*: ahol régóta nem jár tövében a Dráva, ott kevésbé meredek, mint olyan szakaszokon, ahol újabban is alámosta. Maga a magaspart szerkezeti vonal mentén vetődéssel keletkezett, de a Dráva jelentősen átformálta, s ma már többnyire nem ott jelenik meg, ahol a szerkezeti vonal húzódik. Ennek legfőbb bizonyítéka, hogy maga a magaspart, különösen egyes szakaszokon, *rendkívül zerguzos futású, felülnézetben ívesen hajladozott. Mindmégannyi meander-görbület, a középszakasz jellegű folyó laterális eróziójának*

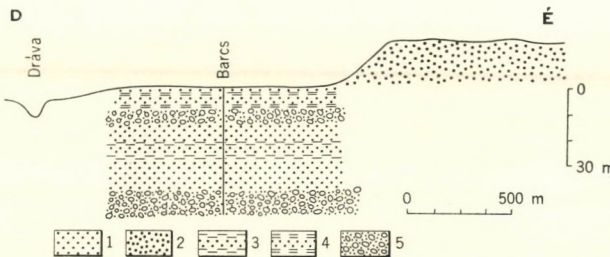
iskolapéldája (72. ábra). A KÁDÁR-féle (1960) *meander-teraszoknak* ugyancsak iskolapéldái alakultak itt ki a jelenkorban. Ezeket az alluviális szintből csupán 3–5 m-re kiemelkedő, gyakran szigetként megjelenő formákat a magasparttól legtöbbször vize nyős, mocsaras, helyenként vízzel kitöltött morotvák választják el.

A magaspart kevés kivételtől eltekintve a *belső-somogyi felszín tartozéka, futóhomokkal megemelve*. Egyes helyeken újpleisztocén kori lész is képződött a magaspart peremén (70. ábra), tanúsítva, hogy a würm nagyobb részében folyóvizektől nem háborgatott felszín volt. Magát a magaspartot azonban a Dráva eróziója a nedvesebb éghajlatú würm szakaszokban időnként erősen pusztította, hátráltatta, a periglaciális szakaszokban viszont a perem areális és deflációs lepusztítása is folyamatban volt. Mindenesetre a Dráva mechanizmusában a szerkezeti mozgások és az éghajlatváltozások hatására bekövetkezett ingadozások *teraszképződésre* is vezettek az elrombolt part tövében. Ilyen pleisztocén végi terasz Barcs térségében az alluvium fölé 5–6 m-rel magasodó szint, amely tulajdonképpen kettőssé teszi a más szakaszokon általában egységes magaspartot. Itt ugyanis ez a folyóvízi üledékekkel jellemzett szint helyenként 1 km szélességet is elér, és csak mögötte jelentkezik az átlagosan 15 m viszonylagos magasságú, felszínén eolikus felépítésű eredeti *belső-somogyi magaspart* (73. ábra).

A vázolt helyzet arra enged következtetni, hogy ezen a szakaszon más szerkezeti feltételek hatására megmaradhatott és morfológiailag is szembe-tűnővé válhatott a Dráva újpleisztocén végi terasza; se el nem süllyedt a holocén folyamán, se el nem rombolta a Dráva. Ezzel szemben a kiskörzet legnagyobb részén a holocén kéregmozgások hatására az állandóan futását változtató Dráva a süllyedő területeken korábbi üledékeit vagy eltemette,



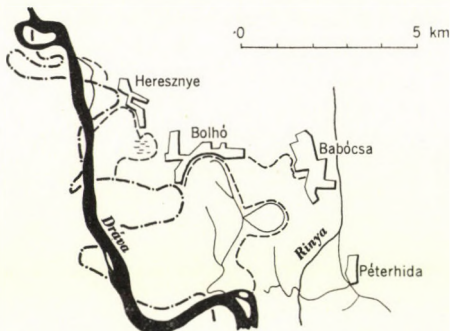
72. ábra. A laterális erózióval álmósított Dráva menti magaspart íves futása felületében Somogyudvarhely és Vizvár között



73. ábra. A Dráva menti magaspart szelvénye Barcsnál Lovász Gy. (1963) szerint
1 = folyóvízi homok; 2 = futóhomok; 3 = agyagos homok; 4 = iszapos homok; 5 = homokos kavics

vagy laterális erózióval elrombolta, s romboló, alámosó tevékenységet fejtett ki az eredeti belső-somogyi térszín tövében, hátráltatva a peremet. Ilyen helyeken azután csak teraszszigetek formájában maradtak meg a már említett holocén meander-teraszok.

A magaspart a Dráva újpleisztocén és holocén oldalozó eróziós tevékenységét megelőzően a mainál délebbre nyúlt. A fiatal szerkezeti mozgások hatására azonban nem egyidejűleg és nem egyforma mértékben rombolta el a folyó az eredeti belső-somogyi térszínét. Erre utal, hogy nem csupán az említett — meanderezéssel kialakított — zezugos, íves hajlatok figyelhetők meg a magaspart futásában, hanem *igen különböző a perem általános futása is, különösképpen a perem és a folyó jelenlegi egymáshoz viszonyított helyzete.* Csurgó és Bélavár között, sőt már előbb, a Zákányi-rögtől kezdve (Gyékényes) tekintélyesen (8–10 km) eltávolodnak egymástól, Bélavártól Heresznyéig a folyó a magaspart tövében folyik, tovább Barcsig ismét távolabb kerülnek, míg Barcs és Tótújfalu között újra fiatal alámosás tanúi lehetünk.



74. ábra. Morotvák a Dráva síkján Heresznye—Babócsa térségében

A vázolt helyzetet mind SZABÓ P. Z., mind LOVÁSZ GY. szerkezeti okokra vezeti vissza. LOVÁSZ Gyékényes—Golai-, Babócsa—Bolhói- és Ormán-sági-medence néven fiatal süllyedékeket ír le azokon a szakaszokon, ahol a magaspart és a folyó eltávolodik egymástól, s szerinte e süllyedések hatására tért délebbre a Dráva. SZABÓ P. Z. a belső-somogyi felszín, a magaspart fiatal emelkedésével magyarázza, hogy a Dráva délebbre csúszott. Valóban, BENEDEY L. (1964) is ilyen jelenlegi emelkedést ábrázol geokinetikai térképén. S hogy ez a fentebb (a szerkezeti alfejezetünkben) mondottak szerint É—D-i irányú, az alaphegység szerkezetével összefüggő pásztákban, nem pedig egységesen, az egész Csurgó—Tótújfalu közötti szakaszra kiterjedően ment és megy végbe, az könnyen értelmezhetővé teszi az ismertett helyzetet: a magaspart és a Dráva szakaszonként váltakozó egymáshoz simulását ill. eltávolodását. LOVÁSZ GY. helyesen mutat rá, hogy a folyó elfajultsága is jól tükrözi a különböző szakaszok eltérő jellegét.

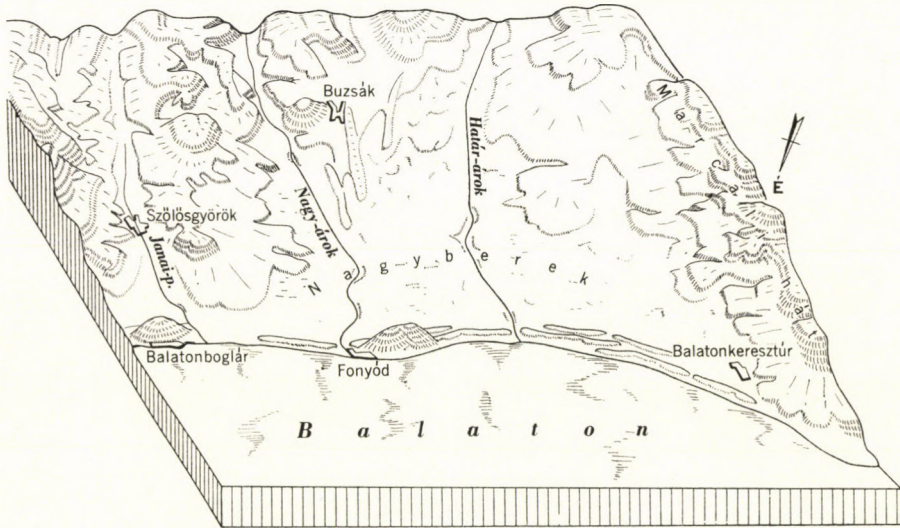
Mindezek eredményeként a jelenkorban végbement folyóvándorlások alakították ki az alluviális Dráva-sík mai képét. *Morotvák tömege jellemzi a kiszélesedő völgyszakaszokat (74. ábra).* Némelyiküket állandóan vagy időszakosan víz tölti ki s így jellegzetes morotvatavak, de a többiek is vízenyős lapályok, újholocén szintek, zugaikban alacsony meander-teraszokkal. Egyik-másik elhagyott Dráva-mederben ma állandó vízfolyás van. Ilyen a hosszú szakaszon országhatárként szereplő Zsdála, de egyes szakaszokon ugyancsak elhagyott Dráva-mederben vezették a Dombó-csatornát, s hasonlókat mondhatunk a Rinyáról, miután Babócsánál kiér a belső-somogyi homokterületről a Dráva árterére.

A folyó ma is bizonytalan futású. Barcs fölött erősen meanderezik, futását változtatja, egyszóval formálja árterének felszínét. Gyakran bekövet-

kezett jelenkori mederváltoztatásai idővel lehetetlenné tették, hogy határfolyó legyen Jugoszlávia és Magyarország között. Ezért kellett tárgyalások során a két országnak a határát függetleníteni a folyótól és állandósítani. Ezzel magyarázható, hogy a Barcs fölötti szakaszon az országhatár is „meanderezik”, a folyó úgyszintén, s a kétféle meander szövevénye egymást keresztül-kasul szabdalja, tanúsítva egyúttal a legfiatalabb mederátváltásokat. Barcs alatt már szabályozott mederben folyik a Dráva.

5. A Nagyberék a Fonyódi- és a Boglári-heggyel

a) Ennek a geomorfológiai kiskörzetnek a *határait* úgy vonjuk meg, hogy valamivel nagyobb területet ölel fel, mint amit az irodalomban általában Nagyberék néven ismernek. É-i határa természetesen a Balaton partja Balatonkeresztúrtól Balatonboglárig (75. ábra). Ny-on és K-en azonban hozzászámítjuk az alluviális berekszintet morfológiailag is jól szemebetűnő pe-

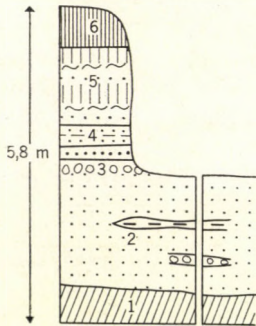


75. ábra. A Nagyberék tömszélvénye a keretező magasabb felszínekkel és az előtte húzódó turzágáttal

remmel lezáró, legfeljebb 115 m tszf-i magasságú magasabb szintet is, mivel a Balaton würm korszaki legmagasabb vízállása idején az üledékek tanúsága szerint erre a szegélyre még kiterjedt a tó. Ny-on ez a szint a Marcali-háthoz támaszkodik. Keskeny, legfeljebb 200–500 m széles lépcső. A Marcaliba vezető országút és a somogyzobi vasút között, a kéthelyi vasútállomás felé húzódik. A Marcali-hátról derázióval és felületi erózióval áttelepített löszös-homokos, rétegzett anyag emeli meg felszínét néhány m-rel. Lényeges viszont, hogy ennek az áttelepített üledéknek a feküje sekély fúrásaink szerint tavi üledék, ami alatt a hordalékkúp ismert anyaga következik (Balatonkeresztúr—Balatonújlak; 51., 76. ábra). Maga a tavi üledék azonban 112 m-nél magasabban nem jelentkezik. Egyébként is ez

a felszín abrázíós szintnek tekinthető, amit a tavi üledék csekély vastagságából, sőt helyenkénti hiányából ítélve nem hosszú ideig uralt a tó.

Nem vesszük viszont a Nagyberekhez tartozónak azt a szegélyt, amelyik D-en és K-en Kéthely—Somogyszentpál—Táska—Buzsák—Csisztapuszta—Pusztaszentgyörgy—Ordacsehi—Balatonboglár vonalában 110—112 m tszf-i magasságban a völgyek közötti magasabb szintek formájában keretezi a Nagybereket (18. kép). Id. Lóczy L. (1913) ezt a felszínt, amely 1—2 cm \varnothing -jű, sőt még durvább szemcséket is tartalmazó kavicsal van fedve, a pleisztocén kori Balaton magas vízállásához tartozó turzásnak tekintette. Ez a tévedése azal magyarázható, hogy a Balatonnak a mainál 6—8 m-rel magasabb vízállását a tavat kísérő partokon számos helyen igazolta, gyakran valóban kavicsos üledékekkel jelezve, s természetesnek tűnt számára, hogy a 112 m-es szintig mindenütt járhatott a tó.



76. ábra. A balatonújlaki feltárás szelvénye

1 = a pliocén rétegsort záró agyag; 2 = iszap- és murvasávos középszemű, sárga folyóvízi homok; 3 = 1—2 cm \varnothing -jű dolomit-, mészkő- és kvarckavics; 4 = homokos, csigahéjtöredékes tavi üledék; 5 = finomabb rétegzett homokos-iszapos, igen meszes lejtőüledék; 6 = talaj

Figyelembe kell azonban vennünk, hogy a Nagybereknek ez a D-i pereme igen erősen ki volt és van téve az uralkodó É-i szelek deflációjának, más részről pedig az É felé irányuló lejtőletaroló folyamatoknak. Következésképpen amikor a Balaton vízállása a mainál 6—8 m-rel magasabb volt, az említett sávnak is magasabbnak kellett lennie, mintsem hogy a tó hullámai felszínét elérhették volna, tehát csak azóta pusztult le. Ezt igazolja egyrészt a lepusztulásból visszamaradt maradéktakaró, a belső-somogyi hordalékkúp kavicsos anyaga, amelyet nemcsak az említett 110—112 m-es szinten, hanem délebbre, 120—130 m tszf-i magasságban is sikerült megtalálni (Kisperjés, Boronka, Csömend, Nikla térségében), ahol már semmiképpen sem járhatott a Balaton. Másrészt a szóban levő 110—112 m-es szinten egyetlen balatoni faunamaradványt sem sikerült az említett anyagban találni, míg a peremtől közvetlen É-ra levő, 108 m tszf-i magasságig emelkedő szinten hasonlóan kavicsos üledékben nagy számban fordulnak elő a jellegzetes balatoni kagylók.

Ilyen formán az élesen kirajzolódó, de általában csak 2—5 m-es peremet kell a Balaton korábbi uralma alá tartozó felszín határának tekintenünk (18. kép), amelyen még holocén kori magasabb vízállásai idején is járt a tó, abrázíójával alámosta ezt a peremet, a fekvő folyóvízi homokos-kavicsos hordalékkúp-anyagot pedig átdolgozta, tavi üledékké alakította. Egyébként így értelmezhető másutt is a kavicsos balatoni üledékek, turzások anyagának származása. Nyilván a Nagyberek területén is kialakult egy szint, amely a pleisztocén kori legmagasabb tavi vízálláshoz tartozott, s megfelelt annak a szintnek, amelyet a Marcali-hát tövében ma is láthatunk, de a Nagyberek területén az újabb, holocén kori süllýedéssel a mélybe került, ill. a tó a jelenkorban ismét átdolgozta.

A Marcali-hát pereméhez hasonlóan K-en, Balatonboglár környékén is megmaradt az újpleisztocén kori magas tavi vízálláshoz tartozó ab-



18. kép. A Nagyberek pereme Buzsák—Táska között

ráziós szint, úgyszintén Ordacsehi környékén, a Lengyeltóti-lépcső szegélyén.

b) *A Nagyberek jelenkori, alluviális felszíne korántsem egységes. A tó mai partjával párhuzamos, és a tavat keresztező szerkezeti vonalak mentén süllyedt ugyan be, de az így kialakult szerkezeti-morfológiai egységet a külső erők nagyon jelentősen átformálták. Különösképpen D-i peremének egységét bontották meg a tó felé tartó vízfolyások. Ezek völgyei mentén a Nagyberek szintje messze D-re benyúlik: a Sárkány-patak völgyén (Boronkai-völgy) Boronkától is valamivel délebbre, a Táscai-völgyön Nikláiig, az Osztopáni meridionális völgyön pedig Öreglakig (75. ábra).*

Számottevő tagoltságot jelent, a geomorfológiai kiskörzetet két részre, a szűkebb értelemben vett Nagyberekre és az Ordai-berekre osztja a felszínéből a Balaton-parton szigetként kiemelkedő Fonyódi-hegy és a tőle DK-re húzódó keskeny, meridionális irányú bézsényi gerinc. Míg a szűkebb értelemben vett, Fonyódtól Ny-ra levő Nagyberek — a D-i peremet beréselő völgyeket nem számítva is — 6—8 km-re nyúlik D-re, az Ordai-berek csupán 2—3 km-re. Utóbbinak a D-i peremét a Szőlősgyöröki-völgy réseli be, amely mentén Szőlőskislakig ugyancsak benyomult a jelenkori magasabb víz-állások idején is a tó vize.

A Fonyódi-szigethegytől eltekintve a Nagyberek felszínén két alapforma, egyben két szint uralkodik: a turzásrendszer és az egykori laguna, a tőzeges-lápos berek szintje.

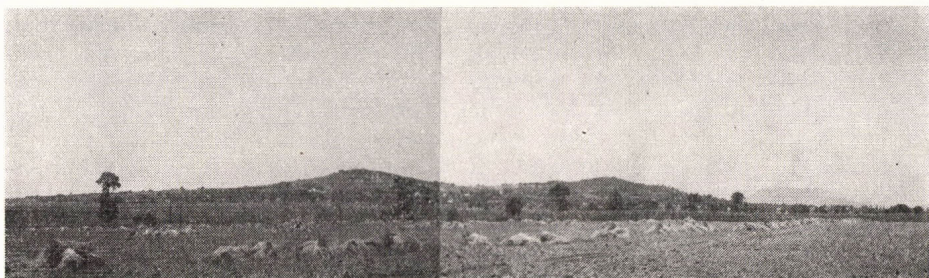
A turzások rendszerét már CHOLNOKY J. részletesen íeirta, a holocén kori turzásokat három magassági szintbe sorolta. Az általa mondottakhoz nem kell sokat hozzátennünk. Legfeljebb azt hangsúlyozzuk, hogy a különböző magasságú turzások nem jelentik azt, hogy a legmagasabbak a legidősebbek, a legalacsonyabbak pedig a legfiatalabbak. BENDEFY L. legújabb levéltári kutatásai és a velük kapcsolatos szintezési munkálatai ugyanis azzal az

eredménnyel jártak, hogy a XVIII. században is volt a Balatonnak a mai-
nál 4 m-rel magasabb vízállása (szíves szóbeli közlése). Az említett turz-
sok kialakításához pedig ennél magasabb vízállásra nem volt szükség.
A múlt századból is tudunk feljegyzések alapján csaknem 2 m-es vízszint-
ingadozásokról. Mindez azt bizonyítja, hogy a *turzások magassága egyálta-
lán nem alkalmas kortani tagolásra*. Régészeti leletek segítségével viszont
szerencsés esetben keletkezési idejüket meg lehet határozni. Ilyen alapon
már CHOLNOKY J. (1918) rámutatott, hogy a bronzkorban a turzások „bel-
jebb voltak az öblökben, mint ma.”

Kétségtelenül az egész Balaton-parton méreteiben és jellegzetes kifej-
lődésében is egyedülálló az a Balatonkeresztúrtól Fonyódig, sőt tovább Ba-
latonboglárig húzódó keskeny turzásgát (*19. kép*), amely a lagúnát elre-
kesztette a tótól, ezáltal mintegy halálra ítélte, a tó partját pedig kiegye-
nesítette. A berek belsejében mutatkozó turzások már kevésbé jelentősek;
a tó fokozatos visszahúzódásáról tanúskodnak. *A parti turzás egysége alig
egy-két helyen szakad meg*, ahol a tó felé lefutó, ma csatornázott vízfolyá-
sok keresztezik. Ezenkívül helyenként, főleg Fonyód és Balatonboglár
között az É-i szél deflációs tevékenysége bontotta meg egységét. Az apró-
kavicsos-homokos, sok csigát és héjtöredéket, kagylót tartalmazó üledék-
ben a karbonátos, a kvarc- és bazaltkavicsok is előfordulnak, utalva az
anyag É-i parti származására. LÓCZYNAK és CHOLNOKYNAK még problémát
jelentett a kavics eredete. Fejlődéstörténeti vázlatunkban előadottakból
következik, hogy a folyóvizek hordták át É-ről a Balaton-árok kialakulása
előtt a kavicsos üledéket, s a korábbi hordalékkúp anyagát dolgozta át a tó,
belőle épített turzást is. A tavi (turzás) üledék felszínét a későbbiek során



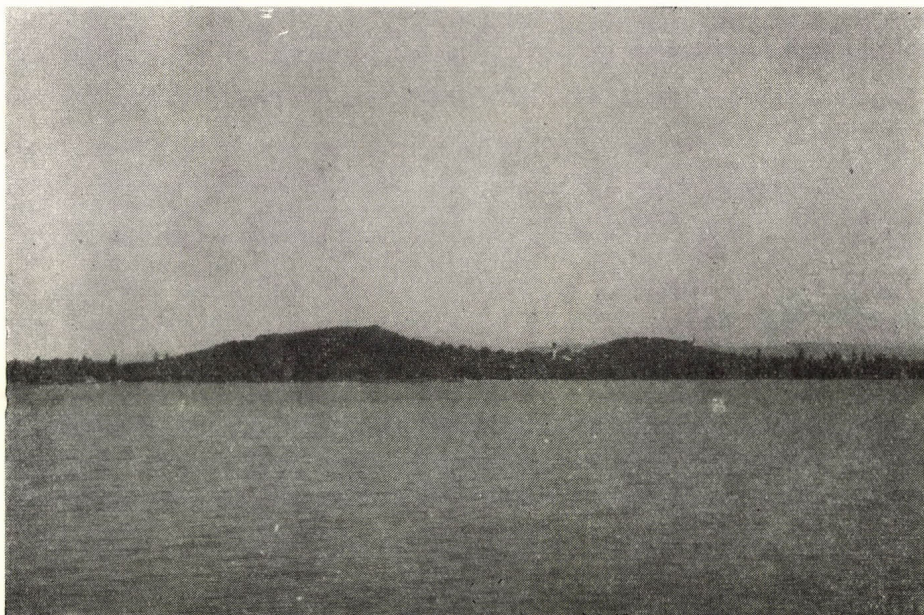
19. kép. Jelenkori turzásgát pereme Fonyódligettől K-re



20. kép. A Fonyódi-hegy két kúpja DK felől a környező Nagyberék felszínével

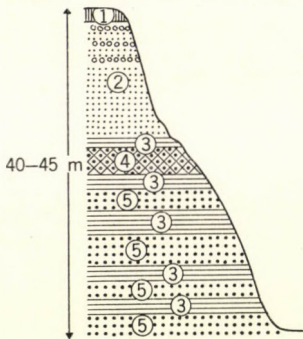
már a szél is formálta, a turzásfelszínt futóhomokfelszínre alakította (19. kép). Még jelentékenyebben formálta át az eredeti turzasképződményeket a társadalom, különösen Balatonkeresztúr és Fonyód között a századunkban végrehajtott szőlő- és gyümölcsstelepítés, továbbá a nyaralók építése révén. Ezen az egységes turzágáton építették a vasutat és a műutat is.

A turzásokkal elrekesztett lagunák lassan feltöltődtek. A feltöltődés során a növényzet vette birtokába a berek területét. Az elkorhadt nádból, sásból és más növényekből jelentős mennyiségű tőzeg, tőzegrészecskék, kotu képződött. Emellett nagy területeken láptalajok alakultak ki. Helyenként még ma is él a laguna, másutt már nem természetes állapotban, hanem a tőzégkitermelés során visszamaradó gödrökben, fejtőkben áll meg a víz. Egyszóval olyan helyeken, ahol a térszín a Balaton vízszintjénél nem, vagy alig magasabb, hiszen ma is kapcsolatban áll a tó vize a berek talajvizével.



21. kép. A Boglári-hegy kúpjai a tóról nézve. Balra a Várhegy vagy Kopasz-hegy, jobbra a Temető-domb

c) A Nagyberek alluviális szintjéből impozáns látványként emelkednek ki Fonyódnál (20. kép) és Balatonboglárnál (21. kép) azok a hegyek, amelyek nemcsak szerkezetileg, nemcsak fejlődéstörténeti vonatkozásban és üledékföldtani alapon (mint pl. a hordalékkúp), hanem morfológiai jellegükben is nem régven megszűnt kapcsolatra utalnak a Balatontól É-ra és D-re elterülő partvidékek között. Szerkezeti, rétegtani, morfológiai fejlődéstörténeti és felszínalaktani szempontból is az É-i parti hasonló formációkkal vannak rokonságban. *Tanúhegyek*. Azonban már LÓCZY L. (1913)



77. ábra. A Fonyódi-hegy partfalának szelvénye

1 = talaj; 2 = pleisztocén folyóvízi homok felső részében murvaszínórokkal (kvarc, dolomit, mészkő, permi vörös homokkő); 3 = felsőpliocén, ill. felsőpannóniai agyagrétegek; 4 = felsőpliocén keresztarétegzett homok; 5 = felsőpannóniai homok

helyesen látta a sok hasonlóság mellett a legfontosabb különbségeket is: a Balaton vidéki bazaltvulkánosság fiatalabb generációjához tartoznak; a vulkáni tevékenység itt zömében tufát produkált, csak Fonyódon kevés bazaltlávát, aminek azonban ma már csak nyomaira bukkanhatunk.

A vulkáni képződmények alapja pannóniai homokos-agyagos rétegekből és felsőpliocén keresztarétegzett homokból áll. Ez arra utal, hogy a vulkáni tevékenységre a pliocén végén, sőt valószínűleg a pleisztocén legelején kerülhetett sor. Már CHOLNOKYNAK (é. n.) feltűnt, hogy a pliocén fekü, vagyis az „eruptívus anyagok alsó határfelülete igen különböző magasságban van a tenger színe fölött. Így pl. a boglári Várhegy, meg a fonyódi hegy kitörésbeli kőzeteinek alsó szintje között talán 100 m magasságkülönbség is van.” Ennek értelmezéséhez abból a helytelen nézetéből indult ki, hogy a pannóniai tenger szintje is, a tenger elvonulásakor a pannóniai üledékek felszíne is a mai tenger szintjénél 300 m-rel magasabban volt (a Kárpát-medence lefolyástalanságát tételezte fel).

Ez a szint azután szerinte süllyedezett, s amikor „a vulkáni kitörések működtek, akkor már a pontusi térszín nem volt sík, hanem részben összetöredezett, részben pedig vízfolyások és szélmarások tették a felszínét egyenetlenné.”

Az említett véleményből legalább annyit helyesbítenünk kell, hogy a kiindulási alap nem a 300 m-es pannóniai szint, következésképpen nem különböző mértékű süllyedéssel és a külső erők munkájával, hanem *különböző mértékű emelkedéssel és a külső erők munkájával számolhatunk a vulkánosság előtt*. De az is kérdés, hogy valóban csak előtte-e? Úgy tűnik, hogy nem, hanem a vulkáni tevékenység óta is különböző mértékben emelkedett a két terület, ez is hozzájárult ahhoz, hogy a fonyódi hegyek magasabbak, mint a bogláriak. Nem valószínű, hogy a vulkánosság óta mozdulatlan a két terület.

A fonyódi hegyek és környezetük közötti mainál sokkal csekélyebb szintkülönbséggel jellemzett időszak emléke a fonyódi partfal szelvényében (77. ábra) mutatkozó, de a vulkáni összlet alatt nem nyomonkövethető pleisztocén folyóvízi homok. Ugyancsak a pleisztocén folyamán keletkeztek a futóhomokos és löszös üledékek, amelyek Balatonbogláron részben a tufát

is elfedik. Fonyódon a hegy alacsonyabb szintjein figyelhetők meg hasonló képződmények, azonkívül itt fiatal holocén, sőt napjainkban is jellegzetes homokmozgásról, futóhomok-képződésről számolt be LÓCZY L. és CHOLNOKY J., aminek kifúváshelye a tó felé meredeken leszakadó, helyenként csupasz fal, felhalmozódási területe pedig a fal pereme feletti szint.

Fonyódról LÓCZY L. 15—16 kisebb-nagyobb bazaltkúpot írt le. Ma már nehéz őket nyomozni, mert jórészt építkezésekhez elhordták a bazaltot, másrészt a nyaralók, villák felépítésével átalakult a vidék.

A denudációs nyereggel elválasztott *Nagy-Várdomb* (233 m) és a *Kis-Várdomb* (Sipos-hegy; 207 m) messziről szembetűnően uralja a tájat (20. kép) és pompás kilátást nyújt körös-körül minden irányba. A két Várdomb D felé enyhe lejtővel ereszkedik le a Nagyberek szintjére, sőt a Kis-Várdomb D-i folytatása elé még egy kis nyereg is iktatódik, aminek következtében tulajdonképpen hármasszerű a Fonyódi-hegy. A Kis- és Nagy-Várdombot a part közelében elválasztó nyereg D felé deráziós völgyformát vesz fel.

Ny-ról meredekebb lejtők határolják a szigethegyet, mint K-ről, de ezek a valóban meredeknek számító lejtők is csekélyek a tó felé leszakadó, helyenként függőleges falakhoz képest. Mindezek a *lejtőviszonyok a tanúhegygyé alakulás folyamatainak függvényei*. A belső-somogyi pleisztocén kori hordalékkúp-építő vízfolyások az akkor még magasabb környezete fölé ma is nál kevésbé emelkedő hegynek főként a K-i és Ny-i lejtőit nyaldosták, pusztították alaposással. Ez időben még messze a *mai tó területére is benyúlt a hegy*, s kapcsolatban állhatott az É-i parttal. D-en, a hegy folytatásában is viszonylag védett helyzetben voltak a pliocén üledékekből felépült, ma lapos háta formájában mutatkozó felszínek. Mivel azonban utóbbiakat nem védte vulkáni takaró, felszínük pusztult, s alacsonyabbá vált, mint a vulkáni képződményekkel fedett térszíné.

A Balaton-árok újpleisztocén kori szakaszos süllyedése a hegyet közrefogó Nagyberekre is kiterjedt, amit a Nagyberek területén 20—30 m mélységben is átfúrt kavicsos folyóvízi üledékek tanúsítanak (2. táblázat). Ebben a süllyedésben azonban a Fonyódi-hegy röge vajmi kevésbé, sőt valószínűleg egyáltalán nem vett részt. Amikor azután megjelent a Balaton-árokban a tó, s a Nagyberek területére is kiterjedt, abráziójával jelentősen hozzájárult a tanúhegygyé formáláshoz, a meredek lejtők kialakításához. Részben a hegy oldalából elmosott pliocén üledékekből is építette azokat a turzásokat, amelyek a hegy tövéhez támaszkodnak. Amióta a holocén kori turzásaival elrekesztette, feltöltődő lagúnává alakította a Nagyberek felszínét, hullámai már csak a tó felőli É-i partot rombolták, a Ny-i és a K-i hegyoldalak pedig lejtőüledékkel temetődtek be, maguk a lejtők lankásodnak. Ezért mutatkozik a fent jelzett különbség egyrészt a Ny-i és K-i lejtők, másrészt az É-i, csaknem függőleges part között. Utóbbi a tó kialakulása óta jelentősen hátrált. Az alacsonyabb vízállások idején alja lejtőtörmelékbe burkolódzott, magas vízállások idején viszont újra talpig meredekké vált, a közelmúlt történelmi időkben is.

A mai állapot már jórészt mesterséges. Amióta a hegy lejtője és a tó partja közötti igen keskeny térre szorították be a vasúti pályát és a műutat, a tó hullámai már nem mossák alá a 40—60 m magas peremet. A fal alja azóta ismét törmelék alá temetkezik. A hegyomlás és suvadás veszélye ellen egyes szakaszokon kőfalakat építettek. Továbbra is fennáll azonban a csapadék-



22. kép. A Balaton felé lejtő kis deráziós völgy a boglári Várhegyen. A tó abráziója következtében függővölgy

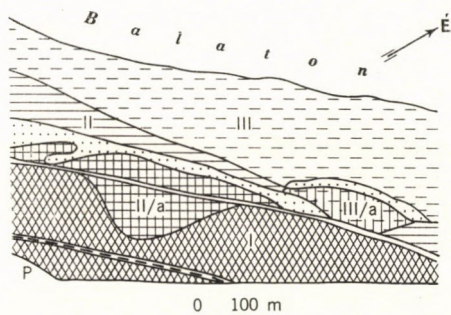
vizek, hevesebb záporok eróziós veszélye, ami ellen növényzet telepítésével védekeznek. Gyakran előfordul azonban így is, hogy az út egyes szakaszait, kis völgyecskék nyílásaiban, betemeti a lemosott homokos-iszapos üledék.

Mind genetikáját, mind morfológiai jellegét tekintve hasonló a *Boglári-hegy* is. Bazalttufa és breccsa védte meg a lepusztulástól. Három részre különül. Legmagasabb az északabbi *Várhegy* vagy más néven *Kopasz-hegy* (165 m). Tőle D-re 145 m tszf-i magasságig emelkedik a *Temető-domb*. Kettőjük között, tulajdonképpen azonban inkább a Várhegyhez tapadva, attól csak a Hétház-utca házainak helyet adó aszóvölgygel elválasztva a műút mellett mindössze 128 m-es magasságot ér el a kicsiny *Sándor-domb*. Deráziós völgy választja el egymástól a Várhegyet és a Temető-dombot. A völgyek szerkezetileg előrejelzettek, amit a LÓCZY által leírt vetődések is tanúsítanak.

Szép kis lapos *deráziós völgy* alakult ki a Várhegyen (22. kép), mintegy kettéosztva a tetőt. A Balaton irányába fut, de a hegy országút felé leszakadó meredek peremén hirtelen elvégződik, függ a tó alluviális szintje felett. Nyilvánvaló, hogy fejlődésének kezdete óta a tó jelentős romboló, a peremet hátráltató abráziós tevékenységet fejtett itt ki, s a völgyecskéből származó anyagot is eltakarította a hullámozás; a peremen az abrázió áldozatává vált. Az abráziós tevékenységre utal az is, hogy az itt épült földvár szélső sánca ugyancsak leomlott a parttal együtt (LÓCZY L. 1913). Az út és a vasút megépítése óta, és természetesen a tó vízszintjének szabályozása óta már a Boglári-hegy tó felé leszakadó lejtője is egyre veszít merekségéből.

6. A Kisbalaton

a) A Nagyberék tavi szintjei Ny-on Balatonkeresztúrnál sűrűsödnek, a Marcali-hát a tóparthoz szorítja őket, tovább Balatonberény felé pedig csupán 100–200 m széles, a tó által kialakított felszín vezet át a balatonberényi magaspart és a víz széle között a Kisbalaton alluviális síkjához. Ismeretes, hogy CHOLNOKY J. főleg a D-i parton, BULLA B. (1943) pedig az É-i parton nyomozott ki az *egyetlen pleisztocén kori szinlőn, ill. turzáson kívül három holocén kori, különböző magasságú szintet*. KORCSMÁROS I. (1938)



78. ábra. Balatoni szinlők és turzások Balatonberénytől Ny-ra KORCSMÁROS I. (1938) szerint

P = pleisztocén; I = 330 cm; II = 240 cm; III = 160 cm a tó középvízszintje felett

a Keszthelyi-öbölben végzett vizsgálatait alapján teljesen hasonló eredményre jutott. Ténymegállapításuk helyénvaló. A balatonkeresztúri vasútállomásnál még a würm korszaki szinlő, alatta pedig a legmagasabb holocén kori szinlő is mutatkozik, de tovább Balatonberény Ny-i széléig csak a két alacsonyabb tavi szint van meg, mert a magasabbakat az abrázio elpusztította. Balatonberény – Balatonszentgyörgy között azután a Marcali-hát É-i vége fokozatosan eltávolodik a tóparttól és kitárul a Kisbalaton síkja. Itt, a berényi állomástól kissé Ny-ra újra megjelenik valamennyi szint (78. ábra). KORCSMÁROS I. itteni vizsgálatait alapján hangzott, hogy a turzások magassága a Balaton környékén mindig nagy-

szerűen egyezik a mögöttük emelkedő szinlők kezdőmagasságával. A holocén szintek közül a legmagasabbat (3–4 m a mai középvízszint felett) I., a következőt (2–2,5 m) II., a legalacsonyabbat (1,5 m) pedig III. számúnak jelölte. Keletkezésüket a Balaton holocén kori éghajlatváltozások által előidézett vízállásváltozásaival hozta kapcsolatba. Ilyenképpen a legmagasabbat szerinte a hűvös csapadékos bükkfázis idején megduzzadt tó abrázio tevékenysége hozta létre, a II. szinlő a római uralom előtti vízállás emléke, a legalacsonyabb pedig a jelenlegi abrázio partfal és a hozzátartozó terasz.

Kétségtelen, hogy az éghajlatváltozások hatással voltak a tó vízállásaira. ZÓLYOMI B. (1952) pollenanalitikai vizsgálatokkal is igazolta azt a korábbi kutatók által leírt véleményt, hogy a tó legkisebb, mainál 6 m-rel alacsonyabb vízállása a tófenéki tőzeges szintek alapján a meleg-száraz mogyorófázisban volt. Ugyancsak nyilvánvalónak tűnik KORCSMÁROS I. érvelése és kortani tagolása. Azonban a korábban mondottak szerint mégis azt kell hangsúlyoznunk, hogy a történelmi időkben is bekövetkezettek olyan mértékű vízszintingadozások, esetleg antropogén hatásra is (Sió-lefolyás elgátolása, vagy éppen megnyitása), amelyek hatásukban felérték egy-egy holocén kori éghajlatváltozással. A kisbalatoni körzetből, KORCSMÁROS I. szorosabb értelemben vett kutatásterületéről is tudunk olyan adatokat említeni, amelyek kortani tagolásának értékét csökkentik:

Fenekpusztánál az É—D-i irányú, korábban már említett Keszthelyi-gerinc felszínét (23. kép) KORCSMÁROS I. jégkori tóterasznak írja le, amely, bár tavi üledéket nem sikerült rajta találni, reálisnak tűnik. Valóban szép abráziós pereme alatt a 23. képen is felismerhető még két szint. Közülük az elrombolt magasabbik KORCSMÁROS I. I. sz. színője, az alacsonyabb a II. színő (amelyikbe a feltárás mélyül), míg a III., legalacsonyabb színő képünk jobb oldalán kívül, a Balaton-parton húzódik.

Nos, a II. színőbe mélyített feltárásban a 79. ábrán közölt szelvényt vettük fel. A felszín alatt 1 m-re levő, az egész feltárásban megszakítás nélkül követhető 5—10 cm vastag rétegben római kori régészeti leletek, a fenéki castrumból származtatható téglá- és cserépdarabok, valamint római pénzermék nagy számban gyűjthetők. Ez a szint tehát a római uralom koránál idősebb nem lehet. S még azután is hosszabb ideig tartózkodhatott itt a tó, mert 1 m-es üledéket rakott le. Ennek felső része azóta talajképződésen is átment.

A mondottak cáfolják KORCSMÁROSnak azt a véleményét, hogy a II. szint — legalább is ezen a helyen — a római kort megelőző Balatonhoz tartozik. Nyilvánvaló, hogy a tónak az azóta eltelt időben is volt hasonló magas vízállása.

A másik — KORCSMÁROS I., de a többi Balaton-kutató rendszerébe se illeszthető — adat annak a balatoni kagylókkal, recens csigákkal, felszínig



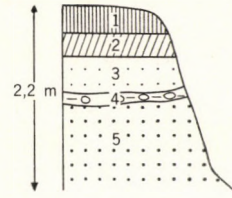
23. kép. A Keszthelyi-gerinc (KORCSMÁROS I. [1938] szerint jégkori tóterasz) tavi abrázióval alámosott pereme egy magasabb (a tó középvízszintje felett 3,6 m) és egy alacsonyabb (2,5 m) jelenkori tavi szinttel Fenekpusztánál. Az utóbbi felszínébe mélyülő feltárás rétegsorát a 79. ábra tünteti fel

dús kavicselőfordulással jellemzett turzásnak a relatív magassága, amely Balatonberénytől Ny-ra, a műút mellett, az útórháznál rekeszti el a mögöttes berek-szintet a tótól. A Balaton körül ez ideig nem ismerünk ilyen magas holocén kori turzásfelszínt: 110,3 m a tszf. KORCSMÁROS I. I. sz. színlőjének magassága 107,77 m (Keszthelyi-öböl), s csak a Szigligeti-öbölből írja le a legmagasabb szintet 108,87 m-ig terjedőnek. BULLA B. legmagasabb holocén szintje 108,57 m-ig, CHOLNOKYÉ pedig 109,57 m-ig emelkedik.

b) A Kisbalaton körzetében is jellemző, mint az említett turzás anyaga is tanúsítja, hogy a tó gyakran kavicsos homokból építette turzásait, éppen úgy, mint a Nagyberek területén, vagyis abból a hordalékkúp-anyagból, amit megelőzőleg a vízfolyások halmoztak fel; és természetesen helyenként a hozzáférhető, elrombolható, magasabb helyzetű homokos pannóniai üledékekből. A Kisbalaton tágabb körzetében bőségesen állt rendelkezésre kavicsos hordalékkúp-anyag is. Főleg kavicsos üledékből épült a Balatonszentgyörgy—Vörs között a Marcali-hát Ny-i lejtője előtt húzódó magas turzás. Kavicsos üledéket teregettek szét ebben a térségben a Keszthelyi-hegység felől lefutó vízfolyások csakúgy, mint a Zala. Attól függően, hogy melyikük anyagából milyen mennyiségben kölcsönzött a Balaton, alakult a tavi üledékek összetétele. Nem csupán az eredeti folyóvízi hordalékanyagot dolgozhatta át a tó, hanem a magasabb szintről, a Zalavár—Balatonmagyaródi-hátról is pusztulhatott le eredeti folyóvízi anyag, amely az alacsonyabb szinteken a tó vízének hatása alá került. Sármellék, Kálmánmajor, Lajosházi-major környékéről már LÓCZY L. leírta a kavicsot. A hát Ny-i peremén a Zalától származó kvarckavics, K-i peremén pedig a Hévízi-völgy irányából érkező dolomtkavics a jellemző. De kavics települt a Zala-völgy síkja alatt is, úgyszintén Komáromváros—Galambok térségében. Ezekről a magasabb szintekről sok anyag pusztult és pusztul le az alluviális felszínre, a tulajdonképeni Kisbalatonba.

c) A Kisbalaton határainak megvonása Ny-on, É-on és D-en nem egyértelmű. Szűkebb értelemben Ny-on csak a Zalavári-hátig terjed, É-on Alsópáhok, D-en pedig Balatonhídvég-pusztá—Főnyed vonalában lehet megvonni a határát. Morfológiailag azonban alluviális szintje a hídvégi Zala-áttörésen messze felnyúlik É-on a Zala völgyén Zalaapátiig, D-en ugyancsak lenyúlik a Határárok (Kiskomáromi-csatorna) mentén Komáromvárosig. Hasonlóképpen a Zalavári- és a Keszthelyi-hát között É-on Hévízig, D-en Komáromváros magasságáig húzódik. Vagyis a zezugosan futó 109 m-es szintvonalal határolt területet olyan felszínnek kell tekintenünk, amelyet a Balaton jelenkori legmagasabb vízállásai idején is előntött, pontosabban a Balaton-árok felé irányuló vízfolyások, az említett határoknál már visszaduzzadtak a tó magas vízállása miatt. Egyúttal ezek azok a felszínek, amelyek jelenkori tőzegképződésre, láposodásra került sor.

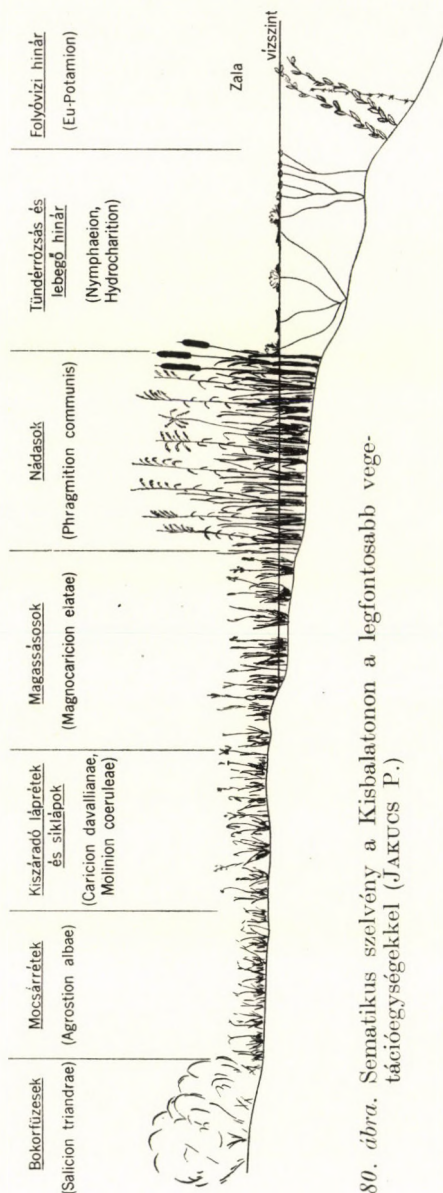
Egy XVIII. századi feljegyzés (KRIEGER S. 1770?) tanulságos adatot



79. ábra. A fenékpusztai feltárás szelvénye

1 = réti csernozjom; 2 = átmeneti réteg; 3 = középszemeséjű, szürke, tavi homok (vaskiválósos, rozsdafoltos); 4 = konkreciós, kavicsos réteg római kori téglá- és cserépdarabokkal, pénzekkel; 5 = éleszemű, szürke, rétegzett, a tó által áttelepített pannon homok

tartalmaz a *tó jelenkori vízállására* vonatkozóan: „Mélyége Vörstől és Hévíz vidékétől kezdve alig egy öl, s itt a legkisebb.” Ez időtől kezdve egymásután jelennek meg a térképek, amelyek összevetése hű képet ad a Kisbalaton térségében végbement legújabb hidrográfiai és morfológiai változásokról, mindenekelőtt a Kisbalaton feltöltődéséről. A térképeket CHOLNOKY J. (1918) összegyűjtve közölte, s részletekre kiterjedő helytálló következtetéseket vont le belőlük, ill. magyarázatokat fűzött hozzájuk. Ezeket itt feles-



80. ábra. Sematikus szelvény a Kisbalatonon a legfontosabb vegetációegységekkel (JAKUS P.)

leges ismételnünk, csak utalok rájuk, megemlítve, hogy a Zala és a Kisbalatonhoz É-ről és D-ről egyaránt tartó többi vízfolyás hordaléka gyors ütemben járult hozzá a Kisbalaton alluvialis síkjának feltöltéséhez. A Zala is a szabályozások előtt mind keletebbre nyújtotta igen lapos, deltának csak némi túlzással nevezhető hordalék-építményét. A Kisbalaton további természetes feltöltésének a szabályozások, a lecsapoló munkálatok vetettek véget. Ugyanis a csatornák közé fogott vízfolyásoknak az a hordaléka, ami korábban a Kisbalaton területén, mint erózióbázison terült szét, ma a Zala révén bejut a Balatonba, s a Keszthelyi-öböl közismert problémát okozó eliszapolódásához vezet (SZESZTAY K. 1961). Egyidejűleg viszont a Kisbalaton lecsapolása, a láp telkesítése sem megoldott s nem is könnyen megoldható kérdés, mert még ma is jelentékeny kiterjedésű felszínek vannak a Kisbalatonban 105 m körüli, sőt az alatti tszf-i magasságban, vagyis a Balaton közép-vízszintjében, ill. alatt. Sajátos növényzet uralja a különböző nedves-ségi felszíneket (80. ábra). Ezek víztelenítése a földtani-litológiai adottságokat figyelembe véve nagy nehézségekbe ütközik. A szabályozási munkálatok tehát hasznos következményeik mellett ilyen kedvezőtlen jelenségek bekövetkezéséhez is vezettek, további fejtörést és munkát okozva illetékes szakembereinknek. Meggondolandó, nem lenne-e célszerű a Zalával elvégeztetni a Kisbalaton feltöltését, ahelyett, hogy a Keszthelyi-öblöt iszapolná el.

B) A völgyek

Tájunk geomorfológiai kiskörzeteinek jellemzése után morfológiai fejezetünk e záró részében azoknak a formáknak a vázlatos bemutatása a célunk, amelyek felszíni megjelenésükben általában nem egy-egy kiskörzethez kapcsolódnak, hanem átlépik a geomorfológiai körzethatárokat; persze nem minden esetben; különösen a kisebb völgyek egy körzethez kapcsolódhatnak.

Belső-Somogy völgyei mind méretük, mind irányuk, mind pedig genetikájuk szerint *különböző típusokba* sorolhatók. Méreteik többnyire összefüggnek genetikájukkal, s irányukról is általánosságban hasonlóképpen nyilatkozhatunk. Ezért az alábbiak során célszerűbbnek látszik genetikájuk szerint csupán két főcsoportban bemutatnunk őket, nem azért, mintha több típust, altípust nem különíthetnénk el. Úgy vélem azonban, hogy *a két fő-típuson — 1. eróziós völgyek, 2. deráziós (korábban korráziósnak nevezett) völgyek* — kívül tájunk felszíni képében kétségtelenül szerepet játszó komplex, *eróziós-deráziós eredetű völgyek* külön csoportba sorolása mellőzhető, mert egy egész völgyre kiterjedően ilyen jelleggel úgyszólván egyikük sem rendelkezik, csupán kisebb-nagyobb *völgyszakaszok* eróziós-deráziós eredetűek. Egyébként *az eróziós völgyek csoportjában tárgyalt formák között is aligha találunk tiszta típust, mert nem csupán a lineáris folyóvízi erózió formálta őket, hanem kialakításukban a külső erők közül is közrejátszott esetenként a szél (a homokos területeken), a völgyek tájtításában, lejtők letarolásában pedig a deráziós folyamatok, a felszíni leöblítés. Viszonylag tiszta típusnak tekinthetők a deráziós völgyek, de csak a későbbiekben kifejtésre kerülő megszorításokkal.* Úgyszólván valamennyi belső-somogyi völgy pályájának kijelölésében meghatározott szerepe volt ezenkívül — ha nem közvetlenül, akkor közvetve — a szerkezeti vonalaknak. Harmadik típusként, mégpedig tiszta típusként említhetjük tájunk legfiatalabb kisvölgy formáit, a jelenkori 3. aszóvölgyeket, amelyek a Marcali-hát peremeit réselik be, velük azonban külön nem foglalkozunk.

1. Eróziós völgyek

Legjelentősebb közülük a táj D-i határán kialakult Dráva-völgy. Alföldi jellegű síkságát fentebb geomorfológiai kiskörzetként vázlatosan bemutatuk, ezenkívül utalunk a szakirodalomra, főleg SZABÓ P. Z. (1957, 1964), LOVÁSZ GY. (1963), tájunkon kívüli szakaszaira vonatkozóan pedig PEJA GY. (1955) tanulmányaira.

Tájunk jelentékenyebb eróziós völgyei *mai formájukban* az újpleisztocéntól kezdve alakultak ki. Többségük a döntő paleohidrográfiai változást megelőzően egységes É—D-i lefutású, hordalékkúp-építő vízfolyások ágaként szereplő meridionális völgyek pályáit örökölte. Míg azonban pl. a szomszédos Külső-Somogyi-dombság területén, a magasra kiemelt, pannon alapzatú löszfedte dombságon jellegzetes völgyi vízválasztók alakultak ki a korábbi nagyobb meridionális völgyekben (SZILÁRD J. 1963, 1965a), tájunk kevésbé kiemelt hordalékkúp-felszínén ez alig mutatkozik, inkább *síksági vízválasztók* keletkeztek a Dráva és a Balaton, ill. a Kapos között (50. ábra). Ezek a síksági vízválasztók egyes szakaszokon nagyon bizony-

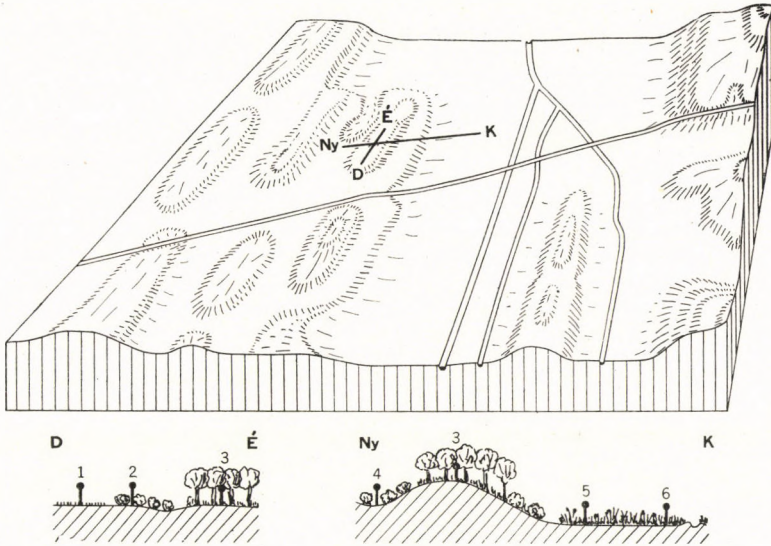
talán futnak, sőt kisebb lefolyástalan felszínek is mutatkoznak a két homokos geomorfológiai kiskörzet közepe táján: Iharosberénytől DK-re, továbbá a hármas vízválasztó csomópont táján, Kutas, Nagybjom, Somogysárd, Mezőcsokonya, Hetes körzetében. A buckák közötti szélbarázdákban, széllyukakban legalább is nagyobb esőzések alkalmával megáll a víz, tavakká és pangóvizekké gyülekezik, felszíni lefolyás nincs vagy nagyon gyenge, csupán talajvízáramlás révén van e területfoltoknak lefolyása. Még inkább ez volt a helyzet korábban (63. ábra).

Tájunk meridionális völgyei tehát a terület jellegéből következően — és ez a fő tulajdonságuk a szomszédos tájak meridionális völgyeivel szemben — *csökevényesek*. A szomszédos tájakhoz hasonlóan itt is keletkező vonalakat követnek, de a homokos területeken a vízválasztók környékén a defláció, a homokformák minduntalan kitérítik őket merev É—D-i irányukból, ill. a síksági vízválasztó jellegéből következően felső szakaszukon szétágazóak, gyakran egy-egy szélbarázdát csapolnak le. S főleg az *időszakos vízfolyások jellemzik felső szakaszukat*. A *Marcali-hát két oldalán húzódó, a Balaton felé irányuló völgyeknek a hátról lefutó mellékvölgyei pedig különös sajátossággal rendelkeznek: D felé indulnak, de azután ahogyan a lépcsős lejtőn leereszkednek a hátról, fokozatosan, mint egy horog, É-i irányba fordulnak* (50., 53. ábra). E sajátosságuk kitűnő bizonyítéka a hidrográfiai hálózat újpleisztocén kori megváltozásának. Egyébként jellemző, de természetesen is, hogy ezek a hátról több vizet hoznak, úgyszintén a Somogyvári-hát és a Zalaapáti-hát tövében kialakult völgyek is, mint a csak homokos, lapos vízgyűjtővel rendelkező völgyek, ennek következtében a Balaton felől mélyebbre nyúlik be tájunk testébe kiszélesedő, merev egyenes völgyszakasszal rendelkező alsó részük.

A továbbiakban egyenként sorra vesszük a táj eróziós völgyeit, *az elsőt mint típust kissé részletesebben*, a többi hasonlót egészen vázlatosan; csak a különbségekre utalva.

a) *Az Osztopáni meridionális völgy*. A legtöbb rokonvonást mutatja a külső-somogyi meridionális völgyekkel. Ez abból következik, hogy nagyobbik szakasza szerkezeti-morfológiai határ Külső- és Belső-Somogy, vagyis a löszfedte magasabb és a homokos alacsonyabb középtájak között. Fonyódi Nagy-árok, vagy Malom-árok néven is szerepel az irodalomban, ill. a részletes térképeken (75. ábra). *A Balaton-árok kialakulása előtt egységes meridionális völgyben Hetes községnél alakult ki vízválasztó*. D-i rövidebb, mindössze 7 km-es szakasza az új somogyi hidrográfiai hálózat létrejötte óta a Kapos felé mélyült ki, s vize Kaposújlaknál éri el a Kapos-völgyet. Hetestől É-ra levő szakasza csaknem D—É-i (kissé DDK—ÉÉNy-i) irányt követve mintegy 30 km hosszúságban húzódik a Nagyberek D-i pereméig, amit Csisztapuszta—Pusztaberény vonalában ér el. A völgy vize, a Nagy-árok-csatorna a Nagyberekén keresztül, a Fonyódi-hegyet K-ról megkerülve éri el a Balatont.

A völgy szélessége a több ágából összetevődő, Osztopánig terjedő rövid felsőszakasztól eltekintve a 250—300 m-t általában mindenütt eléri, Öreglak és a Nagyberek szegélye közötti mintegy 13 km hosszú alsó szakaszán viszont torkolata É felé töleszerűen kitér (81. ábra). Buzsák és Lengyeltóti vasútállomásai között kettéágazik a völgy, majd újra találkozik, s egy sajátos, 2 km hosszú, 300 m széles szigetet, a Tárvár nevű dombot fogja közre (81. ábra). 15—20 m viszonylagos magasságú, homokformákkal tarkított felszínének alapja pannóniai üledék. A külső-somogyi magasabb perem levágott darabja. D-i és Ny-i peremén 1 km² vízfelületű halastavat duz-



81. ábra. Az Osztopáni meridionális völgy Buzsák—Lengyeltóti közti szakaszának tömbszelvénye a növénytakaróval. A kiszélesedő alluviumot a Tatárvár gerince választja ketté

1 = zabvetés tarlója; 2 = fiatal csertölgy ültetés; 3 = ültetett akác erdő; 4 = fiatal ültetés deráziós völgyfőben; 5–6 = völgytalpi mocsárrét

zasztottak fel (Buzsáki Áll. Tógazdaság). Tovább az erózióbázis felé az alacsony gátak közé szorított vízlevezető csatornák árkaival megosztott sík *alluviális felszín szélessége* eléri a 800 m-t, a Nagyberék peremén pedig már az 1 km-t is meghaladja.

A völgyoldalak között jelentősebb aszimmetria mindössze a Somogyvártól Öreglakig terjedő kb. 6–8 km hosszúságú szakaszon figyelhető meg, másutt a két völgyperem közötti szintkülönbség csak kisebb mértékben és rövid távolságokon belül jelentkezik. Az aszimmetrikus völgyszakaszokon a löszrel fedett külső-somogyi magas felszín felé átmenetet képező lejtőperem általában 30–40 m-rel magasabb, mint a Ny-i, homokból felépült hordalékkúp-felszín völgyperemi részlete.

Az említett *völgyaszimmetria* jórészt a terület *szerkezeti viszonyaival* van összefüggésben. Ezen a szakaszon ugyanis a Külső-Somogyi-dombság 230–280 m átlagos magasságú felszíne lépcsőzetesen szakad le Ny felé, de a felszín a völgy K-i szomszédságában is még 160–170 m tszf-i magasságot ér el, míg a völgytől Ny-ra levő belső-somogyi hordalékkúp átlagos magassága ebben a sávban már 130–140 m-re csökken. A K–Ny-i irányban jól kirajzolódó lépcsős leszakadáson kívül É-i irányban, a Balaton árka felé is hasonló jellegű süllyedés figyelhető meg. Ennek eredményeképpen a völgy alsó szakaszán, a lengyeltóti vasútállomásnál a Ny-i völgyperem átlagos magassága a völgyközeli néhány száz m-es sávban csupán 115–120 m a tszf. és hasonló arányban alacsonyodik a völgy délebbi szakaszához viszonyítva a Balaton felé a K-i oldal is 120–130 m-re.

A Ny és É felé irányuló süllyedések egymást keresztező szerkezeti vonalak mentén zajlottak le. A szerkezeti mozgásokról több helyen is megfigyelhető rétegelmozdulások ill. rétegdőlések tanúskodnak (Barát-pusztai feltárás [4. kép], kisberényi perem). A szerkezeti mozgások hatására létrejött kőzetlázulások néhány mellékvölgy kialakulási irányát is előjelezték.

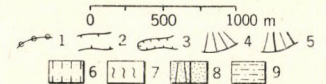
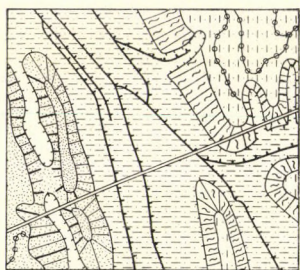
A Balaton-árok újpleisztocén kori szakaszos süllyedésével kialakult az erózióbázis, amely a többi meridionális völgygel együtt maga felé fordította az Osztopáni-völgyet is, és ezáltal létrejött az É felé irányuló eróziós kimélyítés

lehetősége. Ennek eredményeképpen még a viszonylag laposabb, a tóhoz közelebbi, a Balaton-árok süllyedésében résztvett felszínbe is a Ny-i peremhez viszonyítva átlagosan 8–15, a K-i peremhez képest pedig 35–50 m-es völgymélyedés alakult ki, a korábbi egységes lefutású, még D felé lejtő völgy magasabb szintű, szélesebb és laposabb vágójában. Délebbre, Öreglagnál, azon a völgyszakaszon, amely már nem vett részt a Balaton-árok süllyedésében, természetesen még jelentékenyebb volt a bevágódás. Az *eljegesedési szakaszokban a völgyben jórészt periglaciális lejtőfolyamatokkal jellemezhető völgykitöltődés, az interstadiálisban és a posztglaciálisban, a holocén nedvesebb szakaszaiban pedig völgykimélyülés ment végbe. A vízfolyás mechanizmusában bekövetkezett változásokat azonban kevésbé az éghajlatváltozások, mint inkább a Balaton-árok szakaszos süllyedése idézte elő.* A Balaton magas vízállása idején messze benyomult D felé a völgy tölcészerű öblözetébe, és a korábbi mélyedésben lerakta üledékeit; gyakoriak voltak a stagnáló vizek a völgytalpon, amiről a völgytalpi fúrások szerint több szintben elhelyezkedő, részben a lejtőkről lepusztult *üledékekkel, részben patak-hordalékokkal tagolt* néhány dm, esetleg helyenként az 1 m vastagságot is elérő *tavi ill. tőzeges-tőzegrészes képződmények* tanúskodnak, amelyek az iszapos rétegeket tagolják.

Buzsák – Lengyeltóti vonaláig még a *történelmi időkben* bekövetkezett magas vízállásai alkalmával is eláraszthatta a tó a völgy alluviális síkját, ha a Sió-völgyi lefolyása elzáródott. Csupán a tőzeges-mocsári szintek alapján a tó kiterjedésének D-i határát pontosan megállapítani azonban nem lehet, mert magas tóvízállások idején a völgyben D-ről lefutó vizek *visszaduzzadtak*, a torkolatuk D felé hátrált, és a gyengén mozgó vagy pangó vizek szétterülve az alsószakasz olyan délebbi részein is megteremtették a *mocsári állapot* feltételeit, ahová a tó vize közvetlenül már nem terjedt ki. Leggyakrabban persze keveredett a tó és a visszaduzzasztott patak vize.

A völgynek különösen alsó szakaszán mutatkozó igen széles formája mindazonáltal aligha magyarázható csak folyóvíz vagy a Balaton tevékenységével, még akkor sem, ha számításba vesszük, hogy – különösen a magasabb Külső-Somogy felszínéről – több mellékpatakot vesz fel. Árkos süllyedésére kell gondolnunk, miként SZILÁRD J. (1963) több külső-somogyi meridionális völgnél is kimutatta. A völgyezésben természetesen a derázios folyamatok is szerepet játszottak, amit üledékek és formák egyaránt tanúsítanak (82. ábra).

Az Osztopáni meridionális völgyben az alacsony gátak közé fogott Nagy-árok (Malom-árok) mesterséges csatornahálózata vezeti le a vizeket. Mesterségesen szabályozott a vízjárás is, ugyanis több tavat duzzasztottak fel a völgyben. A vízjárás tehát döntő mértékben attól függ, hogy mennyi vizet engednek át a tavakon, legfőképpen a nagy buzsáki halastó alatti



82. ábra. Részletes geomorfológiai térkép az Osztopáni meridionális völgy alsó szakaszáról
 1 = denudációs lépcső; 2 = eróziós völgy; 3 = derázios völgy; 4 = eróziós-derázios lejtő; 5 = derázios lejtő; 6 = löszös homok; 7 = löszös, homokos lejtőüledék; 8 = homokos, deluviális üledék, a tetőkön futóhomok; 9 = alluviális üledékek

csatornában. Természetesen ez jórészt a mindenkori időjárási helyzettel függ össze, s *nagy évszakos ingadozást mutat*. Tavaszai hóolvadások és időszakosan jelentkező nagyobb záporok alkalmával előfordul, hogy a csatornák vízlevezető képességét meghaladó víztömegek zúdulnak le a völgyben, amelyek áttörik az alacsony gátakat, s az egész völgytalp is víz alá kerül. A nyári hónapokban ugyan a völgytalpi részeken rendszerint nincs vízborítás, a völgy alsó szakaszán a talajvíz szintje mégsem süllyed általában 1–1,5 m-nél mélyebbre a felszín alá, amit fúrásadatainkon kívül kitűnően tanúsít az egész nyáron át buján tenyésző *völgytalpi mocsári növényzet is*.

b) *Pusztakovácsi-völgy (Medvogya-árok)*. Ez a meridionális völgy mindenekelőtt méreteiben különbözik a keletebbre kialakult Osztopáni meridionális völgytől. Mai formájában mindössze 12 km hosszú. Táskától ÉK-re, Fehérvízi-pusztánál ér ki kiszélesedő, mocsaras, alluviális síkja a Nagyberek térszínére, vize pedig a Nagyberekben gyülekező vizeket összegyűjtő és a Balatonba vezető Övesatornába. Egész szakaszán a homokfelszínbe vágódott be, a peremén sorakozó futóhomokformák magasságától függően 5–15 m-re. Felsőkölked-pusztától Ny-ra időszakos tavak jellemzik alluviális síkját (24. kép). Szélességét (100–250 m) is több helyen az határozza meg, hogy a buckák mennyire szorítják össze az alluviális síkot. A völgy általában szimmetrikus, az esetleges aszimmetria a legkülönbözőbb szakaszokon amiatt áll elő, mert a defláció különböző (negatív vagy pozitív) formákat alakított ki a völgy egymással ellentétes peremein. Legjellemzőbb tulajdonsága a Pusztakovácsinál keletkezett vízválasztó, aminek kialakulásával megszakadt összeköttetése a korábbi déli folytatásával. A régebbi egységes völgy pályáján folyik ma a pusztakovácsi vízválasztótól



24. kép. Részlet a Pusztakovácsi-völgyből Felsőkölked-pusztától Ny-ra. A völgytalpon mocsárrétek, időszakosan tóvá gyülekező vizek, a völgytalp kissé magasabb szegélyén ligeterdők, a völgyperemen gyertyános-tölgyesek, tölgyesek. Foto: JAKUCS P.



25. kép. A meredek D-i völgyperemmel kísért Gadányi-völgy alluviális síkja egy dezáziós mellékvölgyvel és annak kicsiny, lapos törmelékkúpjával

D-re a szomszédos Ny-i völgy, a Tászkai-völgy egyik mellékvölgyének patakrendszere, amely Somogyfajsz alatt ugyanolyan „horoggal” fordul vissza a Balaton irányába, mint a Marcali-hát völgyeinek felső szakasza (50. ábra).

c) *A Tászkai-völgy (Koroknai-csatorna völgye)*. Vízyűjtője igen messze D-re nyúlik, így hossza 35 km. Számos ága két főággá egyesül. A keletebbi Somogysárd felől ÉÉNy-nak tart. Ez veszi fel Somogysárd környékén a fentebb említett, a pusztakovácsi vízválasztótól, tehát É-ről érkező, majd horogszerűen csatlakozó völgy vizét. A nyugatabbi rendszer Jákó—Nagybajom tájékáról indul D felé. Csömen—Nikla vonalától D-re egyesül a két főág. Idáig lapos, helyenként kiszélesedő, majd újra elkeskenyedő völgyek futóhomokformáktól élénk reliefű térszínen futnak. Egyes völgyszakaszok formálásában kétségkívül szerepe volt a deflációnak, szélbarázda-képződésnek is. A számos helyen mutakozó bizonytalan lefolyás, a völgy részbeni betemetődése pedig akkumulált homokformák kialakulásával függ össze. Részben ezzel, részben pedig mesterséges felduzzasztással magyarázható azoknak a tavaknak a keletkezése, amelyek a völgyrendszer felső szakaszán tucatjával sorakoznak az alluviális térszínen (Sörnyepusztai-tó, Somogyfajszai-tó, Lencsenpusztai-tó stb.). Állandó vizüket a talajvíz közelsége is biztosítja.

Jól fejlett a völgynek Csömen—Nikla vonalától É-ra a Nagyberék pereméig tartó szakasza. Bár mindössze 10—15 m-re mélyül alacsony környezete felszínébe, szélessége azonban a 800 m-t, sőt egyes szakaszokon az 1 km-t is eléri. A völgyrendszer vizeit a Nagyberék szegélyén ugyancsak az Övcsatorna veszi fel. Erre az alluviális síkra a Balaton vize is feljutott még a jelenkori magas vízállása idején.

d) *Boronkai-völgy (Sárkányberék-patak völgye)*. Az előbbihez hasonlóan két főágból tevődik össze, amelyek Boronkától 4 km-rel D-re, a Marcali-legelőn találkoznak (50. ábra). A teljes hosszában homokterületen kialakult *K-i ág*, a *Çigány-árok* Nagy-bajomtól D-re is gyűjti már a vizeket, így a Nagyberék D-i pereméig 34 km hosszú. Morfológiai jellegét tekintve hasonlít a Tászkai-völgyhöz. Alluviális síkján öt állandó vizű tó van, amelyek mai formájukban ugyan mesterségesek, de a száraz éghajlatú, a defláció tevékenysége számára kedvező időszakokban a szél mélyítette és szélesítette.

tette ki árkukat. Ilyen formán maga a völgy sem tisztán eróziós, hanem részben deflációs eredetű. Egyes szakaszokon viszont homokot hajtott a szél a völgyfenékre, elgátolta, s árok ásásával kellett a vizek jelenlegi lefolyását biztosítani.

A Boronkai-völgy *Ny-i ága*, a *Keleviz-völgy* külön altípust képvisel. A homokterület és a Marcali-hát határán, szerkezeti vonalon alakult ki, ezért nagyobb része aszimmetrikus: Marcali-hát felőli Ny-i pereme meredekebb és magasabb. Nagyesésű bal oldali mellékvölgyei révén a hátról sok vizet kap, amit a kisesésű fővölgyben Mesz-tegnyóttól D-re 5 km hosszúságú, 100—150 m széles tóvá duzzasztottak. Jobb oldalról a homoktérszínről nem vesz fel mellékvizeket. A Marcali-hátról az említett „horog” alakú sajátos, mélyrevágódott mellékvölgyek futnak le. Legnagyobb a legdélibb Sze-nyéri-völgy, amely 195—200 m tszf-i magasságú felszinen kialakult cirkuszszerű völgy-fővel kezdődik, 5 km hosszúságban merev É—D-i irányban Szenyérig húzódik, ahol szakaszos bevágódására utaló völgyvállak kísérik, majd erősen aszimmetrikussá váló következő 4 km-es völgyszakasza DK-i irányba tartva 150 m tszf-i magasságban ér-kezik a hát pereméhez, ahol 1,5 km-en belül ívesen É-nak fordul. Hasonló, de még íveltebb futású északabbra a Gadányi-völgy (25. kép, 50., 53. ábra), amelynek bő-vizű patakja, a Kármén Bizénél érkezik ki a hát tövében futó Keleviz-völgyhöz. Az említettekén kívül még több kisebb 2—3 km hosszúságú „horogvölgy” fut ki a Mar-calihátról. Ny-i és D-i peremeik meredekebbek, mint K-i és É-i völgylejtőik. Helyen-ként azonban szimmetrikus keresztmetszetű völgyszakaszok is előfordulnak.

A Keleviz-völgynek a Cigány-árokvaló találkozásától É-ra, a völgy alsó 15 km-es szakasza 15—20 m-re mélyül a hordalékkúp-felszínbe, s nagymértékben kitágul. Alluviális, mocsaras felszínének szélessége az 1 km-t is meghaladja. A Balaton jelenkori magas vízállásai idején Boronkáiig öntötte el ezt a síkot. A tőzeges, lápos, kis esésű (Boronkától D-re 1 m/km, É-ra 0,40 m/km) alluviumon az időszakosan jelentkező bő hozamú nagy vizek kilépnek a Somogyszentpálnál egyesülő 2 fő vízlevezető árokból, s elárasztják az árteret.

e) *Kéthelyi-völgy*. Marcali és Kéthely között érkezik le két állandó vizű árka a Mar-calihátról, egy mellékvölgy pedig Kéthely É-i részén csatlakozik. A mellékvölgyek mélyen bevágódtak a magasabb felszínbe, maga a 7 km hosszúságú aszimmetrikus fővölgy pedig a hát és a homokterület határán alakult ki.

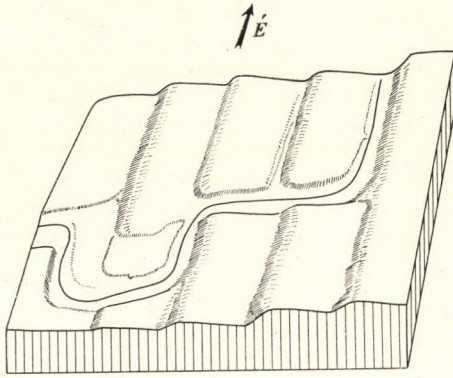
A Medvogyá-árok és az attól Ny-ra levő többi völgy vizeit ma a Nagyberék D-i peremén ásott Óvcsatorna árka gyűjti össze és vezeti Balatonmáriafürdőnél a Bala-tonba. Korábban a vizek szétterültek a Nagyberék felszínén, és hordalékukkal hozzá-járultak a kiterjedt alluviális sík feltöltéséhez.

A Marcali-háttól Ny-ra, a Kisbalaton D-i térségének völgyhálózata csaknem szimmetrikus a Marcali-háttól K-re levő völgyhálózattal.

f) *Pörös-árok*. Az első eróziós völgy Tikos felől húzódik le a Kisbalaton térszínére, mesterséges árokba szorított vize pedig a fenékpusztai hídnál éri el a Zalát. A völgy-főtől számítótól 3 km-es szakaszon lapos, szimmetrikus oldalak kísérik, csupán Kis-balaton peremi alsó 2 km-es szakasza mélyült kissé ki, ahol kis tavat duzzasztottak fel benne.

Tovább Ny-ra három nagy meridionális völgy egységes lefutását szakította meg a Balaton-árok nyugatabb medencéinek, egyrészt a Keszthelyi-öbölnek, másrészt a Kisbalatonnak az újpleisztocénban bekövetkezett süllyedése. Szerke-zetileg előrejelzett pályájukon alakultak újjá az É felé fordult vízfolyások völ-gyei, a már ismertetett meridionális hátaik között.

g) *Sávolyi-völgy (Marótsár, Marótvölgyi-csatorna árka)*. A Marcali-hát szegélyén 26 km hosszúságban húzódik. Vése, Tapsony környékéről több ágból indul, amelyek Csákánynál találkoznak, s az itt 1 km-nyire kiszélesedő alluviális sík Főnyedttől É-ra éri el a Kisbalaton peremét. A két főág közül a nyugatabbi (*vései*) sajátosan tükrözi mindazokat a vonásokat, amelyek a homokos területek többi völgyeire is jellemzők: viszonylag kevésbé mélyül a felszínbe, a terület deflációs átformálása során kialakult szélbarázdák rendszerének magasabb talajvizeit csapolja meg, amiatt felső szakasza igen sok ágból tevődik össze. A völgy egyes szakaszai tehát eróziós és deflációs te-vékenységek együttes munkájának eredményeként alakultak ki mai formájukban.



83. ábra. A Horvátkúti-völgy tömbmetszvélye a Marcali-hát szintjeivel

Ugyancsak deflációs tágulatban duzzasztottak fel Felsőmerkei-pusztánál egy 0,5 km² vízterületű tavat.

A vízgyűjtő D-i részén, Tapsony alatt még a Ny-i ág egyik mellékvölgye, ettől É-ra már a K-i főág jobb oldali mellékvölgyei nyúlnak fel a Marcali-hátra, s mintegy tükörképét adják a Marcali-háttól K-re kialakult Kelevíz-völgy bal oldali mellékvölgyeinek: horog formájúak, vagyis D-re indulnak, majd a hát lépcsős lejtőjén fokozatosan Ny-ra, azután a hátról leérve É felé, a Balaton irányába fordulnak (50., 53. ábra). Legnagyobb a 10 km hosszúságú Horvátkúti-völgy és a 6 km hosszú Gulyástanyai-völgy. Völgyaszimmetriájukat tekintve is tükörképei a Marcali-hátról K felé leereszkedő völgyeknek (83. ábra). A lépcsős peremeken 40—50 m mélyre vágódnak a felszínbe, s rétegvizeket is megcsapolnak.

A lapos homokfelszínek nagyobb völgyeiben általában nincsenek völgyvállak, ill. teraszszerű szintek. Ez azzal magyarázható, hogy az utolsó eljegesedés idején az esetleg korábban kialakult szinteket a defláció elpusztította, ill. magukat a völgyeket is jórészt betemette, s mai széles formáik a lapos felszínbe történt posztglaciális bevágódásuk eredményei. Ezzel szemben a Marcali-hátról érkező mellékvölgyekben egy, helyenként két szint is nyomozható, mégpedig a lankásabb lejtőn. Ezek nem annyira az éghajlatváltozások, mint inkább a Marcali-hát szakaszos kiemelkedésének emlékei lehetnek.

A Sávolyi-völgy keletibbi (tapsonyi) ága, mivel a Marcali-hát és a homokos kis-körzet határán fut, egyes szakaszokon gyengén aszimmetrikus keresztmetszetű. Alluviális síkjának szélessége 100—200 m, a völgy mélysége 15—20 m. Jobb oldali lejtője a Marcali-hát legalsó lépcsőjének homloka. A löszös lejtőüledékekkel megemelt lépcső szintjét azonban helytelen lenne a völgy teraszaként értelmeznünk, mert rajta az É felé fordult, a Balaton-árok kialakulása óta létrejött vízfolyás nem járt. A lépcsőn a löszös lejtőüledék alatt települt folyóvízi homok még a D felé irányult hordalékkúp-építő vizek lerakódása. A Balaton-árok kialakulása előtt egységes D-i lefutású völgy folytatása a Balatontól É-ra is megvan.

A Sávolyi-völgynek a két főág egyesülésétől É-ra levő, 1 km-re kiszélesedő, 12 km hosszú szakasza mocsaras, ingoványos. A csatornák egész hálózatát építették meg vízmentesítése céljából. Főnyed, Szegerdő, Vörs térségében, a Kisbalaton peremén egyetlen csatornába gyűjtött vizét a Keszthelyi-gerinc D-i parti folytatásaként szereplő alacsony, folyóvízi és futóhomokkal borított Főnyed—Sávolyi-háton vezették át a Kisbalaton nyugatabbra levő medencéjébe, s a Zala közvetítésével jut a Balatonba.

h) Somogysimonyi-völgy (Zala—somogyi Határ-árok). A szűkebb értelemben vett Kisbalaton D-i folytatásában kialakult igen széles völgy. A Balaton-árok besüllyedése előtt is nagyobb meridionális völgy volt. É-i megszakadt kapcsolatára ismerhetünk a Vindornya—Hévízi-völgyben. A somogyi, a Kisbalaton felé fordult szakasza ma éppen olyan ágas-bogas vízrendszert vezet a Zalába, mint a Balaton-árok kialakulása előtti őse vezetett tovább D felé (50. ábra). A két meridionális gerinc közé fogott völgy K-i szegélyén mindössze 9 km hosszú a Cölömpös-árok, amelyet csupán 1—3 m relatív magasságú, szigetekké szabdalt korábbi felszínmaradványok választanak el a Határ-árok csatornájától. Utóbbi Somogysimonyinál több, nagyobb, D-ről érkező völgyet egyesít. A keletebbiek rövidebbek, Nemesdél—Varászló vidékéről indulnak, élénk reliefű homokbuckás felszínen 6—10 km hosszúságban húzódnak Somogysimonyiig. Mai formájukban csak az újholocén óta alakultak ki, mert olyan területen futnak, ahol a meleg-száraz mogyorófázisban is mozgott a homok, s a defláció

a völgyeket jelentékenyen formálta, egyes helyeken mélyítette, szélesítette (szélbarázda-képződés), másutt homokformákat halmozott fel a völgyben, itt-ott elzárva későbbi nedves időszakok vizeinek a lefolyását. Az ilyen elzárt lefolyásokat több helyen mesterségesen nyitották meg. Tartósan azonban nem alakult ki állóvíz, toálla-pot ezekben az elzárt völgyszakaszokban, mert a homok alatt a viszonylag kevés, főleg csapadékból származó (hiszen kicsiny a vízgyűjtő) víz elszivároghatott.

A tulajdonképpeni fővölgy igen mélyen visszaharapódzott D-re, mégpedig úgy, hogy Somogysimonyinál átvágta a keskeny Zalavár—Balatonmagyaródi-hátat, s attól Ny-ra, a szomszédos Alsó-Zala folytatásába eső, a periglaciális szakaszokban deflációval átfomált, futóhomokbuckás felszínre alakított, hordalékkúp-építő vízrendszer által elhagyott alacsony térszínen gyülekező vizeket fejezte le (50. ábra). Fokozatos hátraharapódzással Inke—Darvaspuszta irányában D-en elérte a Baláta-tó szélbarázdáját, amelynek fölös vizét azóta a Balatonba vezeti. Ezáltal a Dráva-völgyet 12 km-re megközelítő, csaknem 40 km hosszúságú völgy alakult ki. A Baláta-tótól Inkéig csak nagyon lapos, 2—5 m-re a felszínbe mélyülő, 20—100 m széles alluviális síkkal rendelkezik, ami azonban Inkétől Irmamajorig helyenként 500—600 m-re kiszélesedik, s alkalmasnak kínálkozott arra, hogy Varászló és Pat környékén egy, a Balátánál is nagyobb (1,3 km²) és egy kisebb (0,7 km²) halastavat duzzasszanak fel benne (50. ábra). Ezután ismét összeszűkülve töri át a Zalavár—Balatonmagyaródi-hátat, majd Somogysimonyinál csaknem 1 km szélességű alluviális síkon találkozik a keletebbi mellékvölgyekkel.

A főágra igen jellemző, hogy a Baláta-tótól Inkéig 10 km-es szakaszon 160 m-ről 130 m-re (3 m/km), Inkétől Somogysimonyiig 12 km-es szakaszon 130 m-ről 112 m-re (2,33 m/km) esik az alluviális sík felszíne. Ezzel szemben a Somogysimonyinál kitáguló, a Kisbalaton felé helyenként több mint 1,5 km-re kiszélesedő, Balatonhidvégig terjedő 18 km hosszúságú szakaszon csupán 5 m-t (0,31 m/km) esik a völgytalp. Ezen a széles alluviális síkon a Balaton a jelenkori vízállásai alkalmával Komárvárosig terjeszkedett. A tőzeges, lápos sík egyik nagyobb része Kiskomáromi-berek nevet visel.

Érdeemes megemlíteni, hogy a szomszédos Ny-i, az Alsó-Zala meridionális völgyének folytatásában levő, a Határ-árok által Somogysimonyinál lefejezett völgyszakaszon a Baláta-tóig visszavágódott völgynek két nagyobb mellékvölgye is kialakult, az ősi, deflációval később átfomált tágas meridionális völgyben. Az egyik Iharosbény felől indul s Patnál a Halastóhoz fut ki. Felső szakasza Pád-majornál horog formájú, tanúsítva, hogy a lefejezés egy korábban D-nek irányult völgyrészletet ért, a Zalaapáti-hát szegélyén. A völgytalp 8 km távolságon belül 56 m-t esik (7 m/km), aminek az az eredménye, hogy ezen a homokos területen szokatlanul mély, keskeny, fiatalos formájú völgy alakult ki. Mind ebben, mind futásirányának meghatározásában szerepet játszik az a körülmény, hogy a fiatalon is mozgó Inkei mélyszerkezeti rög peremén jött létre.

A másik mellékvölgy, a Vincédi-folyás völgye különösen figyelmet érdemel hidrográfiai és morfológiai sajátosságai miatt. A Balaton-árok kialakulása előtti időszakból öröklött É—D-i irányú völgye a tómedence besüllyedése óta D-ről É, Sandtól Tölösi-puszta (Galambok—Komárváros között) felé mélyült ki. Miután a Somogysimonyi-völgy átvágta a Zalavár—Balatonmagyaródi-hátat s lefejezte a Baláta-tóig visszaharapódzó völgyet, a somogysimonyi áttöréstől Ny felé is megindult egy kis völgy hátravágódása, ami viszont a Vincédi-folyás völgyét fejezte le Tölösi-pusztától D-re (50. ábra). Ez a lefejezés azonban még annyira fiatal stádiumban van, hogy a Vincédi-folyás alsó szakasza nem halt el, a víz a lefejezés helyén bifurkál. A VITUKI-nak a Balaton vízgyűjtőjét feltüntető térképén (Magyarország Hidrológiai Atlasza 1. 1953.) vízválasztót ábrázolnak a Vincédi-folyástól K-re, a lefejező völgyön keresztül.

A példa is világosan tanúsítja, hogy a mozgalmas fejlődéstörténeti múlt, a gyökere paleohidrográfiai változások, az újpleisztocén és holocén folyamán végbement homokmozgás, az antropogén beavatkozások együttes hatására tájunkban rendkívül kusza völgy- és folyóhálózat jött létre.

i) *Alsó-Zala völgye.* Tájunk e legnyugatibb meridionális völgyének a Balaton-árok kialakulása előtti és azzal kapcsolatos fejlődésmentéről korábban már volt szó. A Balaton-árok újpleisztocén kori fokozott süllyedése következtében végbement balatonhidvégi lefejezés óta itt is új vízhalózat alakult ki. Hogy az árok D-i feléből a vizek ma nem folynak végig Balatonhidvégig, hanem Somogysimonyinál keresztezik a Zalavár—Balatonmagyaródi-hátat és utóbbi valamint a Keszthely—Főnyedi-hát között érkeznek ki a Kisbalaton medencéjébe, annak az az oka, hogy a Kisbalaton medencéje a hozzá D-ről csatlakozó Somogysimonyi-völgygel együtt korábban jobban

és délebbre kiterjedően megsüllyedt, mint az Alsó-Zala-völgy, s így ott mélyebb erózióbázis jött létre. Ezzel kapcsolatban ismételtén utalunk BENDEFY L. (1964) izobázis-térképéből adódó következtetésekre. Eszerint az ÉK—D Ny-i, a Középhegyvidék csapásával párhuzamos mélyszerkezettel kapcsolatos jelenlegi vertikális mozgásokat is variálják a meridionális irányú pásztákban különböző mértékben végbemenő mozgások.

A lefejezett Vincédi-folyás és a Zalaapáti-hát K-i peremét jelző szerkezeti vonalon kialakult Miháldi-víz völgyén ugyan még érkezik víz a Kiskomáromi-csatorna közvetítésével az Alsó-Zala árkán át a Zala balatonhidvégi áttörés előtti szakaszához, jórészt azonban csak Galambok—Komárom város vonalától É-ra alakult ki a Balaton-árok keletkezése óta jelentékenyebb vízrendszer a Zala elhagyott árkában. Ez a vízrendszer magában az árokban azonban csökevényes völgyrendszerrel kapcsolatos. Maga a jelenkori fővölgy, a Kiskomáromi-csatorna völgye a Balaton-árok kialakulása előtti nagy, 4 km szélességű meridionális völgy K-i szegélyén 8—12 m mélyre vágódott be a felszínbe, s így alluviális síkján a Balaton jelenkori árvizei is eljuthattak Kiskomáromig, ill. a 400—700 m szélességű alluviumon idáig visszaduzzaszthatták az árok vizeit. A Zalaapáti-hátról érkező mellékpatakok völgyei azonban az árok 115—122 m tszf-i magasságú deflációs, eredetileg hordalékkúp-felszínén csupán néhány m mélyre vágódtak be. Annál jellemzőbb e mellékpatakok völgyének felső, a Zalaapáti-hátra jutó szakaszainak futása. Kitűnően tanulmányozhatók az olyan „horgok”, amilyenek a Marcali-hát Ny-i és K-i lejtőjén is kialakultak. Míg azonban a Marcali-hát a Balatontól D-re, a Zalaapáti-hát e része Ny-ra is (azaz D Ny-ra) van. Ennek következtében itt azt a jelenséget tapasztaljuk, hogy a Balaton szélességi körétől D-re haladva a hát lejtőjén és lábánál a horgok egyre íveltebbek. A Zalaapátiánál kifutó mellékvölgy még hegyesszögben éri el a Zalát, az Egeracsai-völgy már derékszögben (a Balaton-árok Ny-i folytatásában), Zalaszabartól Zalaszentjakabig a hátról kifutó számos völgy azután D felé haladva egyre nagyobb ívben kanyarodik vissza a Balaton-árok irányába. A Nagyradától D-re levők vizeit már a Kiskomáromi-csatorna viszi a Zalába. Valamennyi jellegzetes völgyirány kapcsolatos az erózióbázis fejlődésével.

A Balaton vízgyűjtőjéhez tartozó nagyobb eróziós völgyek vázlatos áttekintése után összefoglalóan hangsúlyozhatjuk, hogy általában az újpleisztocén óta a Balaton-árok süllyedésének eredményeként alakultak ki mai formájukban, É-nak fordult irányban. Erózióbázisuk felé valamennyiük többé-kevésbé a hordalékkúp-építő egységes É—D-i irányú, futásukat gyakorta változtató vízfolyások pályáin mélyült ki. A terület hordalékkúpos-homokos, lapos jellegéből, deflációs átformálásából következik, hogy a szomszédos területek meridionális völgyeihez képest satnyábbak, zavartabb, bizonytalanabb lefutásúak, kevésbé vágódnak a felszínbe, bennük jellegzetes teraszok vagy völgyvállak nem, vagy elvértve jelentkeznek.

j) *A Rinya völgyrendszere.* Még csenevészebb formában éledt újjá a hordalékkúp D-i felében a Balaton-árok keletkezése óta továbbra is a Dráva vízgyűjtőjéhez tartozó területen a vízhálózat. Itt ugyanis a Balaton-árok kialakulása következtében, mivel É-ról nem érkeztek többé vízfolyások, átmenetileg úgyiszlóván teljesen elhalt a vízhálózat, a defláció felszínformáló tevékenysége lépett előtérbe. A régi vízhálózat maradványait, a lapos völgyeket, inkább csak medreket jelentékeny mértékben betemette a homok. Hiszen míg a Balatonhoz közelebbi területeken a defláció, itt az akkumuláció mértéke volt a nagyobb. Ezért tapasztaljuk azt, hogy az újonnan kialakult vízhálózat, a Rinya patakrendszere rendkívül ágas-bogas, s csak részben mutat kapcsolatot a mai É-i vízterülettel. Maga a főág ugyan szerkezetiileg meghatározott É—D-i irányt követ, ami korábbi kapcsolatra utal a balatoni vízgyűjtőhöz tartozó, jelenlegi vízváltástól É-ra levő völgyvel, a Rinya-rendszer mellékágai azonban — úgy tűnik — csak egyes szakaszokon használják a hordalékkúp-építő korábbi vízfolyások útvonalait.

A Rinya főágának vízgyűjtője a Marcali-hát D-re lealacsonyodó felszínén sokkal jobban megközelíti a Balatont (Böhönyéig), mint a két homokos geomorfológiai kiskörzet területéről induló mellékágak (Taranyi-Rinya, Lábodi-Rinya; 50. ábra). Ez szerkezeti okokkal magyarázható: a laposabb homokterületen a Balaton-árok a D-i erózióbázishoz viszonyított fokozottabb süllyedése következtében jobban visszavá-

gódhattak D felé a völgyek, mint az újpleisztocén óta is — különösen É-i felében — emelkedő Marcali-háton. Mélyebbre vágódott völgye csak az 50 km hosszú főágnak (*Nagyatádi-Rinya*) van, főleg a Nemeskisfalud—Böhönye közötti, a Marcali-hát 200 m tszf-i magasságú felszínén kialakult felső szakaszán, ahol a keskeny völgytalp esése 10 m/km. További 45 km-es szakaszán, Babócsáig átlagos esése csupán 0,8 m/km, helyenként alig van völgye, csak igen lapos, 100—300 m széles alluviális felszín kíséri a medret. Segesd környékén egy rövidebb szakaszon, továbbá Nagyatádtól D-re jelentkezik kifejezettebb formában a völgy. Segesdnél, Ötvöskőnyinál, Kivadárnál tavakká duzzasztották vizét. A kivadári Halastó vízfelülete csaknem 1 km². Ez alatt fiatalos, alámosott, 3—8 m-es lejtőperemek határolják a völgyet. Ez a terület korábban említett, fokozott jelenkori emelkedésének következménye: a vízfolyás bevágódik a felszínbe.

A Nagyberek—Dráva-völgy közötti homokterület egy részének vizeit gyűjti össze a *Lábodi-Rinya*. Csököly, Gige vidékéről több ágból indul, de a vízereket csak igen keskeny, lapos, alluviális felszín kíséri. Az ÉK—DNy-i irányú völgyforma csak Mike térségében jut határozottabban kifejezésre, ahol már az alluvium szélessége is alkalmas arra, hogy tavat duzzasszanak fel, hasonlóképpen Lábod felett és Rinyaszentkirálynál a Nagyatádi-Rinya-ba való torkolás előtt.

Tájunk nyugatabbi homokos geomorfológiai kiskörzete D-i részének vizeit gyűjti össze az ÉÉNy—DDK-i irányú *Taranyi-Rinya*. Ugyancsak több satnya ággal indul, amelyek csak Somogyiszob ill. Bolhás térségében alakulnak határozottabban jelentkező völgygé. Tarany alatt csaknem 4 km hosszú, 200 m szélességű halastóvá duzzasztották a vizet. Háromfa térségében több mint 0,5 km-re szélesedik ki az alámosott lejtőkkel határolt, fiatal meander-terasszal keretezett alluvium (26. kép).

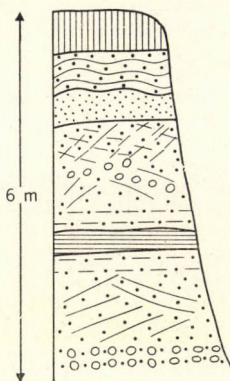
A két legnagyobb mellékágon kívül számos kisebb víz vezet még fel a Rinya. Legjelentősebb (16 km hosszú) a Jákó alól induló *Szabási-Rinya*, amely mentén helyenként 2 km-t is elér a vizenyős alluviális sík szélessége (Nagykorpádtól Ny-ra).

Háromfa—Bakháza vonalától D-re az *egyesült Rinya* több mint 1 km szélességű, határozott, meredek, de viszonylag lapos lejtők közé fogott völgyben folyik. A völgy bevágódott jellegében határozottan mutatkozik a térszín fiatal, jelenleg is észlelhető (BENDEFY L. 1964) emelkedése és az erózióbázis erős pleisztocén végi—holocén súly-



26. kép. A Rinya széles völgysíkjá laterális erózióval alámosott völgyperemmel és meander-terasszal Háromfánál

lyedése. A lapos felszínen inkább a mozgások szakaszosságára, mint éghajlatváltozások hatására létrejött szakaszjellegváltásra utalnak azok a völgyet kísérő 2–3 m relatív magasságú, foltonként megjelenő szintek, amelyeket teraszoknak, többnyire meander-teraszoknak tekinthetünk. Felépítő anyaguk alapján azonban sajnos nem határozható meg eredetük, mert a hordalékkúp anyagából épültek, s a jelentéktelen áttelepítés során az anyag nem változott meg kimutathatóan. Mindenesetre a helyenként mutatkozó feltárásokban folyóvízi településű, kereszttrétegzett, kevés iszapos, ill. durva homoksávval tagolt középszemű homok van (84. ábra), s csak az bizonytalan, hogy a forma „szikla”-terasz-e, avagy a Rinya rakta le hordalékát és véste ki teraszát.



84. ábra. A háromfai feltárás rétegsora: kovárványos futóhomok alatt iszapos, homokos, murvás, kereszttrétegzett folyóvízi üledék

Az egyesült Rinya völgye Babócsánál véget ér, a patak kikerkezik a Dráva alluviális síkjára, ahol jórészt elhagyott Dráva-mederben folytatja útját a magaspart tövében DK felé, s csak jóval lejjebb torkollik. A Dráva medermenti felmagasító munkájának is szerepe van a torkolatelvonszolódás jelenségének létrejöttében.

k) A Rinya-rendszeren kívül tájunknak a Dráva vízgyűjtőjéhez tartozó D-i felében csak néhány kisebb völgy mélyült ki. Általában 20 km-nél nem hosszabbak, 5–10 m-re mélyülnek a felszínbe, alluviális síkjuk szélessége 100–300 m, valamennyiük felső szakasza szerteágazó.

A táj Ny-i határán, Csurgónál lefutó völgy felső szakasza a Zalaapáti-hát magas löszös felszínén alakult ki, s ebbe a felszínbe mélyen bevágódott. Hasonló jellegű a táj K-i határán, a Zselic szegélyén kialakult Hedrehely—Ladi-völgy. A többi homokterületen vágódott be. A nyugatabbi homokos kiskörzeten csak egyikük jelentékenyebb, az Alsó-Zala árának D-i folytatásában, meridionális irányban kialakult, a Dráva síkjára Berzencénél kifutó, számos tóval tarkított alluviummal rendelkező, alsó szakaszán a környezetébe 15 m-re mélyülő Berzencei-völgy.

A keletebbi geomorfológiai kiskörzet területén hasonló a Csokonyavisontai-völgy, a Szuloki-völgy és az Aligvári-patak völgye. Az utóbbi a legjelentékenyebb. Valamennyiüknek sejtethető egyenes É-i irányban a folytatásuk a balatoni vízgyűjtőn. Közöttük azonban széles, síksági vízválasztó alakult ki. Ha fel is használták a Balaton-árok kialakulása előtti, hordalékkúp-építő vízfolyások pályáit, fejlődésük folyamatában szünet következett be a hidrogeográfiai változás után, amihez elsősorban az újpleisztocén kori deflációs folyamatok, amihez elsősorban az újpleisztocén kori deflációs folyamatok,

amelyek járult hozzá. Jelenlegi formájukban tehát a régi vízhálózat csökkenyes utódainak tekinthetők.

l) Az újpleisztocénban bekövetkezett hidrogeográfiai változások során, az azokat létrehozó szerkezeti mozgások kapcsán keletkezett a felső szakaszával tájunk középső K-i részére is behatoló Kapos-völgy. Csapásiránya merőleges a többi nagyobb belső-somogyi völgy csapásirányára. Szerkezetileg meghatározott, amit a völgykeresztmetszetben megfigyelhető aszimmetriával is kifejezésre jutó jelentékeny vetődés tanúsít. D-i, zselici pereme igen meredek és magas, deráziós völgyekkel beréselt, É-i lejtője pedig lankás.

Területünkre jutó főága Kaposfőig vágódott Ny-i irányba vissza. Ennél az ágnál azonban hosszabb a Kaposmérőtől a Zselic peremén DDNy felé Bárdudvarnok—Kardkút vonalában visszavágódott igen mély, aszimmetrikus völgy. Nemcsak hosszát, hanem vízhozamát tekintve is ez a tulajdonképpeni főág (50. ábra), ami azt jelenti, hogy Kaposfő községet jogosan nem illeti meg a neve. Mindkét ág számos forrásból táplálkozik tájunk határzónájában.

m) Az eróziós völgyek vázlatos jellemzése után is hangsúlyoznunk kell, hogy általában nem tiszta típust képviselnek. Az eljegesedési szakaszokban víziük annyira megcsappant, hogy a homokterületeken főként a szél, a Marcali-háton pedig a lejtőfolyamatok hatása jutott érvényre. A szél a völgyek időszakosan száraz medreiben jelentékeny deflációs munkát végzett. Ténykedése a

mindenkori — éghajlattal összefüggő — hidrogeográfiai viszonyoktól függött. Amikor még a völgyet keretező magasabb szinteket növényzet fedte, a kisvízi medrek növényzet nélküli partjait pusztította a defláció. Sajátos klimatikus viszonyok között viszont, amikor gyér növényzetű, vagy növényzet nélküli völgyközeli magasabb felszíneket támadhatott meg a szél, az onnan kifújt homokanyagot gyakran a völgybe hajtotta, nem ritkán elgátolta a völgyet. Ebben az értelemben ezeknek a völgyeknek egyes szakaszai *időről időre komplex folyamatok össz munkája eredményeként formálódtak.* A szél tevékenységére viszonylag kedvező holocén mogyorófazisban korlátozottabb mértékben hasonló folyamatok ugyancsak lejátszódhattak.

A völgyek magasabb szinteken, elsősorban a *Marcali-háton kialakult szakaszai a periglaciálisok alatt kisebb-nagyobb mértékben lösszel és deluviummal töltődhetek ki. A völgyfők pedig deráziós folyamatokkal hátráltak. Időről időre hosszabb völgyszakaszok is deráziós völgygé alakultak. Azonban ennek az ellenkezője mehetett végbé abban az esetben, ha egy-egy kisebb völgy, völgyfő vagy völgyszakasz deráziós folyamatokkal alakult ki, viszont humidusabb szakaszban, többnyire már a holocénban lineáris erózióval tovább formálódott, eróziós-deráziós, vagy ma már teljesen eróziós völgynek tekinthető formává alakult át.* Erre is főként a Marcali-hát felszínén került sor. A kérdés már átvezet a deráziós völgyek kialakulásának értelmezéséhez és e fő típushoz tartozó völgyek jellemzéséhez.

2. Deráziós völgyek

E korábban korráziósnak, ma PÉCSI M. (1964) javaslatára deráziósnak nevezett völgytípus kialakulásával több kutató foglalkozott (BULLA B. 1954, PEJA GY. 1954, 1959, PÉCSI M. 1955, 1961, 1962, 1964, BALLA GY. 1959, SZÉKELY A. 1961, ÁDÁM L. 1964, 1966, SZILÁRD J. 1965, 1967, ÁDÁM L. — MAROSI S. — SZILÁRD J. 1959), s e sorok írója is külön tanulmányban foglalta össze a vonatkozó irodalom kritikai értékelésével saját véleményét e forma kialakulásának feltételeiről és folyamatáról. Ezért itt csak e dolgozat (MAROSI S. 1965) egy-két összegező gondolatát elevenitem fel:

A deráziós völgy a felszínformáló külső erők komplex tényezőktől meghatározott össz munkájának eredménye; átmeneti destruktív forma az areális és a lineáris erózió által létrehozott felszíni jelenségek sorában. Az életre hívó deráziós folyamatok ugyan általában felületileg működnek, de ez a forma kialakulása kezdetén lineáris indítást kapott, s ezért lineáris pályán jött létre; hogy azzá alakult, ami, abban viszont a lejtőn végbemenő areális folyamatok játszanak döntő szerepet. A két folyamat (areális és lineáris) hosszabb időn keresztül kiegyensúlyozott párharcában alakulhat csak deráziós völgygé a forma. Ha az egyensúly tartósan megbillen, a forma minőségileg megváltozik, azaz mint olyan megszűnik. A lejtőit pusztító felületi deráziós folyamatok túlsúlyba jutása esetén a völgy feltöltődik, s csupán a szerencsés körülmények között feltárásban jelentkező kitöltő anyaga tanúskodik arról, hogy ott korábban deráziós völgy volt. Ha viszont a völgyben működő lineáris erózió múlja felül hatékonyságával a lejtőket pusztító, a völgytalpat feltöltő areális folyamatok hatását, akkor a forma tovább fejlődik, s eljut az eróziós völgy stádiumáig, közben vízadó rétegeket megcsapolva. Sem nem csak kőzetmorfológiai, sem nem csak klimatikus mor-

fológiai jelenség tehát a deráziós völgy, hanem korlátozott mértékben mindkettő, de kialakulása, az általam elsődleges feltételeknek nevezett adottságok fennállása — bár sok tényező összejátszásának függvénye — különböző kőzetminőségű területeken és különböző éghajlati viszonyok mellett is bekövetkezhet. Periglaciális éghajlati viszonyok különösen kedvezőek a feltételek előállításához, csökkennek a lineáris folyóvízi eróziós völgyképződés feltételei, de humidusabb időszakban is ez lehet a völgyfejlődés útja, főleg ha kicsi a vízgyűjtő terület. Az eróziós völgyfejlődés kezdeti stádiuma, ill. a völgyfőfejlődés leggyakrabban ezt a formát eredményezi. Rendkívül fontos a növényzet szerepe, ezért különösen antropogén hatásra, az erdőtakaró kiirtása következtében alakulnak ki mérsékelt éghajlati viszonyok között deráziós völgyek. Az időtényező ugyancsak igen fontos szerepet játszik.

A Marcali-háton számos forma jelenleg is az átmeneti állapotban van, a fejlődés különböző fokán levő deráziós völgy, de igen gyakori az eróziós-deráziós völgy is. Altípusokba sorolásukat megnehezíti, hogy igen kevés bennük a feltárás, kitöltődésük mértéke ezért csak helyenként ismeretes.

A szórványos adatokból is megállapítható, hogy a nagyobb esésű és nagyobb méretű, de kicsiny vízgyűjtővel rendelkező, völgyfőtől a völgynyílásig eróziós árok nélküli völgyek *kevésbé vannak kitöltve a lejtőkről lepusztult üledékekkel*. Ez arra utal, hogy fiatal formák, még a fejlődés kezdetibb stádiumában vannak —, de az is lehet, hogy *újra* ott vannak, értve ezen azt, hogy periglaciális viszonyok között már jelentősen kitöltődtek, de azóta a lineáris erózió ismét nagymértékben kitakarította őket. Ilyen völgy pl. a 2 km hosszúságot elérő Balatonberényi-völgy vagy a hasonló méretű, Balatonkeresztúrnál a Marcali-hát pereméről kifutó János-völgy.

Másik altípushoz tartoznak azok a völgyek, amelyek jelentékeny mértékben, *6–8 m vastag deluviális üledékekkel vannak kitöltve*, s ez az üledék mintegy deráziós teraszszintként kivésődött a völgyperemen. Erre példa a Keleviz-völgyhöz Mesztegnyő alatt kifutó deráziós völgy. Kialakulása visszanyúl a pleisztocénba; periglaciális éghajlati körülmények között jelentősen kitöltődött, s azóta újra túlsúlyba jutott lineáris kitakarítása, de az eróziós völgy stádiumát fejlődése jelenlegi fokán még nem érte el, völgytalpán eróziós árok nincs. Nagyobb esőzések alkalmával természetesen sok víz zúdul le benne, kimélyítése is így megy végbe. Egyébként szerkezeti vonalon fut, keresztmetszete is aszimmetrikus. A többi deráziós völgnél sem ritka, hogy szerkezeti vonalat követ, tanúsítva, hogy a lineáris pálya meghatározásában — legalább közvetve — a szerkezet is szerepet játszott.

Harmadik altípus a Marcali-hát eróziós völgyeinek *mellékvölgyei* közül kerül ki legnagyobb számban. Viszonylag enyhe lejtőkön kialakult lapos völgyek ezek, kitöltő anyag nélkül. A jelenkorban a csapadékvizek formálták ki őket. Vízgyűjtőjük és lejtőik meredeksége éppen akkora, hogy a bennük összegyülekező vizek kevesebb anyagot mozgatnak feléjük, mint amennyit képesek kiszállítani. Példaként bemutatjuk a Keleviz-völgy szenyéri horogvölgyének egyik mellékvölgyét. Hogy milyen nagyfokú belőle az anyagkihordás, tehát milyen gyors ütemű a fejlődése, azt világosan tanúsítja, hogy mióta országúttal keresztelték a völgyet, vagyis néhány évtizede elgátolták, az országútnak a völgyfő felőli oldalán a völgyfenék finoman rétegzett lemosott üledékekkel több mint 1 m vastagságban feltöltődött a völgy teljes szélességében és jelentékeny hosszúságában, s ezáltal

magasabb lett itt a völgytalp, mint az útnak a völgynyílás felé levő oldalán (7. kép), jóllehet átereszt is építettek az út alatt, amit viszont állandóan tisztogatni kell, csak mesterségesen lehet nyitva tartani.

Negyedik és talán leggyakoribb altípus a Marcali-hát eróziós völgyei *völgyfőiként* alakult ki (53. ábra). Jelenkoriak ezek is, és túlnyomórészt a kicsiny vízgyűjtőről érkező csapadékvizek munkája nyomán jöttek létre.

Az említett legfontosabb altípusokon kívül számos átmeneti típus is mutatkozik. Pl. a homokterületeken kialakult eróziós völgyek felső szakaszai is csak részben deflációs, részben viszont csapadékvizek által kiformált, eróziós árok nélküli völgyszakaszok. Hangsúlyoznunk kell, hogy egyrészt számos mai eróziós völgy, ill. *völgyszakasz* korábban deráziós völgy volt; másrészt az eróziós völgyek lejtői ma is nagymértékben derázióval, felületi lemosással pusztulnak, szélesednek. Igen gyakoriak a teljesen betemetett pleisztocén deráziós völgyek, amelyek csak feltárásokban nyomozhatók.

Több kutató a völgyek alakrajzi sajátosságai, keresztmetszetük, méreteik alapján osztotta típusokba egyes tájak deráziós völgyeit (PÉCSI M. 1955, PEJA GY. 1959, PINCZÉS Z. 1960, SZÉKELY A. 1961, SZILÁRD J. 1963). Pontos méréseket is végeztek (PÉCSI M. 1962b, SZILÁRD J. 1963, ÁDÁM L. 1966), ami hasznos lehet, ha igen sok völgyre terjed ki és a nagy számok törvénye alapján lehetővé teszi az osztályozást. Tisztában kell viszont azzal lennünk, hogy a formák alakjának meghatározásában oly sok tényező játszik közre, hogy igen gyakran azokra *egyenként aligha, csak együttes szerepükre* tudunk a formákból visszakövetkeztetni. A tényezők együttes hatására, a deráziós völgyképződés feltételeire részben a formák alakrajzi sajátosságai, esetleges kitöltő üledékeik alapján és különböző területeken szerzett tapasztalatok alapján következtethetünk (MAROSI S. 1965b). Hangsúlyozni szükséges azonban, hogy a kialakulásukhoz szükséges számos feltétel közül akár egyetlen ún. másodlagos feltételnek a megváltozása vagy különbözősége is elegendő lehet eltérő altípus létrejöttéhez. Az altípusba sorolást is a legkülönbözőbb alakrajzi sajátosságok — keresztmetszet, hosszszelvény (völgytalp esésgörbéje), lejtők meredeksége, méretek stb. — vagy a kitöltés mértéke, hosszszelvényben a pusztuló és épülő szakasz aránya határozza meg. Mindezek viszont szintén a más alkalommal leírt (MAROSI S. 1965b) feltételektől függenek.

*

Belső-Somogy felszínének kialakulásáról és domborzatáról a fentiekben közzétett összefoglalás a tájban végzett természetföldrajzi kutatáseredményeimnek csak egy részét tartalmazza. Az egyéb tájtényezők vizsgálatának és a vonatkozó rokontudományi eredményeknek alapján készült komplex tájfeldrajzi összefoglalás, Belső-Somogy gazdasági célú természetföldrajzi tájértékelése külön tanulmány tárgya.

Irodalom

- ÁDÁM L. 1953. Morfológiai vizsgálatok a Mezőföld Duna—Sárvíz közti területén. — Földr. Ért. 2. p. 176—200.
- ÁDÁM L. 1954. A mezőföldi löszös területek karsztos formáiról. — Földr. Közl. 2. (78.) p. 339—350.
- ÁDÁM L. 1955a. Észak-Mezőföld geomorfológiája. — Földr. Ért. 4. p. 403—426.
- ÁDÁM L. 1955b. A Velencei-tó és a Zámolyi-medence kialakulása. — Földr. Közl. 3. (79.) p. 307—332.
- ÁDÁM L. 1959. A Móri-árok és északi előterének kialakulása és fejlődéstörténete. — Földr. Ért. 8. p. 277—307.
- ÁDÁM L. 1960. A tolnai Hegyhát kialakulása. — Földr. Ért. 9. p. 143—176.
- ÁDÁM L. 1962a. A Rábántúli-kavicsstakaró. — Földr. Ért. 11. p. 41—52.
- ÁDÁM L. 1962b. A Tolnai-dombság. — Földr. Ért. 11. p. 74—78.
- ÁDÁM L. 1964. A Szekszárdi-dombság kialakulása és morfológiája. — Földr. Tanulmányok 2. Akad. Kiadó, Bp.
- ÁDÁM L. 1965. A Tolnai-dombság kialakulása és természeti földrajzi tájértékelése. — Kand. értekezés. Kézirat. Bp.
- ÁDÁM L. 1966. A Tolnai-dombság deráziós völgyei. — Földr. Ért. 15. p. 449—470.
- ÁDÁM L.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1954. A paksi löszfeltárás. — Földr. Közl. 2. (78.) p. 239—254.
- ÁDÁM L.—MAROSI S.—SZILÁRD J. A Mezőföld természeti földrajza. — Földr. Monográfiák II. Akad. Kiadó, Bp.
- AUJESZKY L.—BERÉNYI D.—BÉLL B. 1951. Mezőgazdasági meteorológia. — Bp.
- BACSÁK GY. 1940. Az interglaciális korszakok értelmezése. I—III. Az Időjárás.
- BACSÁK GY. 1942. A skandináv eljegesedés hatása a periglaciális övön. — M. Orsz. Meteorológiai és Földmágnességi Int. Kisebb Kiadványai.
- BACSÁK GY. 1944. Az utolsó 600 000 év földtörténete. — Földt. Int. Vitaülései. Bp.
- BACSÓ N. 1959. Magyarország éghajlata. — Bp.
- BACSÓ N.—KAKAS J.—TAKÁCS L. 1953. Magyarország éghajlata. OMI. Bp.
- BALKAY B. 1960. A magyarországi földkéreg szerkezete. — Geofizikai Közl. 9. p. 5—21.
- BALOGH K.—HORUSITZKY F.—KRETZOI M.—NOSZKY J.—RÓNAI A.—SZENTES F. 1958. Magyarázó Magyarország 1:300 000-es földtani térképéhez. — Műszaki Könyvkiadó, Bp.
- BARISS M. 1953—1954. Az eljegesedések okai és a Milanković—Bacsák-elmélet. I—III. — Földr. Közl. 1. (77.) p. 205—231, 2. (78.) p. 11—46, 137—152.
- BARTHA F. 1959. Finomrétegtani vizsgálatok a Balaton környéki felső-pannon képződményeken. — Földt. Int. Évk. 48.
- BARTHA F.—SOÓS L. 1955. Die pliozäne Molluscenfauna von Balatonszentgyörgy. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 6.
- BEBESI GY. 1937. A Kapos vízrajza. — Dombóvár.
- BENDEFY-BENDA L. 1934. A magyar föld szerkezete. — Bp.
- BENDEFY L. 1935. Adatok Vas vármegye levantei kavicsstakarójának ismeretéhez. — Vasi Szemle, 2.
- BENDEFY L. 1958. Szintezési munkálatok Magyarországon 1820-tól 1920-ig. — Akad. Kiadó, Bp.
- BENDEFY L. 1959. Niveauänderungen im Raum von Transdanubien auf Grundzeitgemässer Feineinwägungen. — Acta Tech. Akad. Scient. Hung. 1. p. 167—169.
- BENDEFY L. 1964. Geokinetic and crustal structure conditions of Hungary as recorded by repeated precision levelings. — Acta Geol. 8. p. 395—411.

- BERG, L. Sz. 1953. Éghajlat és élet. — Akad. Kiadó, Bp.
- BORHIDI A. 1958. Belső-Somogy növényföldrajzi tagolódása és homokpusztai vegetációja. — MTA Biol. Csop. Közl. 1. p. 343—378.
- BORHIDI A.—J. KOMLÓDI M. 1959. A csapadék- és vízszingadozás összefüggése a Baláta-tó természetvédelmi területén. — Időjárás, 63. p. 225—229.
- BORHIDI, A.—JÁRAI-KOMLÓDI, M. 1959. Die Vegetation des Naturschutzgebiets des Baláta-Sees. — Acta Bot. Acad. Scient. Hung. 5. p. 259—320.
- BORSY Z. 1961. A Nyírség természeti földrajza. — Földr. Monográfiák V. Akad. Kiadó, Bp.
- BORSY Z. 1965. Görgetettségi vizsgálatok a magyarországi futóhomokokon. — Földr. Ért. 14. p. 1—16.
- BORSY Z. 1965. Wind-blown sand regions of Hungary. — Acta Geol. 9.
- BÖCKH J. 1872. A Bakony déli részének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk.
- BULLA B. 1928. A Keszthelyi-hegység földrajza. — Földr. Közl.
- BULLA B. 1937—1938. Der pleistozäne Löss im Karpatenbecken. — Földt. Közl. 67. p. 196—215, 289—309, 68. p. 33—58.
- BULLA B. 1938. A magyar medence periglaciális képződményei és felszíni formái. — Földr. Közl.
- BULLA B. 1941. A nyugati országrészek. — Magyar Szemle Kincestára. Bp.
- BULLA B. 1943. Geomorfológiai megfigyelések a Balatonfelvidéken. — Földr. Közl. 71. p. 18—45.
- BULLA B. 1951a. A magyar föld geomorfológiai kutatásának főbb kérdései. — Földr. Könyv- és Térképtár Ért. 2. p. 55—75.
- BULLA B. 1951b. A Kiskunság kialakulása és felszíni formái. — Földr. Könyv- és Térképtár Ért. 2. p. 101—116.
- BULLA B. 1954. Általános természeti földrajz. II. — Tankönyvkiadó, Bp.
- BULLA B. 1956. Folyóteraszproblémák. — Földr. Közl. 4. (80.) p. 121—141.
- BULLA B. 1958. A Balaton és környéke földrajzi kutatásairól. — Földr. Közl. 6. (82.) p. 313—324.
- BULLA B. 1962. Magyarország természeti földrajza. — Tankönyvkiadó, Bp.
- BÜDEL, J. 1937. Eiszeitliche und rezenter Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. — Peterm. Mitt.
- CHOLNOKY J. 1902. A futóhomok mozgásának törvényei. — Földt. Közl. 32. p. 6—38.
- CHOLNOKY J. 1918. A Balaton hidrográfiaja. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. I. köt. II. rész. Bp.
- CHOLNOKY J. 1926. A földfelszín formáinak ismerete (Morfológia). — Bp.
- CHOLNOKY J. 1936. Magyarország földrajza. — A Föld és élete 6. Bp.
- CHOLNOKY J. é. n. Somogy vármegye természeti viszonyai. — Magyarország vármegyéi és városai. Somogy vármegye. Bp.
- DUBAY L. 1956. A nagylengyeli terület mélyföldtani viszonyai. — Földt. Közl. 86. p. 257—264.
- DYLIK, J. 1963a. Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstocénkiej. — Acta Geogr. Lodziensia. Łódź.
- DYLYK, J. 1963b. Magyarország periglaciális problémái. — Földr. Ért. 12. p. 453—464.
- EGYED L. 1953. A mélyszerkezet és a morfológia kapcsolata Dunántúlon a geofizikai vizsgálatok tükrében. — Természettud. Kar Évk. ELTE kiadása. Bp.
- EGYED L. 1957. Vízfolyások, morfológia és a tektonika kapcsolata. — Földt. Közl. 87. p. 69—72.
- ERDÉLYI M. 1961—1962. Külső-Somogy vízföldtana. — Hidr. Közl. 41. p. 441—458, 42. p. 56—65.
- ERDÉLYI M. 1963. A Balatonnak és környezetének változásai az ember tevékenysége következtében. — Hidr. Közl. 43. p. 219—224.
- FEKETE Z.—HARGITAI L.—ZSOLDOS L. 1964. Talajtan és agrokémia. — Mezőgazd. Kiadó, Bp.
- FERENCZI I. 1924. Geomorfológiai tanulmányok a Kismagyaralföld déli öblében. — Földt. Közl. 54. p. 17—38.
- GERTIG B. 1962. Somogy megye mezőgazdasági földrajza. — Földr. Közl. 10. (86.) p. 45—69.
- GÓCZÁN L. 1955. A Szentendrei-sziget geomorfológiai fejlődéstörténete. — Földr. Ért. 4. p. 301—318.
- GÓCZÁN L. 1960a. A Tapolcai-medence kialakulástörténeti problémái. — Földr. Ért. 9. p. 1—30.

- GÓCZÁN L. 1960b. Közép-Nyugat-Dunántúl-i felszínfejlődési problémák. — A Magyar Földrajzi Társaság XIV. Vándorgyűlése. Zalaegerszeg. p. 27—30.
- GÓCZÁN L. 1962. A Marcal-medence. — Földr. Ért. 11. p. 58—60.
- GÓCZÁN L. 1966. A Marcal-medence talajföldrajza. — Kand. értekezés. Kézirat. Bp.
- GÓCZÁN L.—MAROSI S. 1955. Az 1955. évi Földrajzi Kongresszus természeti földrajzi kirándulása útvonalának vázlatos ismertetése. — MTA Soks. p. 1—8. Bp.
- GRIPP, K. 1929. Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburger Spitzbergen-Expedition, 1927. — Hamburg.
- GYÖRFFY D. 1957. Geomorfológiai tanulmányok a Káli-medencében. — Földr. Ért. 6. p. 265—302.
- GYÖRFFYNÉ MOTTI M. 1941. Az interglaciálisok és interstadiálisok a magyarországi emlősfauuna tükrében. — Földt. Int. Évk. 35.
- HAJÓSY F. 1952. Magyarország csapadékvizonyai. 1901—1940. — Magyarország éghajlata 6. sz. OMI. Bp.
- HALAVÁTS GY. 1911. A balatonmelléki pontusi korú rétegek faunája. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. Első köt. Első rész. Függelék. A Balatonmellék palaeontológiája. IV. köt. Bp.
- HOFFMANN K. 1875—1878. A Déli-Bakony bazaltkőzetei. — Földt. Int. Évk. 3.
- HORVÁTH L. 1938. Nagykanizsa—Csurgó közötti vidék morfológiája és hidrográfiája. — Bölcsészdoktori értekezés. Bp.
- INKEY B. 1877. Adatok az 1876. évi Somogy megyében észlelt földrengésekről. — Földt. Közl. és Term. tud. Közl.
- JAKUCS P. 1962. A domborzat és a növényzet kapcsolatáról. — Földr. Ért. 11. p. 203—217.
- JAKUCS P.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1964. Mikroklímamérések és természeti földrajzi megfigyelések az Osztopáni meridionális völgyben (Buzsák—Lengyeltóti között). — Földr. Ért. 13. p. 425—446.
- JAKUCS P.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1967. Mikroklímamérések és komplex természeti földrajzi típusvizsgálatok a belső-somogyi futóhomokon (Nagybajom). — Földr. Ért. 16. p. 161—186.
- JUDD, J. W. 1876. On the Origin of Lake Balaton. — Geological Magazin, II. Decad. III. Vol.
- JUGOVICS L. 1953. A Déli Bakony és a Balatonfelvidék bazaltterületei. — Földt. Int. Évi Jel.
- JUGOVICS L.—KRETZOI M.—CSÁNK E.-né, 1953. Felsőjégkori emlősmaradványok a Badaesony bazaltkúpjáról. — Földt. Int. Évi Jel.
- KADÓC O. 1911. A Balaton vidékének fosszilis emlősmaradványai. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. Első köt. Első rész. Függelék. A Balatonmellék Palaeontológiája, IV. köt. Bp.
- KAKAS J. (szerk.) 1962. Magyarország éghajlati atlasza. — Akad. Kiadó, Bp.
- KÁDÁR L. 1935a. Futóhomoktanulmányok a Duna—Tisza közén. — Földr. Közl. 63. p. 4—15.
- KÁDÁR L. 1935b. A nyírbátori széllyukak. Két különös szélbarázda. — Földr. Közl. 63. p. 337—344.
- KÁDÁR L. 1938. A széllyukakról. — Földr. Közl. 66. p. 117—121.
- KÁDÁR L. 1951. A Nyírség geomorfológiai problémái. — Földr. Könyv- és Térképtár Ért. 2. p. 117—132.
- KÁDÁR L. 1954a. A szél felszínalakító munkája. — Általános természeti földrajz, II. p. 236—245. Tankönyvkiadó, Bp.
- KÁDÁR L. 1954b. Az eróziós folyamatok dialektikája. — Földr. Közl. 2. (78.) p. 107—126.
- KÁDÁR L. 1956. A magyarországi futóhomok-kutatás eredményei és vitás kérdései. Földr. Közl. 4. (80.) p. 143—163.
- KÁDÁR L. 1957. A kovárványos homok kérdése. — Földr. Ért. 6. p. 1—10.
- KÁDÁR L. 1960. Hordalékmozgás és folyószakasz jelleg (hozzászólásokkal). — Földr. Ért. 9. p. 309—379.
- KÁDÁR L. 1966. Az eolikus felszíni formák természetes rendszere. — Földr. Ért. 15. p. 413—448.
- KÁDÁR L.—PAPP A.—SZABÓ I. 1964. Adalékok a Magyar-medence felszínfejlődéséhez. — Acta Geogr. Debr. 10/3. p. 163—220. Debrecen.
- KÁROLYI Á.—PÓCS T. 1954. Adatok Dél-Nyugat-Dunántúl növényföldrajzához. — Bot. Közl. 45. p. 257—267.
- KEREKES J. 1941. Hazánk periglaciális képződményei. — Földt. Int. Vitaülései, Bp.

- KERTAI Gy. 1952. A magyarországi kőolaj- és földgáztelepek keletkezése. — MTA Műszaki Tud. Oszt. Közl. 5. p. 85—97.
- KERTAI Gy. 1957. A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolaj-kutatás eredményei alapján. — Földt. Közl. 87. p. 383—393.
- KÉRY M. 1952. Magyarország hóviszonyai. 1929/30—1943/44. — OMI hivatalos kiadványai. Bp.
- KÉZ A. 1931. A balatoni medencék és a Zala-völgy. — Term. tud. Közl. Pótfüzet.
- KÉZ A. 1943. Újabb teraszmegfigyelések a Zala mentén. — Földr. Közl. 71. p. 1—18.
- KÉZ A. 1956. A korráziós völgyek egy fajtájáról (dellék). — Földr. Ért. 5. p. 343—348.
- KLATKOWA, H. 1961. Problèmes de l'origine et de l'âge des vallées en berceau. — Abstract of Papers. INQUA VIth Congress.
- KOGUTOWICZ K. 1929. Belső-Somogy. — Föld és Ember.
- KOGUTOWICZ K. 1930, 1936. A Dunántúl és a Kisalföld írásban és képen. I—II. — Szeged.
- KORCSMÁROS I. 1938. A Keszthelyi halomgerinc balatoni szinlői. — Földr. Közl. 66. p. 235—252.
- KORMOS T. 1911a. Új adatok a balatonmelléki alsópleisztocén rétegek geológiájához. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. Első köt. Első rész. Függelék. A Balatonmellék Palaeontológiája, IV. köt. Bp.
- KORMOS T. 1911b. Adatok a somogymegyei Nagyberek geológiai és faunisztikai viszonyainak ismeretéhez. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. Első köt. Első rész. Függelék. A Balatonmellék Palaeontológiája, IV. köt. Bp.
- KOVÁCS Gy. 1938. Széllýuk. — Földr. Közl. 66. p. 53—54.
- KÖRÖSSY L. 1963. Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. — Földt. Közl. 93. p. 153—172.
- KRETZOI M. 1951. A Zalavidék földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi. Jel.
- KRETZOI M. 1953. A negyedkor taglalása gerinces fauna alapján. — Alföldi Kongresszus. Akad. Kiadó, Bp.
- KRIEGER, S. (?) kb. 1770. Descriptio Fluvii Sio, et Lacus Balaton Una cum tabellis profunditatis et latitudinis ac longitudinis et calculis emolumentorum ex derivatione et ex siccatione promanantium. Praesentata Commissioni Regiae per Regium in negotis hoc sperantem geometram. — Kézirat, Akad. Könyvtár.
- KRIVÁN P. 1953. A pleisztocén földtörténeti ritmusai. Az új szintézis. Alföldi Kongresszus. Akad. Kiadó, Bp.
- KRIVÁN P. 1958. Jégencsés-leveles állótundra jelenségek Magyarországon. — Földt. Közl. 88. p. 201—208.
- LÁNG S. 1950. Geomorfológiai tanulmányok a Rába-völgyben. — Hidr. Közl. 30. p. 267—276, 465—472.
- LÁNG S. 1952. Hazánk vízgyűjtőjének felszíne. — Hidr. Közl. 5—6. sz.
- LÁNG S. 1954. Geomorfológiai megfigyelések a Zalai-dombvidéken. — Földr. Ért. 3. p. 568—574.
- LÁNG S. 1958. A Bakony geomorfológiai képe. — Földr. Közl. 6. (82). p. 325—346.
- LÁNG S. 1963. Opponensi vélemény Szilárd J.: A Külső-Somogyi-dombság felszínalak-tana és gazdasági életének természeti földrajzi feltételei c. kandidátusi értekezéséről. — Kézirat. Bp.
- LÁNG S. 1964. Természeti földrajzi tényezőink jelenlegi működése. — Akad. doktori értekezés. Kézirat. Bp.
- LÁSZLÓ G. 1919. A Balaton lápjai. — A Magyar Orvosok és Természetvizsgálók Vándorgyűlésének Munkálatai. 36. p. 176—179.
- LÓCZY L. (sen.) 1913. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. I. köt. I. rész. I. sz. Bp.
- LOVÁSZ Gy. 1956. Adatok a zalai völgyek geomorfológiájához. — Földr. Ért. 5. p. 381—397.
- LOVÁSZ Gy. 1960. A Zalai-dombság felszínfejlődési vázlata. — A Magyar Földrajzi Társaság XIV. Vándorgyűlése. Zalaegerszeg. p. 21—26.
- LOVÁSZ Gy. 1961. Adatok a Dráva vízgyűjtőjének vízjárásviszonyaihoz. — Földr. Ért. 10. p. 23—44.
- LOVÁSZ Gy. 1963. Geomorfológiai tanulmányok a Dráva-völgyben. — MTA Dunántúli Tud. Int. Értekezések.
- LŐRENTHEY I. 1911. Adatok a balatonmelléki pannóniai korú rétegek faunájához és

- stratigrafiai helyzetéhez. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. Első köt. Első rész. Függelék. A Balatonmellék Palaeontológiája, IV. köt. Bp.
- Magyarország Hidrológiai Atlasza I. 1953. Folyóink vízgyűjtője 3. A Sió és a Balaton. VITUKI, Bp.
- MAROSI I. 1925—28. Geológiai és agrogeológiai jegyzetek Somogy vármegyéből. — Földt. Int. Évi Jel.
- MAROSI S. 1953. Morfológiai megfigyelések a Mezőföld déli részén. — Földr. Ért. 2. p. 218—233.
- MAROSI S. 1954. Geomorfológiai megfigyelések a Mezőföld Balatontól északkeletre elterülő részén. — Földr. Ért. 3. p. 433—443.
- MAROSI S. 1955. A Csepel-sziget geomorfológiai problémái. — Földr. Ért. 4. p. 279—300.
- MAROSI S. 1958. Budapest és környéke futóhomok-területeinek morfológiája. — Budapest természeti képe. p. 300—310. Akad. Kiadó, Bp.
- MAROSI S. 1960. Felszínfejlődési problémák Belső-Somogyban. — A Magyar Földrajzi Társaság XIV. Vándorgyűlése. Zalaegerszeg. p. 31—35.
- MAROSI S. 1962. Belső-Somogy. — Földr. Ért. 11. p. 61—68.
- MAROSI S. 1965a. Belső-Somogy felszínalakitása és gazdasági életének természeti földrajzi feltételei. — Kand. értekezés. Kézirat. Bp.
- MAROSI S. 1965b. A deráziós völgyekről. — Földr. Ért. 14. p. 229—242.
- MAROSI S. 1966. Kovárványrétegek és periglaciális jelenségek összefüggésének kérdései a belső-somogyi futóhomokban. — Földr. Ért. 15. p. 27—40.
- MAROSI S. 1967. Megjegyzések a magyarországi futóhomokterületek genetikájához és morfológiájához. — Földr. Közl. 15. (91.) p. 231—255.
- MAROSI S. 1968. A Marcali-hát geomorfológiája. — Földr. Ért. 17. p. 185—210.
- MAROSI S. 1969. Adatok Belső-Somogy és a Balaton hidrogeográfiájához. — Földr. Ért. 18. p. 419—456.
- MAROSI S.—SZILÁRD J. 1957. Pleisztocén kovárványos homok Somogyban. — Földr. Ért. 6. p. 522—523.
- MAROSI S.—SZILÁRD J. 1958. A Balaton somogyi partvidékének geomorfológiai képe. — Földr. Közl. 6. (82.) p. 347—361.
- MAROSI S.—SZILÁRD J. 1962. Physisch-geographische Bedingungen des Wirtschaftslebens im Somogyer Hügelland. — Földrajzi Konferencia Kiadv. Bp.—Balaton-szabadi. p. VI/1—18.
- MAROSI S.—SZILÁRD J. 1963a. A természeti földrajzi tájértékelés módszertani kérdései, különös tekintettel dombsági tájak értékelésére. — MTA FKC's Elméleti és Módszertani Vitaanyagai, 2. p. 1—20. Bp.
- MAROSI S.—SZILÁRD J. 1963b. A természeti földrajzi tájértékelés elvi-módszertani kérdéseiről. — Földr. Ért. 12. p. 393—417.
- MAROSI, S.—SZILÁRD, J. 1964. Landscape evaluation as an applied discipline of geography. — Studies in Geography 2. (Applied Geography in Hungary). p. 20—35. Akad. Kiadó, Bp.
- MAROSI S.—SZILÁRD J. 1967. Új irányzatok az MTA Földrajztudományi Kutató Intézet természeti földrajzi kutatásaiban. — Földr. Közl. 15. (91.) p. 1—24.
- MAROSI S.—SZILÁRD J. 1969. A lejtőfejlődés néhány kérdése a talajképződés és a talajpusztulás tükrében. — Földr. Ért. 18. p. 53—67.
- MATTYASOVSKY J. 1956. A talajtípus, az alapközet és a lejtőviszonyok hatása a talajeróziós folyamatok kialakulására. — Földr. Közl. 4. (80.) p. 355—364.
- MÁNDY F. 1952. Homoktalajaink korszerű hasznosítása. — Agrártud. p. 115.
- MIHÁLTZ I. 1955. Erosionszyklen—Anhäufungszyklen. — Acta Univ. Szegediensis.
- MIHÁLYINÉ LÁNYI I. 1953. A magyarországi löszváltozatok és egyéb hullóporos képződmények osztályozása. — Alföldi Kongresszus. Akad. Kiadó, Bp.
- PATAKI J. 1960. A mezőgazdaság felszínformáló hatása a Szekszárdi-dombvidéken. — MTA Dunántúli Tud. Int. Értekezések.
- PÁVAI VAJNA F. 1925. A földkéreg legfiatalabb tektonikus kéregmozgásairól. — Földt. Közl. 55. p. 63—85.
- PÉCSI M. 1955a. Eróziós és korráziós völgyek és vízmosások képződése a Duna völgyében Dunaalmás és Nyergesújfalú között. — Földr. Ért. 4. p. 41—54.
- PÉCSI M. 1955b. Morfológiai adatok a Móri-árok kavicsainak keletkezési körülményeihez. — Földr. Ért. 4. p. 395—402.
- PÉCSI M. 1956. Újabb völgyfejlődéstörténeti és morfológiai adatok a Duna-völgy Pozsony (Bratislava)—Budapest közötti szakaszáról. — Földr. Ért. 5. p. 21—41.

- PÉCSI M. 1957. Kalocsa és Kecel—Kiskőrös környékének geomorfológiai kérdései. — Földr. Ért. 6. p. 421—442.
- PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. — Földr. Monográfiák III. Akad. Kiadó, Bp.
- PÉCSI M. 1961. A periglaciális talajfagyjelenségek főbb típusai Magyarországon. — Földr. Közl. 9. (85.) p. 1—24.
- PÉCSI M. 1962a. A Kisalföld geomorfológiai képe. — Földr. Közl. 10. (86.) p. 113—140.
- PÉCSI M. 1962b. A negyedkori korrázions folyamatok hatása a felszínalakulásra és üledékképződésre Magyarországon (fő tekintettel a szerkezeti és vázталajok képződésére). — Akad. doktori értekezés. Kézirat. Bp.
- PÉCSI M. 1962c. A magyarországi pleisztocénkori lejtős üledékek és kialakulásuk. — Földr. Ért. 11. p. 19—39.
- PÉCSI M. 1962d. Tíz év természeti földrajzi kutatásai. — Földr. Ért. 11. p. 305—336.
- PÉCSI M. 1964a. A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései. — Földr. Ért. 13. p. 1—29.
- PÉCSI M. 1964b. A magyarországi szerkezeti talajok kronológiai kérdései. — Földr. Ért. 13. p. 141—156.
- PÉCSI, M. 1964c. Ten years of physico-geographic research in Hungary. — Studies in Geography 1. Akad. Kiadó, Bp.
- PÉCSI M. 1965. A Kárpát-medencebeli löszök, löszszerű üledékek típusai és litosztratiográfiai beosztásuk. — Földr. Közl. 13. (89.) p. 324—332.
- PÉCSI M. 1966. Összefüggések a lejtőmorfológia és a negyedkori lejtőüledékképződés között. — MTA Föld- és Bányászati Tud. Oszt. Közl. 1. p. 219—250.
- PÉCSI M. 1967. A löszfeltárások üledékeinek genetikai osztályozása a Kárpát-medencében. — Földr. Ért. 16. p. 1—18.
- PÉCSI M. 1968. A lejtőüledékek fő típusai és felhalmozódásuk dinamikája. — Földr. Ért. 17. p. 1—15.
- PÉCSI M.—PÉCSINÉ DONÁTH É. 1959. Elemző módszerek alkalmazása a geomorfológiai kutatásban. — Földr. Ért. 8. p. 165—178.
- PEJA Gy. 1955. Morfológiai megfigyelések a Duna—Dráva közében. — Földr. Közl. 3. (79.) p. 205—229.
- PEJA Gy. 1959. Adatok az agyagos-homokos területek felszíni formáinak ismeretéhez. — Kand. értekezés. Kézirat.
- PENCK, A. 1894. Morphologie der Erdoberfläche I—II. Stuttgart.
- PÉWÉ, T. L. 1954. Effect of permafrost on cultivated fields Fairbanks Area, Alaska. Geol. Surv. Bull.
- PINCZÉS Z. 1960. A Zempléni-hegység déli részének természeti földrajza. — Kand. értekezés. Kézirat.
- POPOV, A. I. 1959. Periglaciálnüе i drugije zonalnүje merzlotnүje javlenija (szovremennүje i drevnyije). — Veszt. Moszkv. Univ. Szer. Biol. Pocsv. Geol. i Geogr. 2. sz.
- PRINZ Gy. 1942. Magyarország földrajza. — Bp.
- PRINZ Gy. 1958. Az országdomborzat földszármazástani magyarázata. A „Tisia”-elmélet tükrében (hozzászólásokkal). — Földr. Közl. 6. (82.) p. 213—236.
- RÉTHLY A. 1952. A Kárpátmedencék földrendései. — Akad. Kiadó, Bp.
- RÓNAI A. 1956. A magyar medencék talajvize, az országos talajvíztérképező munka eredményei, 1950—1955. — Földt. Int. Évk.
- SCHIEFFER V.—KÁNTÁS K. 1949. A Dunántúl regionális geofizikája. — Földt. Közl. 79. p. 327—356.
- SCHMIDT E. R. 1958. Geomechanika. — Akad. Kiadó, Bp.
- SCHMITTHENNER, H. 1926. Die Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung. — Zeitschr. f. Geom.
- SCHWÁB M. 1960. Déldunántúli fúrások pliocén mollusca faunájának vizsgálata. — Kézirat.
- SCHWÁB M.—Sz. HAJÓS M. 1954. A balatonmárfiafürdői magaspart földtani szelvénye és faunája. — Földt. Int. Évi Jel.
- SCHWARZBACH, M. 1952. Ein Pseudo-Eiskeil aus den Albaner Bergen bei Rom. — Geol. Rundschau, 40.
- SOERGEL, W. 1936. Diluviale Eiskeile. — Zeitschr. D. Geol. Ges. 88.
- SOMOGYI S. 1960. Magyarország folyóhálózatának kialakulása. — Kand. értekezés. Kézirat. Bp.
- SOMOGYI S. 1961. Hazánk folyóvízhálózatának fejlődéstörténeti vázlata. — Földr. Közl. 9. (85.) p. 25—50.
- SOMOGYI S. 1962a. A Vasi-Hegyhát és a Kemeneshát. — Földr. Ért. 11. p. 52—58.

- SOMOGYI S. 1962b. A holocén időszakra vonatkozó kutatások földrajzi (hidromorfológiai) értékelése. — Földr. Ért. 11. p. 185—202.
- SOMOGYI S. 1962c. Kísérlet a pleisztocén éghajlattípusok néhány hazai értelmezésének párhuzamosítására. — Földr. Ért. 11. p. 166—169.
- STEFANOVITS P. 1953. A nyírségi kovárványos homok. — MTA Agrártud. Oszt. Közl. 3. p. 1—11.
- STEFANOVITS P. 1959. A talajföldrajz eredményei és feladatai Magyarországon. — Földr. Közl. 7. (83.) p. 21—43.
- STEFANOVITS P. 1963. Magyarország talajai. II. kiad. — Akad. Kiadó, Bp.
- STRAUSZ L. 1941. A dunántúli pannon szintezése. — Földt. Közl. 71. p. 220—235.
- STRAUSZ L. 1942a. Adatok a dunántúli neogén tektonikájához. — Földt. Közl. 72. p. 40—52.
- STRAUSZ L. 1942b. A Dunántúl középső részének pannon korú rétegei. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 35. P. Min. Geol. Al.
- STRAUSZ L. 1949. A Dunántúl DNy-i részének kavics-képződményei. — Földt. Közl. 79. p. 8—68.
- STRAUSZ L. 1950. Miocén képződmények a DNy-dunántúli fúrásokban. — Földt. Közl. 80. p. 247—257.
- STRAUSZ L. 1952. Kavicsstanulmányok a Dunántúl középső részéből. — Földt. Közl. 83. p. 119—136.
- SÜMEGHY J. 1923. Földtani megfigyelések a Zala—Rába közé eső területről. — Földt. Közl. 53. p. 18—28.
- SÜMEGHY J. 1939. A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. — Földt. Int. Évk.
- SÜMEGHY J. 1940. A magyar medence pliocénjának és pleisztocénjának osztályozása. — Beszámoló a Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól. II.
- SÜMEGHY J. 1951. Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. — Földt. Int. Évi Jel.
- SÜMEGHY J. 1952. Újabb földtani adatok a Nyugat-Magyarországi medencéből. — Földt. Int. Évi Jel.
- SÜMEGHY J. 1953. A magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése. — Földt. Int. Évi Jel.
- SÜMEGHY J. 1955. A magyarországi pliocén és pleisztocén. — Akad. doktori értekezés. Kézirat. Bp.
- SZABÓ P. Z. 1953. A természeti földrajz a szocializmus építésének eszköze. — Földr. Közl. 1. (77.) p. 79—99.
- SZABÓ P. Z. 1955. A fiatal kéregmozgások geomorfológiai és népgazdasági jelentősége Dél-Dunántúlon. — Dunántúli Tud. Gyűjtemény. 4. Pécs.
- SZABÓ P. Z. 1957. Délkelet-Dunántúl felszínfejlődési kérdései. — Földr. Ért. 6. p. 397—419.
- SZABÓ P. Z. 1964. A Dráva alföldi jellegű síkságának alakтана. — Földr. Ért. 13. p. 261—275.
- SZÁDECZKY-K. E. 1936. Pleisztocén struktúratalajok az alföldi és a bécsi medencékben. — Földt. Közl. 66. p. 213—228.
- SZÁDECZKY-K. E. 1938. Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. — Sopron.
- SZÁDECZKY-K. E. 1941. Ősi folyók a Dunántúlon. — Földt. Ért.
- SZÁDECZKY-K. E. 1965. The Physical Methods Applied in Pleistocene Research in Hungary. — Acta Geol. 9. p. 1—10.
- SZALAI T. 1960. A Kárpátok keletkezése. Tisia. — Földr. Ért. 9. p. 439—461.
- SZALAI T. 1961. A Tisia és a Pannónikum belsőhegysége. — Földr. Ért. 10. p. 335—355.
- SZALÁNCZI GY. 1953. Települési és szerkezeti megfigyelések a dél-zalai kőolajmezőkön. — Földt. Közl. 84. p. 115—120.
- SZENTES F. 1943. Aszód távolabbi környékének földtani viszonyai. — Magyar Tájak Földtani Leírása.
- SZESZTAY K. (szerk.) 1961. A Keszthelyi-öböl feliszapolódása. — VITUKI, Bp.
- SZÉKELY A. 1961. A Mátra és környezetének kialakulása és felszíni formái. — Kand. értekezés. Kézirat. Bp.
- SZÉKELY A. 1963. Opponensi vélemény Szilárd J.: A Külső-Somogyi dombtság felszínalaktana és gazdasági életének természeti földrajzi feltételei c. kandidátusi értekezéséről. — Kézirat.
- SZÉKELY A. 1964. A Mátra természeti földrajz. — Földr. Közl. 12. (88.) p. 199—218.

- SZÉKELY A. 1965. Opponensi vélemény Marosi S.: Belső-Somogy felszínalkatana és gazdasági életének természeti földrajzi feltételei c. kandidátusi értekezéséről — Kézirat.
- SZÉKYNÉ F. V.—BARABÁS A. 1951. Adatok a dunántúli medence harmadkori vulkánosságához. — Földt. Közl. 87. p. 63—68.
- SZILÁRD J. 1953. Morfológiai megfigyelések a Mezőföld nyugati részén. — Földr. Ért. 2. p. 201—217.
- SZILÁRD J. 1954. Geomorfológiai megfigyelések a Mezőföld északnyugati részén. — Földr. Ért. 3. p. 444—454.
- SZILÁRD J. 1955. Geomorfológiai megfigyelések Kiskőrös és Paks vidékén. — Földr. Ért. 4. p. 263—278.
- SZILÁRD J. 1960. Külső-Somogy néhány felszínalkatani kérdése. — A Magyar Földrajzi Társaság XIV. Vándorgyűlése. Zalaegerszeg. p. 36—42.
- SZILÁRD J. 1962. Külső-Somogy. — Földr. Ért. 11. p. 68—74.
- SZILÁRD J. 1963. A Külső-Somogyi-dombság felszínalkatana és gazdasági életének természeti földrajzi feltételei. — Kand. értekezés. Kézirat. Bp.
- SZILÁRD J. 1965a. A külső-somogyi meridionális völgyek. — Földr. Ért. 14. p. 201—227.
- SZILÁRD J. 1965b. A magyarországi periglaciális deráziós völgyképződés egyes kérdései. — Földr. Közl. 13. (89.) p. 225—237.
- SZILÁRD J. 1966. A Balaton-árok külső-somogyi peremének lejtőformái. — Földr. Ért. 15. p. 9—25.
- SZILÁRD J. 1967. Külső-Somogy kialakulása és felszínalkatana. — Földr. Tanulmányok 7. Akad. Kiadó, Bp.
- SZTRÓKAY K. 1935. Zalavölgyi pontusi homok szedimentpetrográfiai vizsgálata. — Földt. Közl. 65. p. 281—291.
- SZUROVY G. (szerk.) 1957. A kőolajkutatás és feltárás módszerei Magyarországon. — Akad. Kiadó, Bp.
- TROLL, C. 1944. Strukturböden, Solifluktion und Frostklima der Erde. — Geol. Rundschau, 3.
- VADÁSZ E. 1945. A Dunántúl hegyszerkezeti alapvonalai. — Dunántúli Tud. Int. Kiadv. 3. Pécs.
- VADÁSZ E. 1954. Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. — MTA Műszaki Tud. Oszt. Közl. 14. p. 217—248.
- VADÁSZ E. 1960. Magyarország földtana. II. kiadás. — Akad. Kiadó, Bp.
- VAJK, R. 1943. Adatok a Dunántúl tektonikájához geofizikai mérések alapján. — Földt. Közl. 73. p. 17—38.
- Vita Somogyi Sándor: Hazánk folyóhálózatának kialakulása c. kandidátusi értekezéséről (összeáll.: Marosi S.) 1962. Földr. Ért. 11. p. 131—148.
- VITÁLIS I. 1911. Adatok a Balaton vidéki pliocén és pleisztocén korú képződmények sztratigráfiájához. — Földt. Közl. 41. p. 428—436.
- VITÁLIS I. 1913. A balatonvidéki bazaltok. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. Függelék. Bp.
- VÖLGYI L. 1959. A nagyalföldi kőolajkutatás újabb eredményei. — Földt. Közl. 89. p. 37—51.
- WEISS A. 1911. A Balaton vidékének pleisztocénkori csiga és kagylófaunája. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. I. köt. I. rész. Függelék.
- WINKLER-H. A. 1938. Geologisch-morphologische Beobachtungen in Südwestungarn. — Zentralbl. f. Min.
- WINKLER-H. A. 1957. Geologisches Kräftespiel und Landformung. — Wien.
- ZALÁNYI B. 1953. Kagylósrák (Ostracoda)-faunák rétegtani értékelése. — Földt. Int. Évi Jel.
- ZALÁNYI B. 1954. Magyarországi kagylósrák (Ostracoda)-faunák rétegtani értékelése. — Földt. Int. Évi Jel.
- ZÓLYOMI B. 1936. Tízezer év története virágporszemekben. — Term. tud. Közl.
- ZÓLYOMI B. 1952. Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól (hozzászólásokkal). — MTA Biol. Tud. Oszt. Közl. p. 491—530.

A kiadásért felelős az Akadémiai Kiadó igazgatója

Felelős szerkesztő: Szigeti Mihály

Műszaki szerkesztő: Várhelyi Tamás

Terjedelem: 15 (A/5) ív + 1 db melléklet

Ak 1043 k 7073

70.69138 Akadémiai Nyomda, Budapest

Felelős vezető: Bernát György

Ádám László

***A Tolnai-dombság
kialakulása
és felszínalaktana***

Földrajzi tanulmányok 10.

186 oldal · Fűzve 32,— Ft

A Tolnai-dombság sokarcú, változatos múltú és életsorsú tájáról első ízben ad összefoglaló természeti képet a két fő fejezetre tagolódó földrajzi munka.

Az első fejezetben a terület sztratigráfiai és szerkezeti viszonyaival szoros összefüggésben a földtörténeti múlt változatos eseménysorozata bontakozik ki, és a dombsági táj dinamikus fejlődéstörténete tárul az olvasó elé.

A második fejezetben összehasonlító genetikai-morfológiai elemzés alapján a táj formatípusait, ill. formacsoportjait eleveníti meg a szerző. E fejezetben kifejezésre jut az a tudatos törekvése, hogy tudományos megállapításait a gyakorlati élet számára gyümölcsöztesse. Főleg a termőtalaj és az aprólékosan felszabdalt felszínnek gyors ütemű lepusztulásáról közöl értékes számszerű adatokat.



AKADÉMIAI KIADÓ
BUDAPEST

