

**AKADÉMIAI DOKTORI ÉRTEKEZÉS**

**Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében  
a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán**

Írta  
**SCHWEITZER FERENC**

Budapest, 1993

## TARTALOM

1. Előzmények és célkitűzés, módszerek . . . . .	4
2. Paratethys a Pannonban . . . . .	8
3. A miocén–pliocén határ . . . . .	14
4. Jelentősebb száraz–meleg időszakok a későneogénben és a negyedidőszak alsó határán . . . . .	16
5. Pannon végi szárazulattá válás, hegyláb felszín-képződés kezdetei, delta-, hordalékkúp-, félsivatagi- és sztyepsiáság formálódás . . . . .	20
5.1. Lóczy pannóniai–pontusi sivatagi fázisa . . . . .	20
5.2. A mogyoródi és a szaharai „sivatagi kéreg” ásványtani és geokémiai elemzése és az ezek alapján levonható következtetések . . . . .	32
5.3. A pannon végi szárazulattá válást alátámasztó mélyfúrási és geofizikai adatok . . . . .	39
5.4. A szél által polírozott, ún. „sivatagi mázas” kavicsok . . . . .	43
6. Szemiarid klimatikus körülmények és a pedimentáció fő időszaka . . . . .	45
6.1. Nevezéktani kérdések . . . . .	45
6.2. A hegyláb felszínének kora és típusaik . . . . .	59
7. A meleg mediterrán terra rossa képző időszak, a Csarnótánium . . . . .	71
7.1. A típusos vörösgyagok és a vöröses agyagok geomorfológiai helyzete, ásványtani és geokémiai elemzése és ezek alapján levonható következtetések . . . . .	71
7.2. Valódi vörösgyagok . . . . .	74
7.3. Vöröses agyagok . . . . .	79
7.4. Típusos vörösgyagok és vöröses agyagok geomorfológiai helyzete és kora . . . . .	84
7.5. Az idősebb hegyláb felszínének feltagolódása és az édesvízi mészkőképződés újraindulása . . . . .	92

7.6. Villányium (3,0–1,8 millió év); átmenet a meleg–nedves időszakból a száraz–meleg időszakba . . . . .	95
7.6.1. A száraz–meleg időszaki löszök és löszszerű üledékek megjelenése a Kárpát-medencében . . . . .	98
7.7. A harmad- és negyedidőszaki határ problematikája és más lehetséges határok . . . . .	99
8. A kéregmozgások jellege és nagyságrendje a későkainozoikumban és a negyedidőszakban az édesvízi mészkövek alapján . . . . .	108
9. Összefoglalás . . . . .	111
Irodalom . . . . .	113

## 1. Előzmények és célkitűzés, módszerek

1.1. Már közel harminc éve, hogy munkámat elkezdtem az MTA Földrajztudományi Kutató Intézetben. Igazgatóm, PÉCSI MÁRTON akadémikus, a természetföldrajz és rokon tudományainak professzorai, ill. kiemelkedő kutatói: BORSY Z., PINCZÉS Z., JAKUCS L., JÁNOSSY D., SZÉKELY A., KRETZOIM., STEFANOVITS P., WEIN GY., VÉRTES L., LÁNG S., JUHÁSZ J., PANTÓ G., MAROSI S., SIMON T., GÁBORI M. segítő és együttműködő készsége, szakmai segítségére biztosította kutatómunkám nehezen induló kezdeteit, majd a nagy áldozatokkal járó folyamatosságát, amihez hozzájárult több tudományterület kiváló, ma már nemzetközi hírű művelőjével kialakult szakmai-baráti munkakapcsolatom is.

A disszertációban *áttekintést szeretnék adni* azokról az eredményekről, amelyeket kandidátusi értekezésem megvédését követően, az utóbbi 10–12 évben értem el a *Pannon-medence belsejének a fiatal újkori és a negyedidőszaki domborzatformálódása sajátosságainak* vizsgálata során. A dolgozatban *áttekintést kísérek meg adni* a magyarországi felsőmiocén végén és a pliocén időszakban lejátszódott fontosabb geomorfológiai *folyamatokról*, azok újszerű értelmezéséről, a folyamatok eredményeként létrejött geomorfológiai *formákról és azok koráról*. Ugyancsak célul tűztem ki a *hagyományos geomorfológiai és üledékföldtani módszereken kívül* egyrészt az emlős faunára alapított *bio-kronológiai–biosztratigráfiai*, másrészt az *abszolút kronológiai* és geokémiai vizsgálatokra alapított lehetőségek feltárását és alkalmazását is.

Hangsúlyoznom kell ugyanakkor, hogy nem lehetett céлом teljességre törekedni, mivel úgy gondolom, a téma teljes körű megoldását csak kollektív munkával lehet megkísérelni.

A Pannon-medence fiatal újkori domborzatának új szemléletű feldolgozását nagyban elősegítette, hogy – többször jelentős anyagi áldozatot is vállalva – lehetőségem volt megismerni az INQUA és más nemzetközi szervezetek által szervezett konferenciákon és terepi kutatásokon a legújabb tudományos eredményeket, a *különböző klimatikus viszonyok között képződött felszínek és korrelatív üledékek típusait*. Így pl. a *vörösagyagokat, az idős löszösszleteket,*

*a széleróziós és akkumulációs formákat, a hegylábfelszíneket, a periglaciális területek formakincsét, a teraszokat és nem utolsó sorban az édesvízi mészköveket.*

Munkámat az a felismerés is indította, hogy a legújabb vizsgálati adatok figyelembevételével kísérletet tegyek más megközelítésű eredményeket produkálni. A pliocén időszak értékelésében az *áttekintő ösföldrajzi kapcsolatok-ra* fektettem a fő hangsúlyt, mivel a hazai adatok esetenként hiányosak.

A geomorfológiai felszínre települő üledékek esetében rendelkezésre álló, olykor kevés hazai adat sarkallt arra, hogy a hazai geomorfológiai felszíneket, ill. üledékek korát máshol jól ismert és feltárt, több esetben általam is vizsgált rétegtani adatokhoz igazítsam, vállalva a *párhuzamosítás* kockázatait is.

Bízom abban, hogy az értekezésemben olvasható következtetések, adatok hosszabb távon hatnak, másokat nem sértenek és a kronológiai keretek elég rugalmasak lesznek ahhoz, hogy később újabb eredményeket, ill. adatokat fogadjanak be.

1.2. Hazánk mai felszínének kialakulását a felszín alatt található kőzetösszletek képződésének és egymást követő felszínalakulások többszáz millió év időtartamú eseménysorozata előzte meg, amelyet a földtörténeti kutatás tár fel. A hazai földkéreg fejlődéstörténete során tengerek, szárazföldek, vulkáni hegyvonulatok; az egykori földtani korok igen változatos földfelszínei követték egymást. Ezeket az egykori felszíneket és geomorfológiai jellegzetességeiket a földtudományok sokrétű kutatási módszereinek alkalmazásával nyerhető *ösföldrajzi rekonstrukciók* tárják elénk, a rendelkezésre álló földtani adatok mennyiségétől és minőségétől függően több-kevesebb bizonytalansággal terhelt.

A jelenből induló, időben visszafelé haladó ösföldrajzi rekonstrukció az eltelt idő növekedésével egyre bizonytalanabb, mivel az egymásra halmozódó földtörténeti események a rekonstrukció alapjául szolgáló földtani adatok mind nagyobb részét semmisítik meg. A földtörténeti események jellegéből következően tehát sem a geomorfológiai, sem a földtani *adatrendszer* sohasem lehet teljes. Ezért a geomorfológiai–földtani kutatásoknál mindig szükség van a hiányzó adatokat pótló *gondolati elemekre, hipotézisekre*. Ilyen esetekben

azonban nagy figyelemmel kell lenni a hipotézisek megalapozottságára, az alkalmazandó geomorfológiai–földtani elméleti alapok helyességére.

Hazánk az Alpok, Kárpátok és a Dinaridák által határolt Kárpát-medencében foglal helyet, így várható, hogy szigethegységei, medencéinek alzata és üledékei a mai hegységeket alkotó földtani képződményekkel mutatnak rokonságot.

*A lemeztektonika szemléletében született számos modern szerkezetani, ill. ősföldrajzi tanulmány (GÉCZY B. 1973, STEGENA L. 1973, HORVÁTH F. 1973, MÁRTON P.–MÁRTONNÉ SZALAY E. 1978, 1981, BALLA Z. 1980, 1984, KOVÁCS S. 1980, 1982, MAJOROS GY. 1980, KÁZMÉR M. 1984, BÁLDIT. 1982, FÜLÖP J.–BREZSÁNSZKY K.–HAAS J. 1988) eredményeként ma már tudjuk, hogy hazánk és a Kárpát-medence egységes területként megközelítően csak a középsőmiocén óta létezik. Ekkorra alakult ki és állt össze ez a terület alapvetően két kéregszerkezeti egységből, kéreglemezből: az afrikai eredetű Északnyugati és az európai eredetű Délkeleti szegmensből.*

Magyarország felszínfejlődéstörténeti kutatásának egyik legnagyobb adóssága a *pliocén időszak domborzat-formálódás tisztázása, időtartamának és ritmusának pontosítása, helyes értelmezése, valamint ősföldrajzi képének megrajzolása.*

Az időszak üledékképződési körülményeinek figyelmen kívül hagyása azért is érthetetlen, mert a harmadidőszaknak egy olyan részéről van szó, amely időben a negyedidőszakkal együtt hozzánk legközelebb áll, s mint ilyen, nagyban hozzájárulhat a mai földtani, földrajzi arculat teljesebb értelmezéséhez. Az is igaz, ez az időszak a bazalton és az édesvízi mészkőn kívül gazdaságilag jelentős nyersanyagokat nem hagyott hátra, hacsak a mai folyóhálózat megjelenését és az ehhez kapcsolódó üledékeket (kavics, homok) nem tekintjük annak.

A pliocén időszak tartama az olasz–francia javaslat szerinti terjedelemben 2,5–3 millió év, amely idő alatt a belső medencebeli területeken 200–1300 m, a medenceperemi részeken és a szárazföldi területeken 10–250 m vastag üledék keletkezett (pl. a gödöllői homok).

*A fenti értelemben leszűkített pliocén terméke egy kelet-európai kifejlődésű szárazföldi üledéksor, amely a levantei emelet megnevezéssel került be az irodalomba. Szintekre (piacenzai, asti) történő tagolását viszont már a mediterrán térségből írták le. De a Kárpát-medence belsejében található pliocén üledékek teljes mér-*

tékben nem azonosíthatók az eredetileg leírt levantei rétegekkel és szintekkel. Ezért nem használtuk az utóbbi időben a levantei elnevezést, hanem ezt a szakaszt csak felsőpliocénnek (ekkor a miocén–pliocén határ a szarmata–pannon határ volt), később csak pliocén emeletként (itt a miocén–pliocén határ 5,5 millió év) emlegették.

E néhány adat is azt érzékelteti, hogy a pliocén felszínfejlődést magyarázó irodalomban egymástól nagyon eltérő, tisztázatlan nézetek élnek. Ez abból adódik, hogy a különböző szerzők különböző üledékek, ill. „emelet” formák képződését sorolták ez időszak képződményeihez.

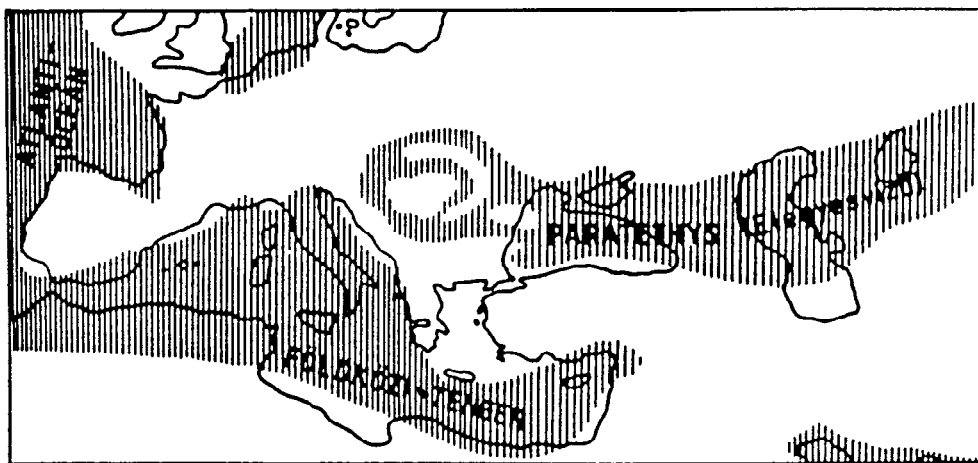
A magyar geomorfológia hagyományosan *felszín-fejlődéstörténeti irányzatú* volt. Korábban a kutatások homlokterében a domborzat kialakulása és a *geokronológiai vonatkozások* álltak. A domborzatalakító endogén és exogén hatások szerepét és egymáshoz viszonyított arányát különböző módon értékelték hazánkban és külföldön egyaránt. Voltak, akik inkább a *tektonikának*, többen főként az *exogén erőknek*, míg mások a *két folyamat együttes hatásának* tulajdonították a geomorfológiai formák kialakulását. LÓCZY L. (1913), CHOLNOKY J. (1916) deflációs elméletével, BULLA B. (1954, 1956) éghajlati geomorfológiai koncepciójával, PÉCSI M. (1982, 1993) alternatív eróziós és akkumulációs felszínformálódási modelljével a mindenkori magyar geomorfológusok témaválasztását és a kutatás szemléletét jelentősen formálta.

Dolgozatom témaválasztását is az *alternatív eróziós és akkumulációs felszínformálódási modell és LÓCZY–CHOLNOKY deflációs elmélete* befolyásolta.

A választott téma izgalmas (lehet), hiszen a *beltengeri állapot megszűnése, a szárazulattá válás* nem sok helyen „fogható meg” ilyen jól, mint a Kárpát-medencében, s olyan témaköröket érint, mint a *Kárpát-medence bel-sejének feltöltődését és kiszáradását, elsivatagosodását, a hegylábfelszín-formálódás problematikáját, a folyóhálózat kialakulását, de érinti a plio–pleisztocén határ kérdését, a vörösagyagok korát és a későkainozoikum szerkezeti mozgásainak mértékét is.*

## 2. Paratethys a Pannonban

DUDICH E. ifj. (1977), DUDICH E. ifj.–GIDAI L. (1980), BÁLDI T. (1971, 1980, 1983), SIPOSS Z. (1964), KORPÁS L. (1981), ANDREÁNSZKY G. (1954), GÓCZÁN F. (1973) vizsgálataiból tudjuk, hogy az *eocén–oligocén* során a *Tethys bezáródásával a Ny-i Tethys – amely a Lyoni-öböltől az Alpok É-i lejtőin át húzódott K felé – maradványaként kialakult az ún. Paratethys*, amely azután a Kárpát-medence központi, túlnyomó részben belső területén, a neogén fejlődéstörténet során meghatározó szerepet töltött be. A hegységkeret és a medencealakulatok fő kontúrjai a szávai és a fiatalabb miocén hegységképző mozgások során alakultak ki, amelyekhez jelentős riolitos, andezites vulkáni tevékenység – alsó riolittufa  $19,6 \pm 4$  millió év K/Ar vizsgálattal – is tartozott. A jelentős gyűrődés, amely az Európa középső részén nagyjából K–Ny-i irányban elhelyezkedő tengerárat, a Paratethyst érte, azt eredményezte, hogy az elvesztette közvetlen kapcsolatát a mediterrán tengerrel, amely ekkor tulajdonképpen még óceán volt (ADAMS, C.G. 1976, KENNETH, J.–HSÜ, A. 1973; 1. ábra).



1. ábra. A Paratethys kiterjedése 15 millió évvel ezelőtt (KENNETH, J.–HSÜ, A szerint)

Ez az az időszak (az *alsómiocén*), amikor a Paratethys kezdett elhalni a környezetében lévő és kialakuló hegységkeret felől a folyóvizek által beszállított üledékanyaggal. HÁMOR G.–JÁMBOR Á. et al. (1985), JÁMBOR



Á.-KORPÁS L.-KRETZOI M. et al. (1971), GÉCZI B. (1973), KÓKAI J. (1971), BODA J. (1959) vizsgálatai alapján a miocén középső részének első felében feltehetően az eurázsiai lemez mozgásának megfelelően a klíma a Kárpát-medencében és tágabb környékén ariddá vált. A száraz, félig száraz klimatikus környezetben jelentős evaporit képződés ment végbe (gipsz és kősó) és jelentős telepek keletkeztek Turkesztántól Wieliczkáig. Bár a Kárpát-medence jelentős területe kimaradt ebből a folyamatból, de K-i és ÉK-i részén – Nagyszentmihály, Batiza, Felsősóka, Aknaszlatina –, valamint a középső részén, a Zsámbéki-medencében ismerjük nyomaikat (KSIAZBIEWICZ, M.-LESKO, B. 1959, SZALAI T.-SZENTES F. 1940, SZENTES F. 1942, JÁMBOR Á. 1967, RAVASZ CS. 1976).

A tengerek élővilága is megérezte az elzártságot. A kisebb medencék erősen ki voltak téve részben a bepárlódási, részben pedig a kiédesedési hatásoknak. Az alsómiocén tengerekben jelentek meg pl. először a híres congeriás csökkentsósvízi mollusca faunák.

A bepárlódás és az azt követő felhígulás miatt a szarmata emelet tengere a bádeni tengerek faunájának már csak töredékét tartalmazza. Eltűntek a cápák, hiányoznak a Cephalopodák (fejlábúak), a korallok stb. (VADÁSZ E. 1953, RAVASZ CS. 1976, GÓCZÁN F. 1973, KORDOS L. 1978, 1992, KRETZOI M. 1941, BÁLDI T. 1980, JÁMBOR Á. 1981).

A tengerek fejlődése Európa területén három részre különült el. A Mediterráneum középső részében nagy vonalakban a miocén végéig kitartottak a tengeri, sőt az óceáni viszonyok. Kelet-Európában a tengervíz kiédesedése lassabban és szakaszosan zajlott le. A *Kárpát-medencében* viszont – amely süllyedő területté vált – gyorsan ment végbe, de *végig nyomon követhető volt a sekély beltenger feltöltődése.*

A Paratethys területén a leglényegesebb változás a *szarmata végén*, 12 millió évvel ezelőtt következett be. Ny-i része megszűnt, a középső része pedig a Kárpátok és a Dinaridák emelkedése miatt elszakadt és csak egy Dardanella típusú kapcsolat maradt fenn a Keleti-Paratethyssel. A *Pannon-tónak* már a havasalföldi tóval is csak a mai Vaskapu környékén (Porta Ferreai út) volt összeköttetése (RÖGL, F.-STEININGER, F. 1983, SERES J.-MARINESCU, F. 1974).

A Paratethys területén a *miocén végén és a pliocén elején* még jelentősebb változások következtek be. A Mediterráneum ekkor fűződött le az Indiai- és az Atlanti-óceántól, kialakult a „*messinai sókrízis*”, a tenger bepárlódott. Ekkor alakult ki a Földközi-tenger medencéiben a többszáz méter vastag só- és gipsztelepek.

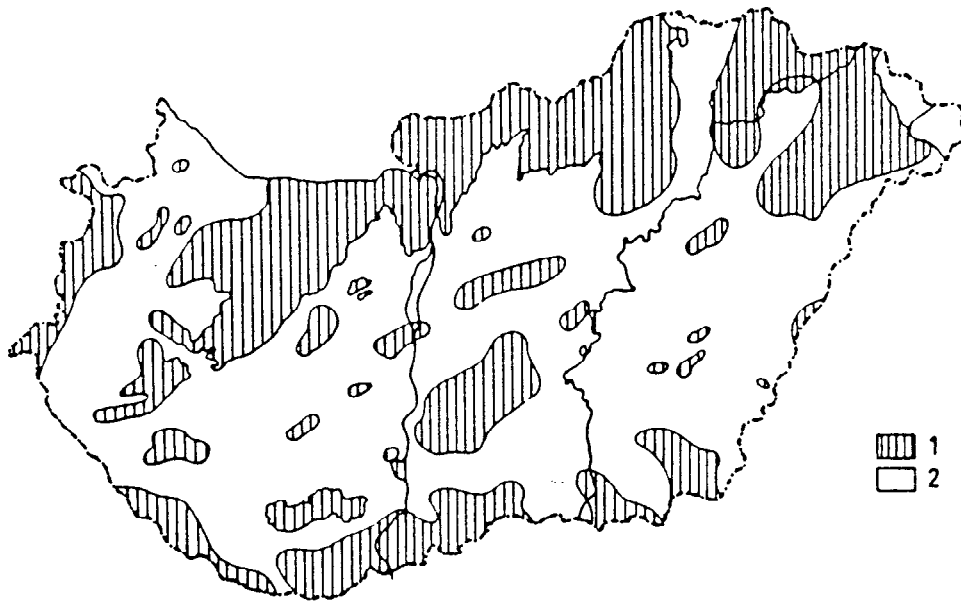
A messinai sóképződési időszakot követően a Mediterráneumban igen jelentős tektonikus (attikai) mozgások (nálunk blokkmozgások) zajlottak le. Lényegében ez oldja fel a sókrízist, a tengeri összeköttetés helyreállt és lényegében a maihoz hasonló kép alakult ki.

A Kárpát-medence területén, főként a *medence belsejében a pannóniai képződmények a Paratethys létének utolsó szakaszát jelentik.*

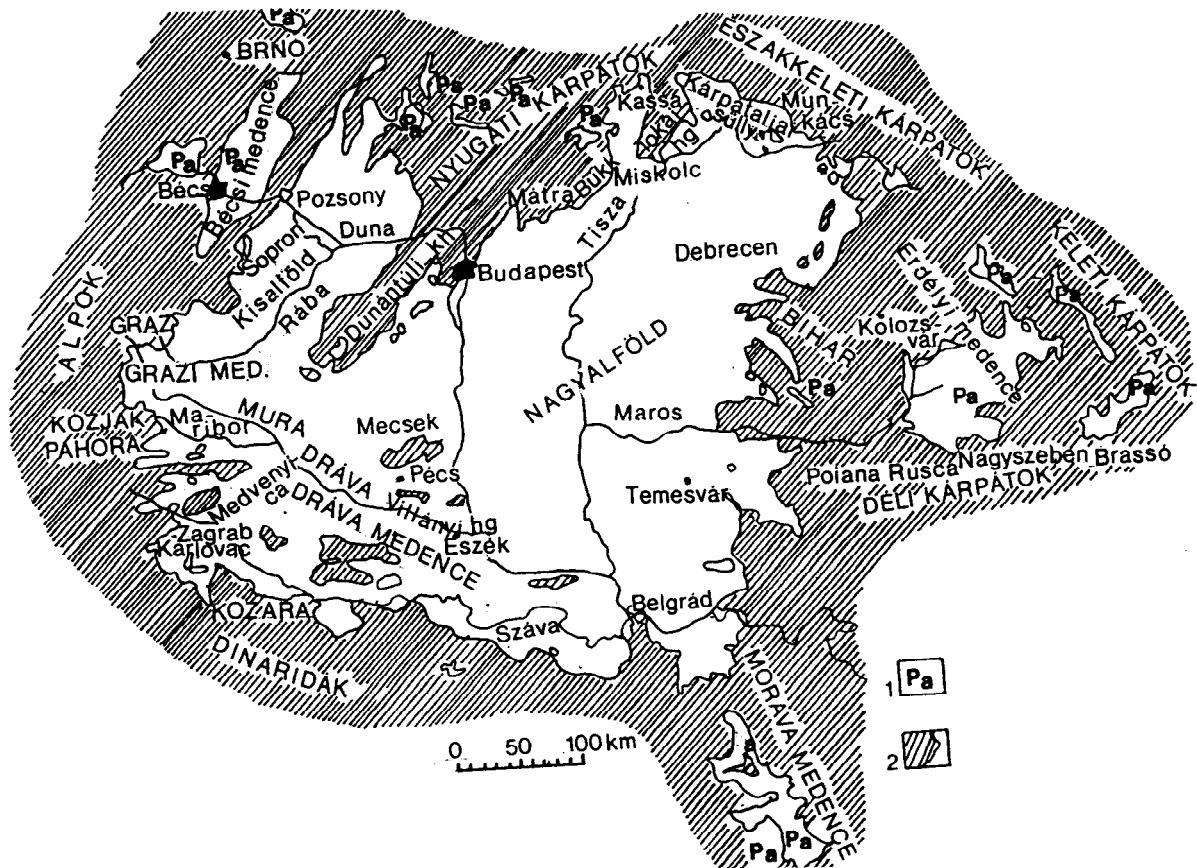
A Pannon-medence erős süllyedése miatt az *alsópannóniai (felsőmiocén)* emeletben lényegesen nagyobb területet borított el a Pannon-tó vize, mint a szarmata beltenger (2., 3. ábra). A magyar középhegységek nagyobb részét azonban nem öntötte el, sőt az alsópannóniai emeletben mind a Dunántúlon, mind az Alföldön számos sziget, ill. szigethegy (Bakony, Vértes, Gerecse, Budai-hg., Pilis, Cserhát, Mátra, Bükk, Tokaji-hg., Mecsek, Villányi-hg.) emelkedett ki a Pannon-tóból (4. ábra).

Közismert tény, hogy minden tó előbb vagy utóbb feltöltődik, különösen akkor, ha olyan magas hegységkeret övezi, mint az Alpok, Kárpátok, Dinaridák koszorúja. A Pannon-tó töltődése viszonylag hosszú ideig tartott, mert fenékszintje, különösen az Alföldön tartós süllyedésben volt. A feltöltődés főképpen a delták révén történt. Az igen finomszemű hordalék (agyag, iszap), ami a deltákon nem rakódott le, a medence mélyebb részeibe is eljutott, mert a tavi áramlások a tó egész területén elteregték azt (POGÁCSÁS GY.–JÁMBOR Á. et al. 1989).

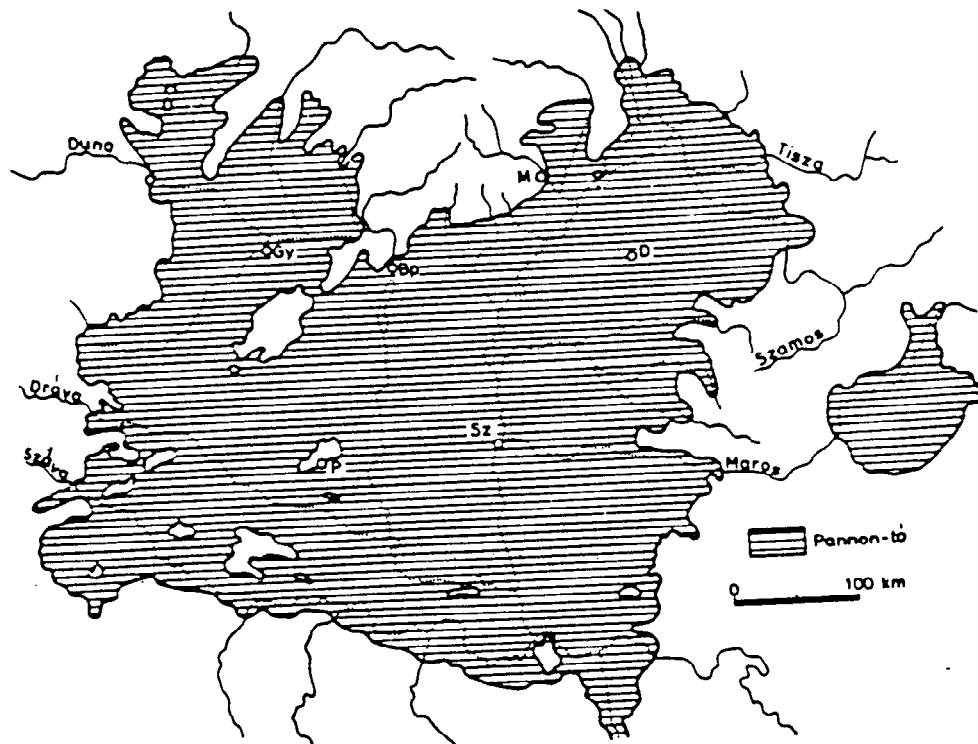
A *felsőpannóniai (pontusi)* emeletben, a feltöltődés utolsó stádiumában a Pannon-tó már teljesen elsekélyesedett és a Pannon-medence peremterületein megkezdődött a *hordalékkúp-síkságok kialakulása és a folyók hordalékkat a medence belsejébe is elszállították.* Így a pannóniai emelet kezdetén a még számottevő tavi üledékképződés egyre kisebb jelentőségű lett, lassanként az egész üledékgyűjtő medence *fluviolakusztikus vízrendszerre* alakult át. Ennek a sajátos vízrendszernek a folyóhálózata nagyon sok homokot rakott le.



2. ábra. A szarmata képződmények elterjedésének vázlata (HÁMOR G.-SZENTGYÖRGYI K. szerint).— 1 = szárazulat; 2 = csökkentsósvízi kifejlődés



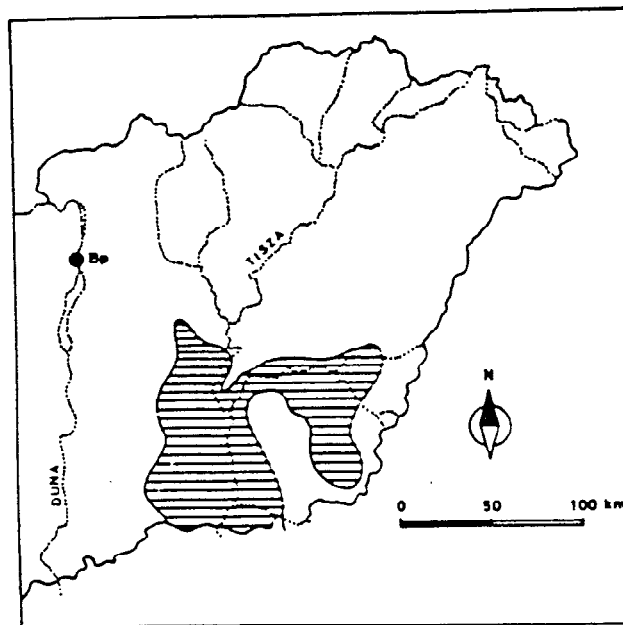
3. ábra. A pannóniai képződmények elterjedése a Kárpát-medencében (a Carte Geologique Internationale de l'Europe 1 : 1 500 000 [1969] alapján).-1 = pannóniai képződmények elterjedése; 2 = pannóniainál idősebb képződmények elterjedése



4. ábra. A Pannon-tó legnagyobb kiterjedése idején (Szerk. JÁMBOR Á.)

A 30–100 m vastag keresztarégzett homok szinte az egész Dunántúlt beborította.

Az abszolút kortani adatok alapján tűnik úgy, hogy a Pannon-tó legelőször a Dunántúlon és az Alföld ÉK-i részén töltődött fel. A K/Ar kormeghatározások adatai szerint 3,5–3,2 millió évvel ezelőtt a Dunántúl nagyobb része már feltöltődött síkság volt (BORSY Z.–BALOGH K.–KOZÁK M.–PÉCSKAY Z. 1987) és a Pannon-tó az Alföld D-i területére húzódott vissza (5. ábra). RÓNAI A. (1985), COOK, H. B. S.–HALL, J. M.–RÓNAI, A. (1981) vizsgálatai alapján tudjuk, hogy a vésztoi fúrásban 5 millió évtől nincs pannóniai tavi üledék. Az egyre kisebb kiterjedésű tavat (levantei) a beléje torkolló, sok hordalékot szállító vízfolyások viszonylag rövid idő alatt, már a pliocén végére feltöltötték, így az Alföld területe is feltöltött síksággá alakult át. A pliocéntől a Dunántúl azonban valamivel kiemeltebb térszíni helyzetben volt, mint a tovább süllyedő Alföld. A területek ősföldrajzi képe is különbözött. A Dunántúlon, mint láttuk, nagyon sok keresztarégzett homok borította a fel-



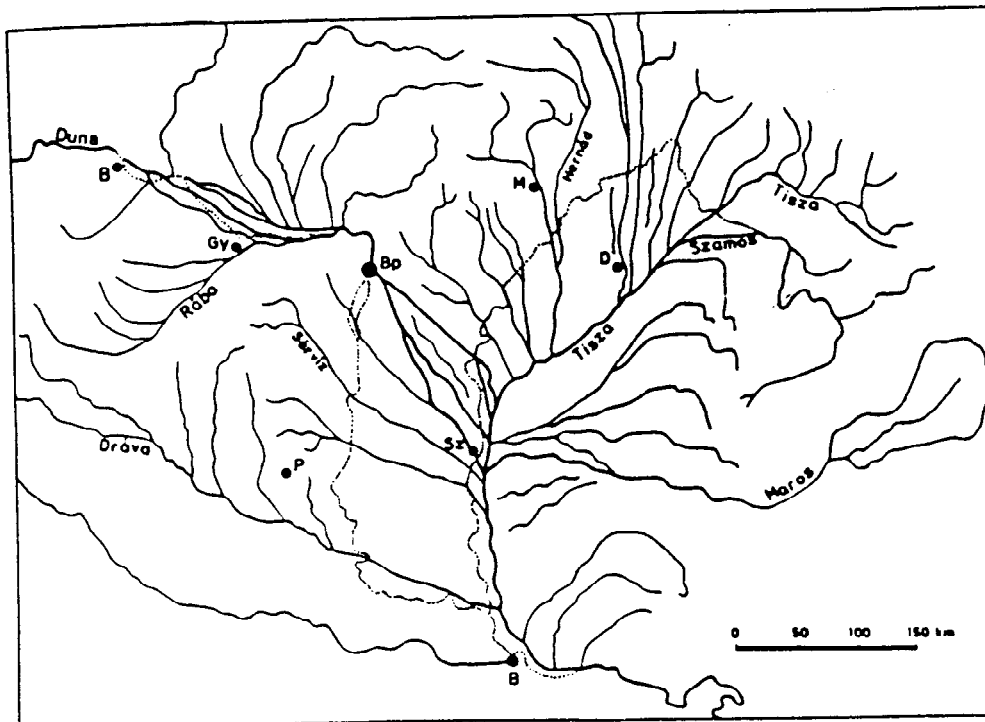
5. ábra. Az Alföldi-tó kiterjedése a felsőpliocénban (Szerk. FRANYÓ F.)

színt, az Alföldön viszont a folyóvizek tevékenysége révén nagy vastagságú, félig száraz éghajlatot tanúsító ún. tarka agyagok képződtek (RÓNAIA. 1985).

A Pannon-tóban Magyarország területén 7–8 millió év alatt nagyon sok üledék rakódott le, a számítások szerint mintegy  $50\,000\text{ km}^3$  (JÁMBOR Á. et al. 1979). A magyar középhegységek peremén 100–600, a Pannon-medence belsejében 600–4500 m vastag rétegsorok fejlődtek ki (JÁMBOR Á. 1981). A legnagyobb vastagságú rétegsorokat az Alföldön legjobban süllyedő – Hódmezővásárhely–makói, békési és derecskei – területeken mutatták ki a szénhidrogénkutató fúrások (5. ábra).

Ahogy a Pannon-tó egyre kisebb területre húzódott vissza, úgy indult meg a Pannon-medencében az új vízhálózat kialakulása. A pliocén vízrendszer azonban még számottevően különbözött a maitól. A Duna ugyan már korábban, a miocénben átfolyt a Visegrádi-szoroson (PÉCSIM. 1991), de a Pesti-síkságra kiérve nem D-nek, hanem DK-nek tartott a felsőmiocén és később a *pliocén végi alföldi (levanti) tóba*. Miután az főleg delta üledékekkel feltöltődött, akkor is a Csongrád–Szentés–Szeged–Makó közötti vonalon folyt, mert abban

az időben ez volt az Alföld legmélyebb és legjobban süllyedő része (POGÁCSÁS GY.-JÁMBOR Á. et al. 1989, COOK, H. B. S.-HAU, J. M.-RÓNAI, A. 1979, FRANYÓ F. 1978, MOLNÁR B. 1965). A Tisza a Nyírségen keresztül mellékfolyóival együtt Szarvas–Csongrád irányába tartott és valahol Szentés-Csongrád környékén egyesült a Dunával (BORSY Z. 1985, SOMOGYI S. 1961; 6. ábra).



6. ábra. A vízhalózat a negyedidőszak elején (BORSY Z. 1988)

### 3. A miocén–pliocén határ

*A miocén végén a Paratethys önálló részmedencékre tagolódik. E részmedencék egyike a Pannon-beltenger, amelynek üledékei alig nyúlnak túl Magyarország mai területén.*

A Pannon-tó gyorsan süllyedő üledékgyűjtőjében a legerősebben süllyedő területeken 4000 m-t is meghaladó vastagságú, aligsós, tavi molasz jellegű homokos, finomhomokos, agyagos, agyagmárgás üledéksor halmozódott fel, s a negyedidőszak elejére teljesen fel is töltődött a tó.

Magyarországon a *felsőmiocén posztzarmata megjelölés alatt is használatos*. Ez az időszak a szarmata és a dáciai, szárazföldi biológiai rendszerben az astaracian és a ruscinian, a Mein-féle emlős zónabeosztásban az MN 8 és az MN 14 között van (STEININGER, F. F. et al. 1985). A hazai sztratigráfiai rendszerben ennek megfelelője a Pannoniai s. st. korszak, Kunsági emelet (DANK V.-JÁMBOR Á. 1987). A Kunsági emelet képződményei a Kárpát-medencében a klasszikusnak számító alapfaunák (Rudabánya, Diósd, Sopron, Csákvár, Gyórszentmárton, Sümeg, Szabadság-hegy, Polgárdi, Hatvan, Baltavár stb.) mellett nagyszámú szórványtelepet tartalmaznak, melyeknek biokronológiai értékelését főként KRETZOI M. végezte el (KRETZOI M. 1942, 1951, 1952, 1961, 1969, 1982, 1987, KRETZOI M.-PÉCSI M. 1982, KORDOS L., in: JÁMBOR Á. et al. 1985, KORDOS L. 1992).

*Korábban* a miocén-pliocén határát főleg a Kárpát-medencére vonatkoztatva mintegy 12 millió évvel ezelőtre, a szarmata időszak végére helyezték. A pliocén rétegekhez sorolták az alsó- és felsőpannon tavi rétegeket és az azokra települő tavi –folyóvízi ún. levantei rétegeket is.

*Újabban* az alsó- és felsőpannóniai rétegeket sokan a felsőmiocénhez sorolják és a miocén–pliocén határt 5,3 millió évben, az olaszországi messinai rétegek tetején vonták meg. Hazánkban ennek megfelelő korú üledékeknek a baltavári homokot tartjuk (KRETZOI M. 1982).

A hazai rétegtani gyakorlatban a *pliocén alsó és felső határának kijelölése eltérő, ezért szükségesnek tartom megjelölni, hogy a továbbiakban milyen értelemben használom*.

*Alsó határának* az újabb nemzetközi ajánlásoknak megfelelően a Messinien és a Zanclean közötti 5,3 millió évben meghúzott ... határt tekintem, ami a Mein-féle emlős beosztásban az MN 13 és az MN 14 zónák között húzódik. Ehhez a dátumhoz kapcsolódik a Paratethys maradványának tekinthető Pannon-beltenger erőteljes vízszintcsökkenése, amely megegyezik a Mediterráneum messinai korú vízszintcsökkenésével (5,3–6,8 M év), amikor is a Földközi-tenger medencéjében általános volt az evaporit képződés („messinai sókrízis”). Az erős evaporitképződés oka egyelőre tisztázatlan. Egyesek szerint a Földközi-tenger ciklikus lefűződése az ok, a lemeztectonikai mozgások következtében, ami a deszifikációhoz vezetett. Mások szerint bonyolult meg-

megszakadó kapcsolat van a Földközi-tenger és az Atlanti-óceán között, aminek előidézéséhez hozzájárult a 6. paleomágneses epoch normál esemény idején (6,4 Ma) bekövetkezett, globálisan azonosított fontos éghajlati esemény, amikor a Csendes-óceánban  $^{13}\text{C}$  stabilizotóp arány megváltozik, kulminál a K-antarktiszi eljegesedés – datálása 7,4 Ma K/Ar módszer –, majd Maud királyné földjének maximális eljegesedése – 5,5–4,5 Ma K/Ar –. Az Antarktisz eljegesedése 1,5–2-szer nagyobb volt mint ma és igen erős volt az aszimmetria az É-i és a D-i félgömb között (BERGGREN, V. et al. 1985, HARLAND, et al. 1982), kiemelkedik a Gibraltári-földszoros és elkezdődik a „messinai sókrízis”.

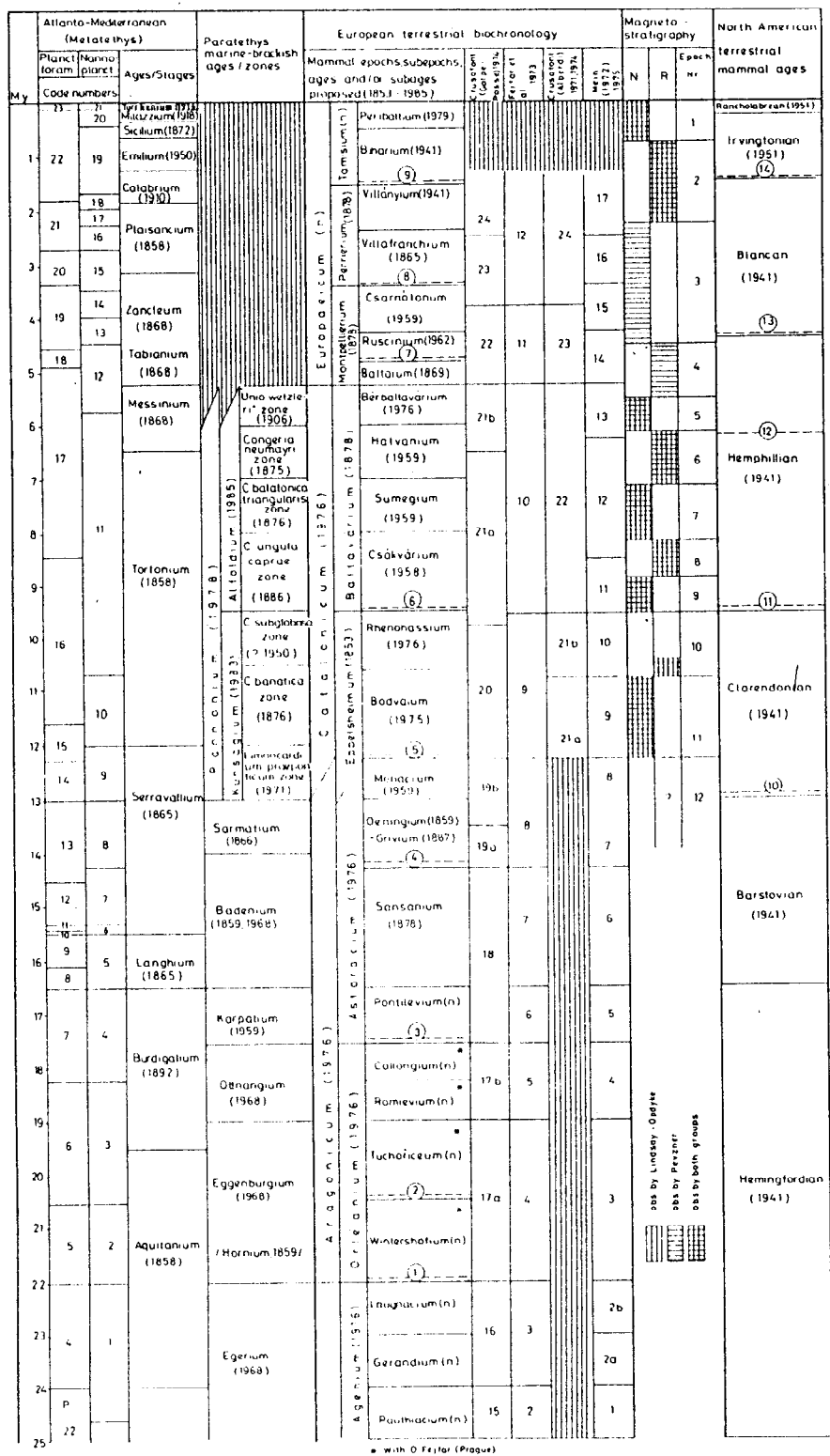
A messinai esemény végét a Földközi-tenger és a Fekete-tenger szinte teljes kiszáradása jelzi. Alga sztromatolitok és kavicsok kerültek elő 864 m mélységből a Fekete-tenger fúrásaiból. A Földközi-tenger vidékén pedig ennek felel meg az Arenazzolo homok lerakódása, jelenleg víz alatt lévő tenger alatti kanyonok kialakulása, só- és gipsztelepek képződése.

A *pliocén felső határa* nem egyezik az 1,8 millió évet javasoló nemzetközi elképzeléssel. A pliocén–pleisztocén határaként a Magyar Rétegtani Bizottság 1988. évi ajánlásának megfelelően a Matuyama–Gauss paleomágneses eseményt, kb. 2,4 millió évet használom. Nincs egyetértés abban sem, hogy a pliocént hány egységre tagoljuk. *Alapul veszem az MN zónabeosztást*, ami három részre osztja a pliocént: az *alsó* (MN 14), a *középső* (MN 15) és a *felső* (MN 16) részre (KRETZOIM. 1975; 7. ábra).

#### **4. Jelentősebb száraz–meleg időszakok a későneogénben és a negyedidőszak alsó határán**

A Pannon-medence belsejében a geomorfológiai felszíneken találunk olyan faunákat is tartalmazó üledékeket, amelyek alapján arra lehet következtetni, hogy a medence belsejében több száraz–meleg, ill. száraz–forró időszak alakult ki. Bár HAQ, Z. et al. (1987) által kimutatott tengerszint-változási görbe alapján POGÁCSÁS GY.–JÁMBOR Á. et al. (1987) a Békési-medencében kimutatott egy üledékképződési hiátust 10,5–11,0 M év körül, hegységeinkben, ill. hegységelőtereinkben nyomát eddig nem ismerjük.





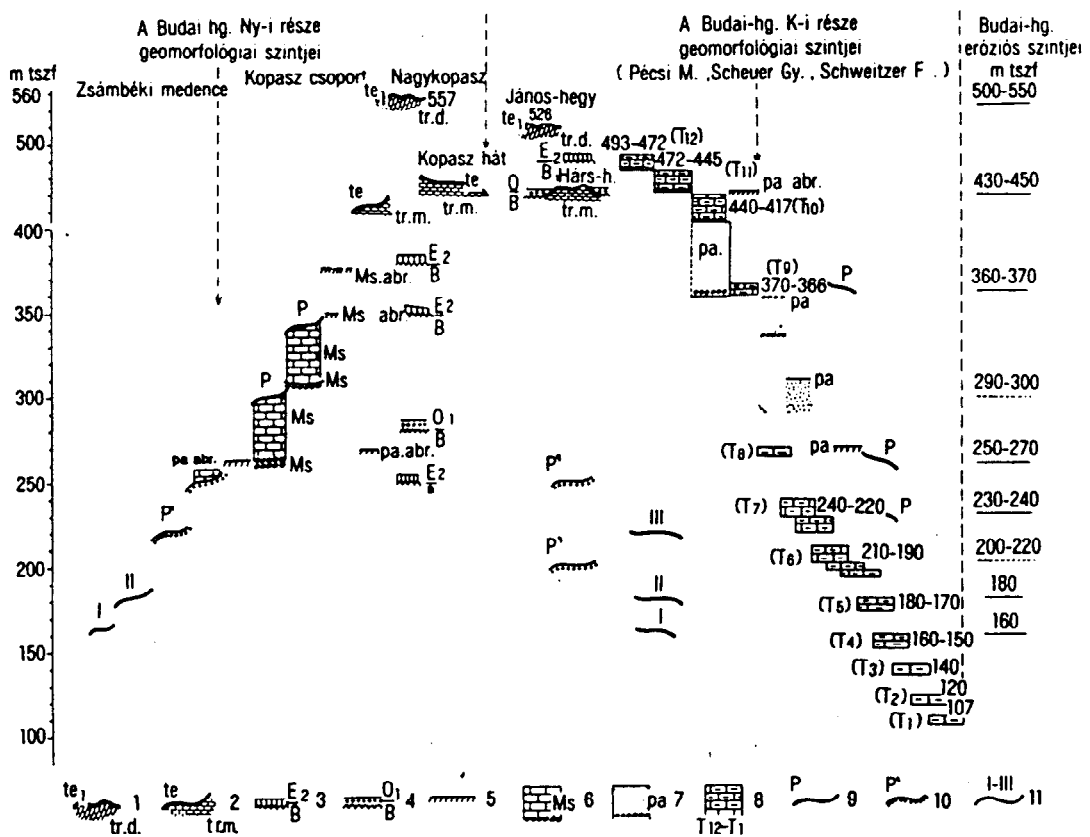
7. ábra. Az európai késő kainozoikum korrelálva az emlős biokronológiával (KRETZOI M. 1975)

4.1. A posztszarmatát követően az első jellegzetes meleg–száraz klíma-szakaszra utaló faunaegyüttest is magába foglaló geomorfológiai felszínen elhelyezkedő üledék a Budai-hegységben, a Széchenyi-hegyen található. Ez a geomorfológiai szint ma 400–425 m tszf-i magasságban helyezkedik el a pannóniai abráziós színlőt befedő édesvízi mészkőben (8. ábra). A KRETZOI M. (1978) által meghatározott fauna együttesben a tapírtól eltekintve egyetlen vízi, sőt erdőhöz kötött alak sem fordul elő. Az *Ophisaurus* vagy a *Gerbillina* pedig határozottan meleg–száraz ökológiai igényű. Közvetve ilyen ökológiai adottságokat igazol a vastag, főként tavi–mocsári típusú édesvízi mészkőképződés is. Ilyen méretű mészkiválás csak erős párolgás, vagyis meleg–száraz levegő és kevés csapadék mellett képzelhető el. Flórája viszont PÁLFALVY I. (1950) alapján pálmás, meleg csapadékos növénytakarásban ismert pl. a Rózsaszentmárton, Visonta környéki öblözetekben. Kora KRETZOI M. (1987) és KORDOS L. (1992) szerint 8–7,5 Mév. Az MN 12 zónával, vagyis a Pontion kezdetével lehet azonosítani.

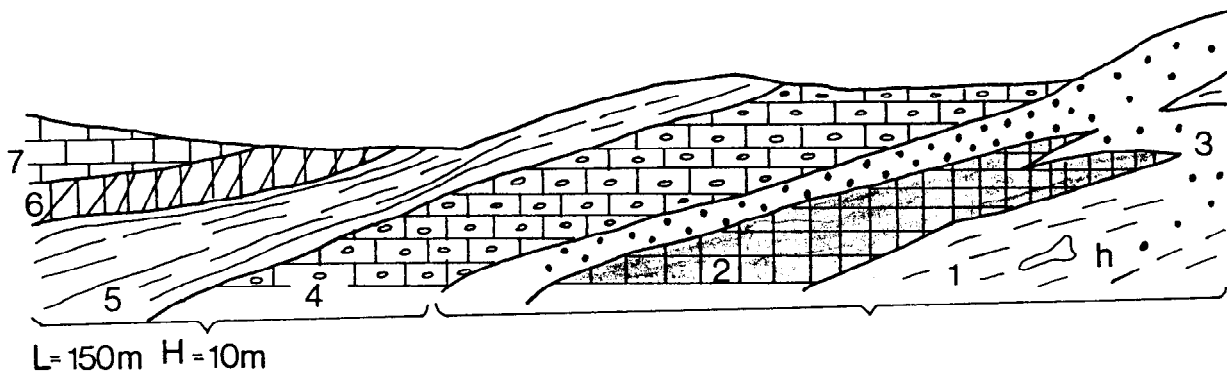
4.2. A második meleg–száraz időszak a Bérbaltavárium, a mediterrán térségben a messinai sókrízis.

A Pannon-medencében az „*Unio wetzleri*”-szintet általában úgy értelmezik, hogy a tavi *Congeria*-s környezetet folyóvízi környezet váltja fel. Ez nincs ugyan időponthoz kötve, de a gyakorlat azt mutatja, hogy a Dunántúl nagy részén és az Északi-középhegység előterében ezt az eseményt valóban a *Congeria*-s tó feltöltődése jelenti. KRETZOIM. (1983) szerint az erdős-sztyep (hatvani) ökológiai állapot gyökeresen megváltozott és machiás–bokros, füves, majdnem félsivatagba hajló ökológiai körülmények alakultak ki. Vastag homokösszletek képződtek, magas csillámtartalmú, szürke, szürkésárga homokösszletekként, amelyek a szárazság hatására több esetben mésszel összecementálódtak. Sekélyebb részeken a közeli szállítás és a sekély vízzel való borítottság miatt osztályozatlan agyagos–homokos képződmények, „tarkaagyagok” keletkeztek. Ezek az események az MN 13-as zónában játszódtak le, koruk pedig 6,3–5,0 M év közé esik (7., 9. ábra).

Ehhez járulnak hozzá újabb adataink is, a fiatalabb korú Rusciniumban, ill. Csarnotánumban képződött vörösayagokkal és negyedidőszaki üledékekkel lefedett homokfelületek és a sivatagi kérgék is.



8. ábra. A Budai-hegység geomorfológiai szintjeinek vázlata (Szerk.: PÉCSI M.-SCHEUER GY.-SCHWEITZER F.).— 1 = tetőhelyzetben levő exhumált tönkfelszínmaradvány dolomiton; 2 = tetőhelyzetű exhumált tönkfelszínmaradvány dachsteini mészkövön; 3 = eocén mészkővel fedett trópusi tönkmaradvány; 4 = hárshegyi homokkővel fedett toronykarsztos tönkmaradvány; 5 = abráziós szinló; 6 = szarmata kavics és durva mészkő; 7 = felsőpannóniai kavics, homok, agyag; 8 = édesvízi mészkőszintek (T<sub>1</sub>-T<sub>12</sub>); 9 = felsőpliocén hegyláb felszín kemény kőzeten; 10 = felsőpliocén hegyláb felszín laza kőzeten; 11 = pleisztocén deráziós szintek, ill. lokális hordaléküpfelszínek laza kőzeten



9. ábra. A pikermi és az alsópontusi formáció feltárása Termitől kb. 1,5 km-re, ÉNY-ra, Sedes (STE/VANOVIC, P. 1989 szerint). — 1 = vályog; 2 = vörös vályog; 3 = konglomerátumok, a pikermi formáció utolsó rétege; 4 = konglomerátumos tömör mészkő; 5 = zöldes lemezes agyag; 6 = barnás-vörös fosszilis vályog; 7 = pliocén édesvízi mészkő

4.3. *A harmadik fontosabb száraz-meleg klímaszakasz az ún. Villányi-um. A legelső pleisztocént és a pliocén felső harmadát foglalja magába. JÁNOSSY D. (1979), KRETZOI M. (1954), KORDOS L. (1992) vizsgálatai alapján ezt az időszakot a száraz-meleg sztyep faunaelemek hirtelen beáramlása jellemzi.*

## 5. Pannon végi szárazulattá válás, hegyláb felszín-képződés kezdetei, delta-, hordalékkúp-, félsivatagi- és sztyepsíkság formálódás

### 5.1. Lóczy pannóniai-pontusi sivatagi fázisa

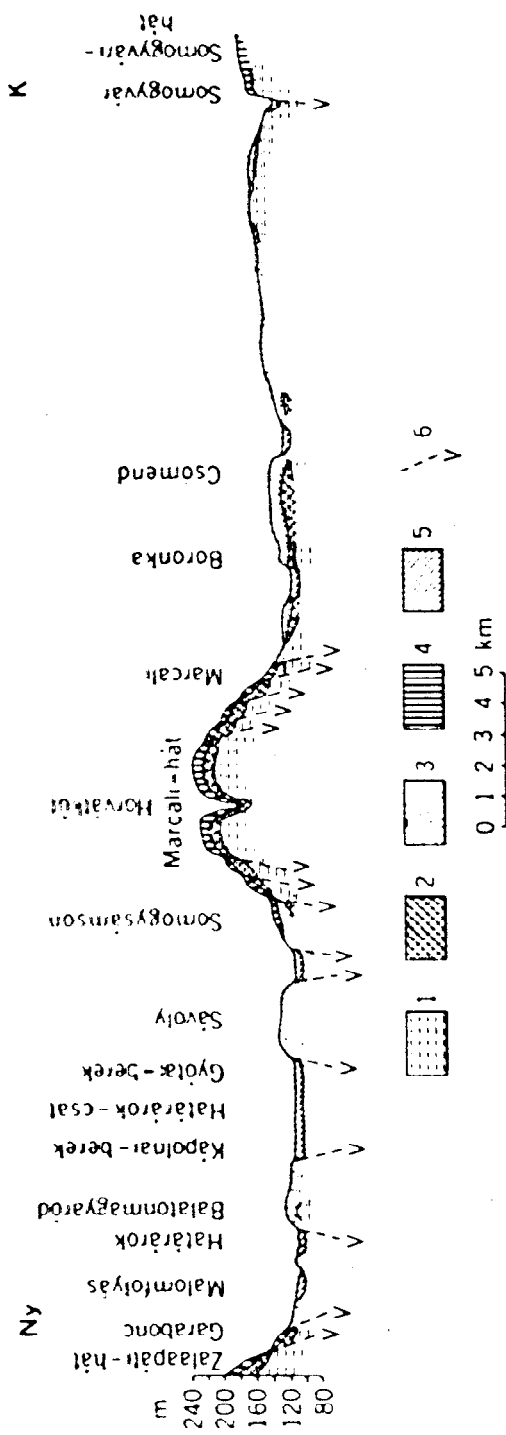
A közel 100 éve vitatott tudományos kérdéssel, a Magyar-medence ún. sivatagi időszakára vonatkozó felszínfejlődési munkahipotézissel (geológiai, geomorfológiai és paleontológiai szempontokból is) sok kutató foglalkozott.

Az ún. „sivatagi elmélet” id. LÓCZY L. (1890, 1913) és CHOLNOKY J. (1918) nevéhez fűződik. Elméletük a Kínai Birodalomban tett tanulmányútjaikat követően kapott jelentős hangsúlyt, az iskolájukhoz tartozó TREITZ P. (1904) és KORMOS T. (1911) már a század elején közöltek adatokat, főként *paleontológiai érveket* erről az időszakról. Id. LÓCZY L. és CHOLNOKY J. a sivatagi időszak markáns bizonyítékaként azt a geomorfológiai ún. deflációs tanúhegy és jardang formakincset tartották, amely a mai arid–szemiarid területekéhez feltűnően hasonló. Kihangsúlyozták pl., hogy a Kisalföld és a Tapolcai-medence bazalthegyei és a jelenlegi felszín között helyenként 150 m-es szintkülönbséget *deflációs tevékenység* hozta létre (1. kép).



1. kép. Bazalt tanúhegyek a Tapolcai-medencében

Úgy vélték továbbá, hogy a zalai és a somogyi merev futású meridionális völgyek deflációs szélbarázdák, a köztük lévő hosszú háta pedig deflációs maradékgerincek (10. ábra). Sőt, ez utóbbiakat PENCK, A. (1910)



10. ábra. NY-K-i irányú szelvény Belső-Somogyon keresztül (Szerk. Marosi S.).— 1 = felsőpliocén üledékek (agyag, homok); 2 = felsőpliocén átlósan és keresztirétegzett homok; 3 = pleisztocén folyóvízi homok, általában aprókavicsos (kvarc), felszínen szélfújta, gyakran kovárányos, kriourbációs jelenségekkel; 4 = pleisztocén végi lösz; 5 = holocén alluvialis üledékek; V = vefőzóna

fossilizálódott homokdűnéknek tartotta, amelyeket a pliocén és a pleisztocén pusztai sivatagi defláció alakított ki. Jelentős szerepet tulajdonítottak egyben a felsőpliocén keresztretegzett homokot lerakó folyórendszereknek is, amelyek pl. a tanúhegyek körzetében erodáltak is.

Erről a kérdésről hasonlóan vélekedett a nagytekintélyű német geográfus, J. BÜDEL is (ex verbis 1978; in: PÉCSI M. 1986), aki Fonyódon a Várhegyen egy vita során a zalai meridionális völgyeket – LÓCZY ÉS CHOLNOKY véleményéhez hasonlóan – szintén deflációs eredetűnek tartotta.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1938) a pliocén–alsópleisztocén időszak *folyóvízi eróziós tevékenységet*, BULLA B. (1942, 1962) pedig e két jellegzetes exogén folyamat mellett a jégkori *szoliflukciót*, valamint a *deráziót*, míg BORSY Z. (1961, 1987, 1991) BULLÁval szemben inkább a *defláció* hatékonyságát hangsúlyozta.

BULLA B. (1943) ugyan elismerte a CHOLNOKY–LÓCZY-féle deflációs elmélet korlátozott érvényességét, de hangsúlyozta, hogy nem abban az időben, hanem a pleisztocénben volt jellemző és semmi esetre sem kizárólagos hatással. Úgy gondolom, ebben a kérdésben BULLÁt (1953) befolyásolta az a tudományos elképzelése, miszerint az egész harmadidőszak, ill. a pliocén folyamán (a 40-es–60-as évek között a pliocén–negyedkor határát 600 000–1 000 000 év között húzták meg) trópusi, szubtrópusi éghajlat uralkodott, amely alatt a trópusi mállás dominált és ez nyújtott lehetőséget a tönkfelszínek képződésére, az erózióbázistól függetlenül. Közismert, hogy CHOLNOKY deflációs elméletét egyrészt a *sarkos kavicsokra, az ún. „Dreikanter”-ekre* alapozta, amelyek nagyon változatos és főként különböző korú felszíneken, így pl. teraszokon, hordalékkúpokon, heglábfelszíneken fordulnak elő, s amelyekről PAPP K. (1889), JASKÓ S. (1937), JÁMBOR Á.–KORPÁS L. (1969) vizsgálataiból egyelőre csak annyit tudunk, hogy főként – de nem kizárólagosan – a pleisztocén száraz–hideg klímaszakaszaiban uralkodó szelek termékei (2. kép). Az európai irodalomban 1858 óta GUTHIER, A. által ismertetett dreikantereket Magyarországon 1887-ben elsőként STAUB M. fedezte fel a Csömör melletti 250 m tszf-i magasságú kavicsfejtőben. A dreikanterek vagy magyar elnevezés szerint az „éles kavicsok” kronológiai és klímajelző szerepére SZABÓ J. (1887) hívta fel a figyelmet. Hasonlóan

BERENDT, G. (1884) elméletéhez, gleccser sűrűltá hõmpõlyõknek gondolta azokat. LÓCZY L. (1890) ezzel szemben a szél tõl fújt homok csiszoló hatását tartotta okozónak.



2. kép. Dreikanterek a Gerecse hegylábfelszínérõl (A) és a Pilisbõl (B)

A baltavári fauna értékelésével kapcsolatban (PETHÕ GY. 1885, KRETZOI M. 1979, 1985) többször felmerült annak valószínûsége, hogy az azt bezáró homok lerakódása idején „szavanna” klíma uralkodott ezen a területen. A vastag Baltavárium végi, „alsópleisztocén” folyóvízi és tavi üledéknek tartott összleteket a kutatások semmiképpen sem hozták összhangba a század elején feltételezett pannóniai tó beszáradását követõ – most Bérbaltaváriumnak nevezett – kontinentális szakasz arid klímájával, egy félsivatagi, sivatagi periódussal, annak ellenére, hogy a felsõpannóniai üledékek fedõjében itt és másutt is  $\text{CaCO}_3$ -t tartalmazó mészkõpadokat, mésszel összecementált



ún. „*pudingos homokköveket*” és *márgalencséket* figyeltek meg (3., 4. kép). Kisebb-nagyobb lefolyástalan mélyedéseknek a pangó vizeiben, száraz klíma alatt olykor jelentős mennyiségű kalcium-karbonát csapódott ki. Az ismétlődő folyamat során jelentékenyen feldúsult a szénsavas mész, és az apró összeiszapolt kvarc szemcsék viszonylag vastag mészkérget kaptak. TREITZ P. (1904) ezeket a száraz sivatagi klímán jellemző, párolgás során kiszáradt „*meszes-sós*” tavak  $CaCO_3$ -ban feldúsult üledékeinek tartotta, míg PÁVAI VAJNA F. (1941) a homokösszletek fedőjében gyakran megtalálható meszes bepárlódásokat, lemezes szerkezetű mészkérgeket a Pannon-tenger visszahúzódását követő *beltengeri beszáradási terméknek* írta le (11. ábra, 5. kép).

Miután BULLA B. (1943, 1962) egyértelműen kizárta a pannon-pontusi emelet végi deflációs sivatagi klímaszakasz létezését, a tudományos problémával később alig, vagy kevesen foglalkoztak.

KRETZOI M. paleontológiai következtetései mellett PÉCSI M. (1963, 1964) – hegyláb felszínekkel kapcsolatos vizsgálatai alapján – a CHOLNOKY és LÓCZY felfogása szerinti pliocén végi száraz sivatagi időszakkal szemben *szemiárid klímaszakasz* emlékeit látja a Magyar-középhegységet keretező *pediment képződmények kialakulásában*.

A zalai meridionális völgyek kialakulásával kapcsolatban – abból kiindulva, hogy a *baltavári folyóvízi eredetű iszapos homok a meridionális völgyekben*, ill. azok oldalában is előfordul, tehát a völgyek már korábban kimélyültek –, továbbá a kereszttrétegzett homokok képződésével összefüggésben KRETZOI M. (1969, 1983) és KRETZOI M.–PÉCSI M. (1982) paleontológiai, geomorfológiai vizsgálataiból levonható paleoklimatológiai és ősföldrajzi következtetésekre alapozva PÉCSI M. (1986) hangsúlyozza: megengedhető annak feltételezése, hogy a Pannon-tó beszáradása után egy időre sivatagos–félsivatagos éghajlati viszonyok lehettek, mivel a kereszttrétegződés nem mindenütt folyóvízi szerkezetre, hanem buckaszerkezetre utal, tehát legalábbis részben szélfelhalmozódásos eredetű (6. kép).

Visszatérve a bértaltavári homok kérdésére: tudjuk, hogy azt egy sajátos száraz klíma termékeként értelmezhetjük, amely alatt a nedvesség csökkenése vagy megszűnése miatt csak aprózódás volt, agyagot produkáló mállásban nem ment végbe.

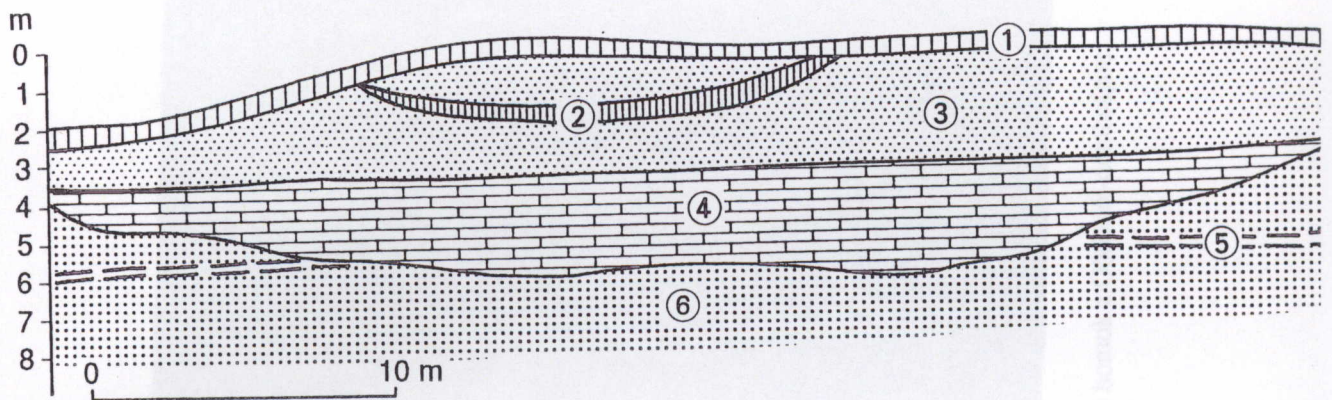


4 – mélyen bekapiródás; 5 – árapos homok; 6 – apró kavicsokból tagolt csilláshomok

3. kép. Szél által kipreparált, mésszel összecementált „pudingos” homokkövek a Mu-Us sivatagban (Kína)



4. kép. Mésszel összecementált homokkövek a Gödöllői-dombságon (Gödöllő)



11. ábra. A Pannóniai-tenger visszahúzódását követő meszes bepárlódások a Pesti-síkság ÉK-i részén (PÁVAI VAJNA F. 1941 alapján). — 1 = recens talaj; 2 = fosszilis talaj; 3 = futóhomok; 4 = meszes bepárlódás; 5 = iszapos homok; 6 = apró kavicsrétegekkel tagolt csillámhomok



5. kép. A pannóniai agygrétegek fedőjében vagy a tarkaagyagok között gyakran előforduló meszes bepárlódások



6. kép. Az eredeti felszíneket jelölő meszes kérgekkel lefedett, ún. pudingos keresztretegzett homokkőves homok a Gödöllői-dombságon

A Pannon-tó feltöltődését, majd beszáradását követően a tavi *Congeria*-s környezetet felváltó szárazzá vált területeken kialakult vízrendszert jelző „*Unio wetzleri*”-s szintben KRETZOI M. (1983) szerint a *Hipparion* fauna megváltozott, a környezet elvesztette száraz-pusztai jellegét, ami utal arra, hogy a Magyar-medencében és a mediterrán zónában hirtelen *kontinentalizálódás* állt be, annak ellenére, hogy a *Hipparion* fajok egyike-másika feljön a Rusciniumba (*H. crassum*), sőt az alsópleisztocénbe is (*H. moriturus*). Azonban a Bérbaltavárium végével domináns szerepük egycsapásra megszűnik (KRETZOI M. 1952, 1983). A nedvesebb ligeterdő teljesen eltűnt és a szélsőséges sztyep elemek, a gazellák, a Kárpátokon kívül pl. a teve jelzik, hogy a pannon-pontusi emelet végén hirtelen *félsivatagba, sőt majdnem sivatagba* (Bérbaltavárium) *hajló ökológiai változás következett be*, bár ennek a száraz klímának a jellegét ma még pontosan nem tudjuk megítélni. JÁMBOR Á. (1989) pl. vitatja, hogy a KRETZOI-féle baltavári fauna félsivatagot vagy sivatagot jelentene. A sókrízis biztosan szerepet játszott ebben, de *bizonyítva, főként őslénytani alapon ma még nem látja*. Mégis úgy tűnik, főként a geomorfológiai formák (pl. hegyláb felszínek, törmelék- és hordalékkúpok, „sivatagi” fénymázás kavicsok, „sivatagi” kergek, részben bazalt tanúhegyeink deflációs kialakulása stb.) alapján létezése nem kizárt (1. táblázat). Ez egyezne meg a Földközi-tenger „Messinian salinity crisis” szakaszával, amikor a Földközi-tenger csaknem teljesen kiszáradt, benne só- és gipsztelepek maradtak vissza (RÖGL, F.–STEININGER, F. F. 1978), s az állatvilág fajszáma is erősen elszegényedett (KRETZOI M. 1983). Ennek az időszaknak az állatvilága érzékelteti és jellemzi a LÓCZY L. (1913) és a CHOLNOKY J. (1910, 1918) által leírt „pannon elsivatagosodás” folyamatát. LÓCZY L. és CHOLNOKY J. már a századfordulón elsőként figyeltek fel arra, hogy a pannon-pontusi emelet végén száraz klímaszakasz uralkodott a Kárpát-medencében, valamint a mediterrán térségben. Mindezek helyességét az 1950-es évek elején végzett *földközi-tengeri mélyfúrások eredményei igazolták*.

Ezeket az adatokat látszanak alátámasztani SUC, J. P.–ZAGWIJN, W. H. (1982) ÉNy-Európából és a mediterrán térségből származó adatai is, amelyek arra utalnak, hogy a mocsárerdővel kezdődő „alsópleisztocént”

A középső- és a keleti-Paratethys korrelációs táblázata (Kretzoi M. 1987)  
 Korrelationstabelle des Mittleren- und Osten-Paratethys (Kretzoi, M. 1987)

Hozzávetőleges kor (millió év)	Mediterrán biokronológia Mediterrane Biokronologie		Európai terasztrikus biokronológia <sup>2</sup> Europäische terrestrische Biochronologie <sup>2</sup>						Középső Paratethys Mittleres Paratethys					
	Kód		Név (emelet) Benennung (Stufe)	Csoport Gruppe	Korszak (Emelet*) Series (Stufe*)	Zóna-kódok Zone-Codes					Litosztra- tigráfia			
	Foramin. zóna	Nannopl. zóna				BOMEL (1853)	GANDRY (1878)	CRUSAFONT (1971)	C. F. F. (1972)	CRUSAFONT (1974)	MEIN (1975)	Kárpát- medence		
			KM <sup>3</sup>	RB <sup>4</sup>										
5	N-18	NN-13	(Tabianium- Zancleum)	(Barórium)	Ruscinium		(14)	(22)	(11)	(23)	MN (14)	Dunai		
6		NN-12	Messinium	Baltavárium* (= Turonium etc.)	Bérbaltavárium*						MN 13			
7	N-17				Hatvanium*									
8		NN-11	Tortonium (s. str.)		Sümegium		13	21	10		22	MN 12		Dunántúli
9		N-16			Csákvárium							MN 11	Pannóniai	
10		NN-10		Rhenobassium*							MN 10			
11		NN-9	Serravallium	Eppelsheimium* (= Vallesium)	Bodvaium*		12		9		21b	MN 9		Peremartoni
12		N-15		Monacium*							20a	21a		
13		N-14		(Oeningium)*		5	11	19b	8	20b	MN 8		(Medi- terrán)	(Szar- máciai)
		N-13												

<sup>1</sup> Hagományos, ún. vegyes (bio-litho) taxonok  
 Traditionelle, sog. gemischte (Biolitho) Taxons

<sup>2</sup> Biokronológiai egységek, a \*-gal jelzettek litosztratigráfiai  
 tartalommal is  
 Biochronologische Einheiten, die mit \* markierten auch mit  
 lithostratigraphischem Inhalt

2. táblázat - Tabelle 2. b)

Középső Paratethys Mittleres-Paratethys						Keleti Paratethys Osten-Paratethys			„Time- markerek” „Time- Markers”	Élekvízi biromák
Litosztratigráfia				Biokronológia: Biochronologie:						
Dunántúl <sup>3</sup> Transdanubien <sup>3</sup>		Alföld <sup>4</sup> Grosse Ungarische Tiefebene		Emelet Stufe	Aljemelet Unter- stufe	Szint Horizont	Emelet Stufe	Aljemelet Unterstufe		
Formáció- csoport F. gruppe	Formáció (db)	Formáció- csoport Formations- gruppe	Formáció Formation							
Kisalföld	8	Hevesi	Nagyalföldi	Pannóniai	Felső-pannóniai	(„Levantei” s. l.)	Mékai	(Kimmeriai)	Déli-ázsiai monozoonfauna beáramlása	
			Zagyvai			(„Uno weizleri”)		Pontusi	„Pannóniai- Pontusi elirtvátagosodás” (Salinity crisis)	
Somogy	7	Csongrádi	Törteli- Bükkaljai			Congeria neumayri	Congeria balaionica - C. triangularis	Középső	Felső	Munda-invázió Európában
			Algyői							
Kánizsai	7	Jász- érvászi	Szolnoki			Alsó-pannóniai	Congeria subglobosa - C. czyszeki	Szarvaskői	Chersoni	Hüppanon- beáramlás az óvölgybe
			Nagykorosi				Congeria banatica			
Murai	11	Marosi	Vásárhelyi				Orygoceras - Limnocardium praeponticum		Volhyniai	Paranon-brakk fauna megjeleneése
			Dorozsmai							
			Tótkomlósi							
			Békési							
	(Tinnyei)			(Szarmá- cristi)	(Tinnyei)			Volhyniai	Szarmata-brakk kihalás	tengen merusisch

<sup>3</sup> Szerző javaslata (Kretzoi-Pécsi 1979)  
Vorschlag des Autors

<sup>5</sup> Jámbar et. al.  
<sup>6</sup> Völgyi et. al.

<sup>4</sup> Magyar Régégtani Bizottság Pliocén Albizottság beosztása  
Einstufung der Subkommission Pliozän der Ungarischen  
Lithostratigraphischen Kommission

szárazabb sztyepes, majd újból nedvesebb–melegebb klímaszakasz követi. A középső sztyepes szakaszban (4,7–4,2 M év) az *Artemisia* és az *Ephedra* előretörése a jellemző.

SUC, J. P. (1984) innen számítja a modern mediterrán vegetáció eredetét is. Ebben az időben az evaporáció növekedett a csapadékhoz képest, a parti erdők fellazultak és a xerotherm elemek elszaporodtak. Hasonlóan tanulságos REA, D. K.–LEINEN, M.–JANACEK, Th. R. (1985) tanulmánya, amely a Csendes-óceán É-i felén mélyített mélyfúrások szedimentológiai elemzésével foglalkozik. Vizsgálatai alapján kitűnt, hogy a pliocénben jelentősen megnövekedett a porfrakció a középső–felsőmiocénhez képest. Ez az adat közvetlen korrelációt jelent a glaciális hatás fokozódásával, a globális ariditással, amikor is a vegetáció visszaszorult, s fedetlenül maradtak a tavak kiszáradó medrei, a kontinentális szegélyek, valamint a talajok.

Felülről határolja be a félsivatagi–sivatagi időszakot BRAY, J. R. (1979). Megszűnését 3,2 M év körül az erős vulkáni aktivitás segítette elő, majd részben ennek lett következménye az eljegesedés is.

### *5.2. A mogyoródi és a szaharai „sivatagi kéreg” ásványtani és geokémiai elemzése és az ezek alapján levonható következtetések*

A Fót–Mogyoród–Nagytarcsa között a 200–250 m tszf-i magasságú térszín a Pesti-síkság magasabb szintjéhez tartozik. Felszínén az ablakszerűen kibukkanó homokot több helyen 0,5–1,5 m vastagságú, lemezes szerkezetű mészfelhalmozódásos – nem detritusos – réteg fedi, a homokvonalatok közötti mélyedésekben és a felszínükön vörösgyag szintek, olykor áttelepített aprókavicsos homok és fiatal futóhomok takarja. A jellegzetes, teresztrikus vörösgyag képződmények, melyek szubmediterrán, szubtrópusi éghajlat mállástermékeként alakultak ki, több esetben felsőpannóniai agyagos, homokos formáció felszínén a bérbaltavári, a gödöllői homokokon és a száraz időszakok alatt kifermálódott hegyláb felszíneken fordulnak elő. A litológiai feltűnő típusos vörösgyag képződmények korát KRETZOI M. (1962, 1969), KRETZOI M.–PÉCSI M. (1979), PÉCSI M. (1985) a Ruscinium–Csarnótánium időszakával azonosítja. Radiometrikus koradatokkal és paleomágneses esemé-



nyekkel korának pontosítására egyelőre nincs lehetőség, de az európai pliocén *Spalax*ok alapján áttételes illesztésre van mód. Ennek alapján úgy tűnik, hogy a Csarnota 1. és a görögországi Maritsa I. sz. lelőhely anyaga 3-4 millió év közötti, az odesszai *Spalax* s így a vörösbarna is ennél valamivel idősebb (KORDOS L. 1988, DE BRUIJN, H. 1984).

1989-ben néhány helyen – mint pl. a Forma-I-es autópálya bevágásaiban – az ablakszerűen kibukkanó homokfelszínen, ill. a homokösszletből több cm<sup>2</sup>-es vörös, *karcos vörösesbarna, a szél által kipolírozott fényes-mázás (sivatagi lakk) felületű konkréción jellegű képződményeket* figyeltünk meg, ill. gyűjtöttünk (7. kép).



7. kép. Vörösbarna fényes-mázás felületű sivatagi kéreg. Mogyoródon (1) és a saharai Hassi Zegdou környékén (2) begyűjtött sivatagi kéreg

A képződmények formája, makroszkópos jellemzői (szín, alak, felület) rendkívüli módon hasonlít az aridus (szemiaridus) területekre jellemző ún. sivatagi kéregkehez.

Alakjuk lapos, szabálytalan vagy ovális volt, méretük 2–10 cm-es átmérővel és 0,5–2,5 cm-es vastagsággal jellemezhető. Legtöbbjük felületére a szélkoptatta nyomok és a diagenetikus máz a jellemző.

A száraz-féligszáraz területeken igen jellegzetesek a különböző geomorfológiai szinteken kialakult eltérő anyagú, változó vastagságú (0,1–1,5 m)

kérgek. Az erózióknak ellenállnak, ezért morfológiai szerepük a formák megőrzésében nagyon jelentős. Kialakulásuk gyakran teljesen függetlennek látszik a topográfiától, anyaguk pedig attól a kőzettől, amelyen kifejlődtek. Ezt a tulajdonságukat a különböző minőségű oldatok vándorlásával, s a tartós és magas hőmérsékletre kapcsolódó erős párolgással magyarázzák, amelynek eredményeképpen az oldott anyagok a felszínen és a felszínközépen koncentrálnak (COOKE, R.U. –WARREN, A. 1973, DRESCH, J. 1966, GÁBRIS GY. 1982).

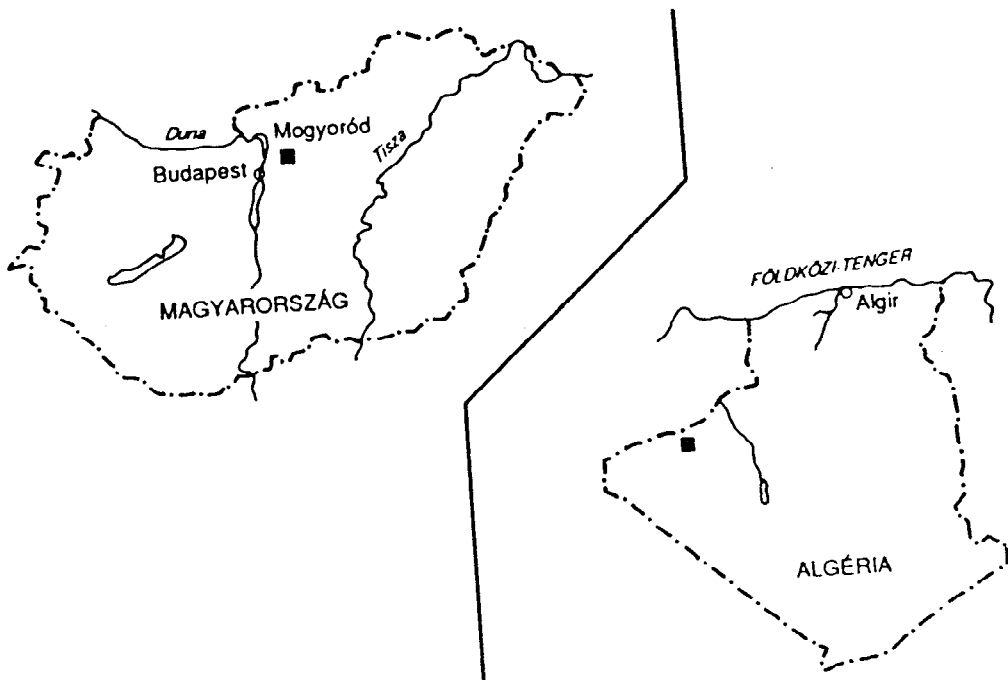
GÁBRIS GY. (1982) tanulmányából is tudjuk, hogy a bekérgeződés minősége a Szaharában sajátos területi és időbeli eloszlást mutat: a pliocén-felsővillafrankai korúnak minősített szinteken mindenütt szilíciumos kéreg fejlődött ki, amely néhol csak pár cm-es vastagságú vörösbarna (ritkábban sárgás, pirosas) színű bevonat formájában mutatkozik. Összehasonlító vizsgálat céljára GÁBRIS GY. az algériai Hassi Zegdou környékén ehhez a típushoz tartozó törmelékből az általa 1975-ben begyűjtött mintát találta legalkalmasabbnak (7. kép). A fiatalabb szinteken ez a kéregtípus sohasem fordult elő, tehát a terepmunka során korjelzők hiányában is mutatja a kiformalódás idejét.

Fontosnak tartottuk, hogy a mogyoródi és algériai minták (12. ábra) anyagvizsgálatát elvégezzük, összehasonlítsuk a térben és időben távoleső, de feltételezhetően azonos genetikájú leletanyagokat (SCHWEITZER F.–SZŐR GY. 1992).

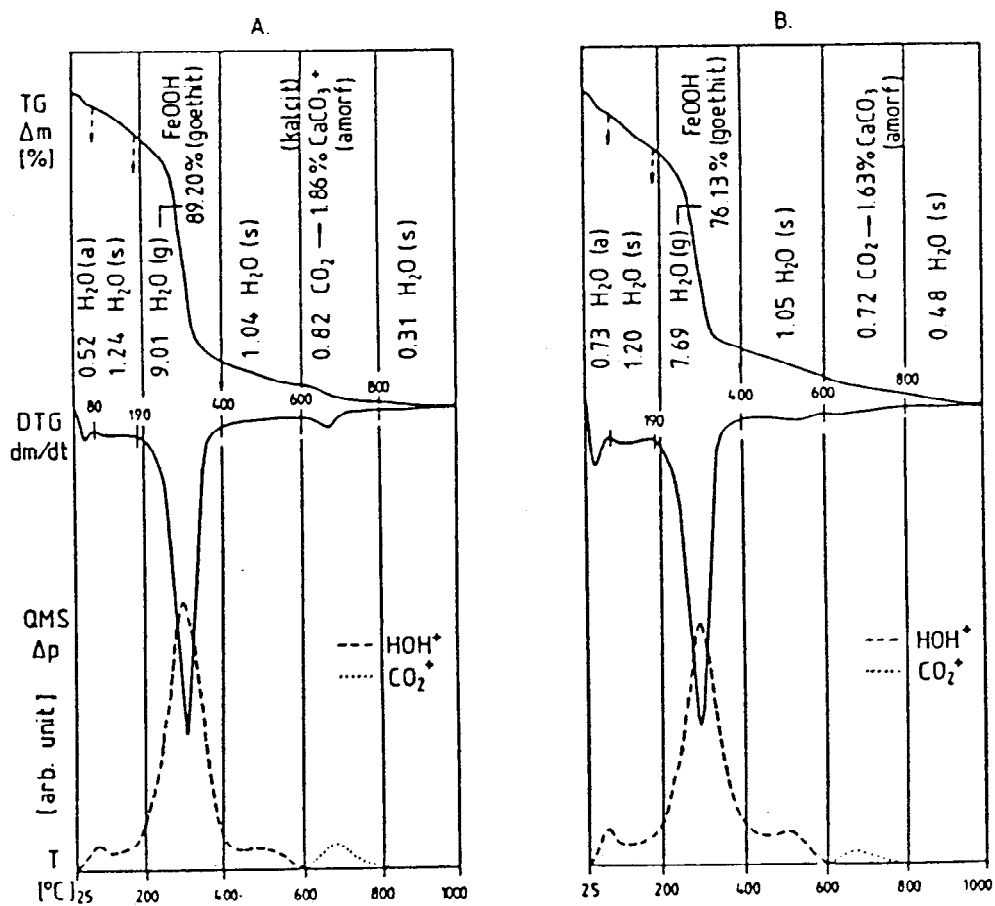
Az összehasonlító vizsgálatok kiterjedtek a minták ásványtani, kémiai összetételére és szöveti felépítésére.

A kapcsolt–szimultán termogázelemző módszerrel (BERECZ I. et al. 1983) elvégzett összehasonlító értékelés azt bizonyítja, hogy mindkét minta alapvető összetétele azonos: amorf kovaanyagból ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), jelentős mennyiségű kriptokristályos goethitből ( $\text{FeOOH}$ ) és kevés karbonátból ( $\text{CaCO}_3$ ) épül fel (13. ábra). Ezek alapján mindkét minta vasas–kovás–karbonátos diagenetikus konkréciónak tekinthető.

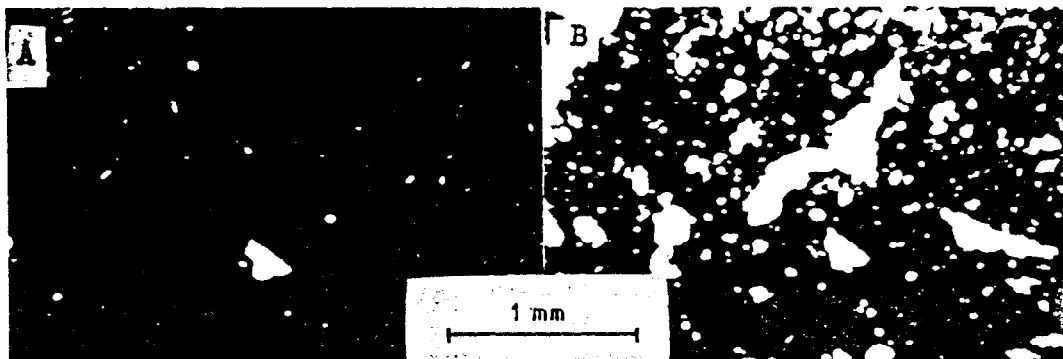
*A polarizációs mikroszkóppal (1. tábla), valamint a pásztázó elektronmikroszkóphoz csatlakoztatott röntgenanalizátorral (2–3. tábla) elvégzett összehasonlító elemzések is a két eltérő helyről származó minta genetikai hasonlóságát, azonosságát támasztják alá.*



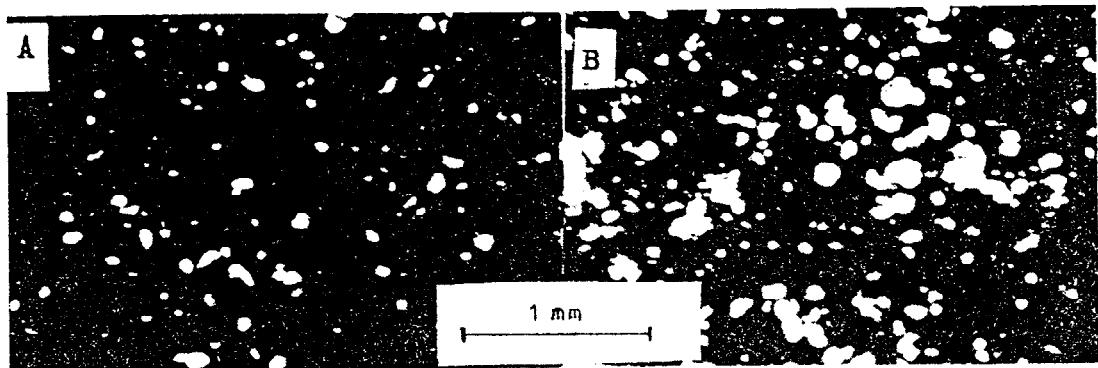
12. ábra. A mogyoródi és a szaharai Hassi Zegdou (Algéria) sivatagi kéreg vázlatos helyszínrajza



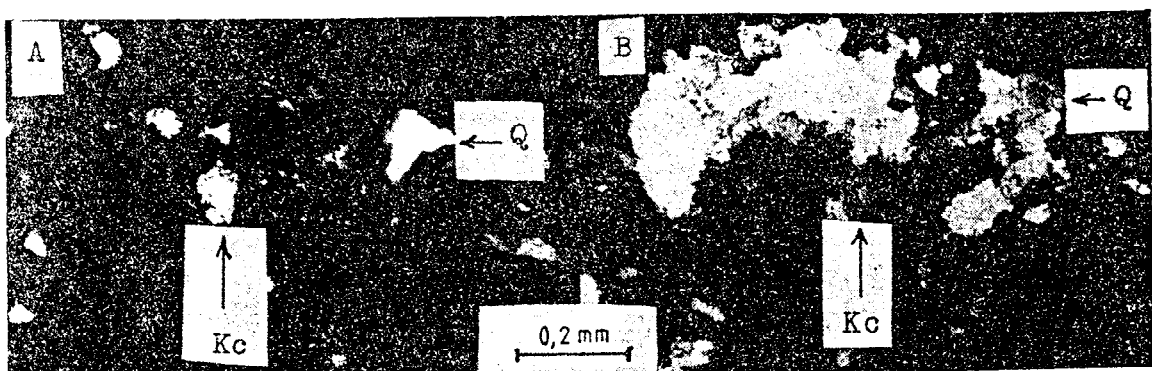
13. ábra. A mogyoródi (A) és algériai (B) karbonátos-vasas-kovás konkréciók termoanalízise. H<sub>2</sub>O (a) = tapadó nedvességtartalom; H<sub>2</sub>O (s) = struktúrához kötött víztartalmak; H<sub>2</sub>O (g) = goethit víztartalma



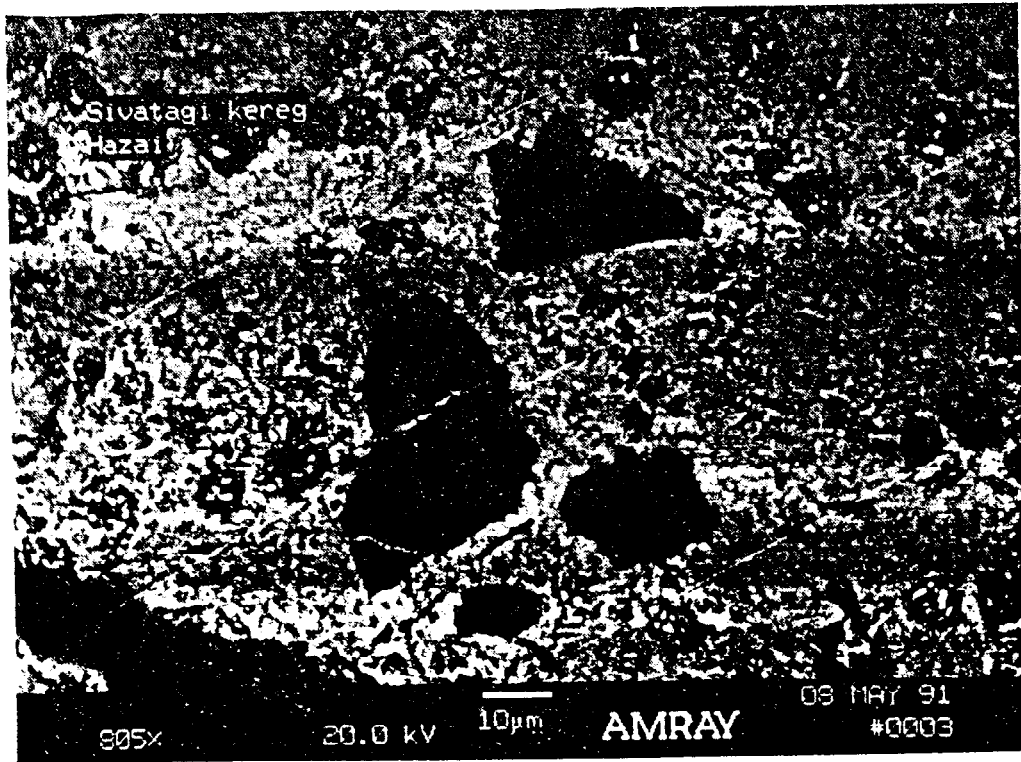
1a. A mogoródi konkréciók mikroszkópi képe XN (A kép) és IN (B kép) nikolprizmaállásnál



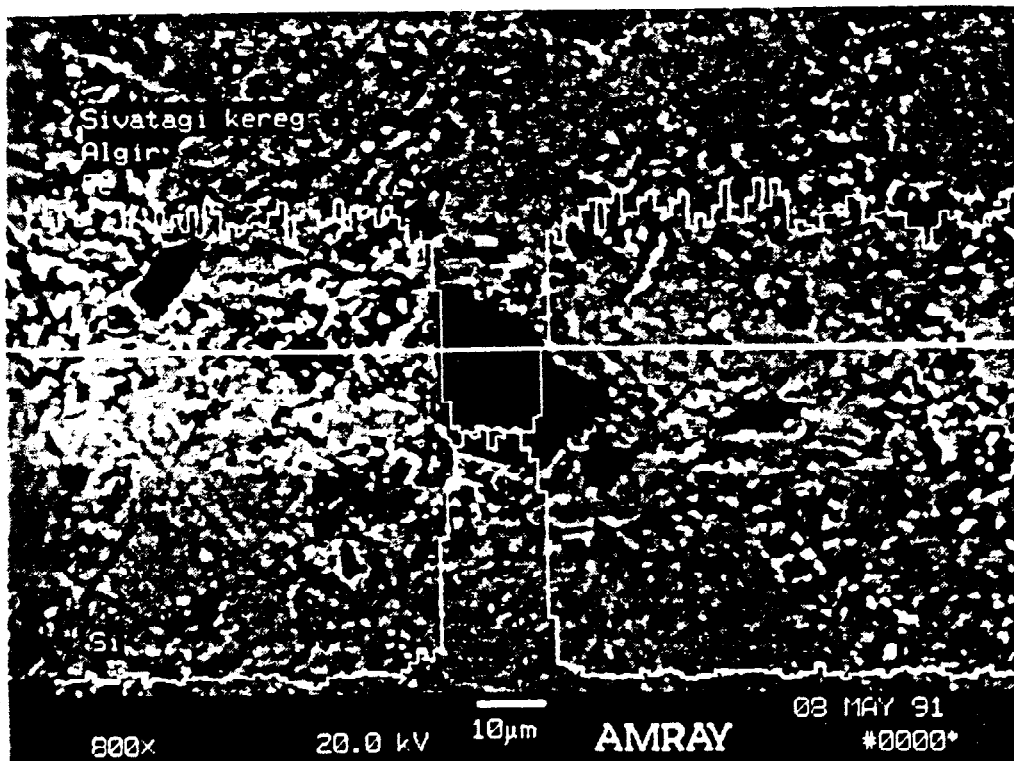
1b. Az algériai sivatagi kéreg anyagának mikroszkópi képe XN (A kép) és IN (B kép) nikolállásnál



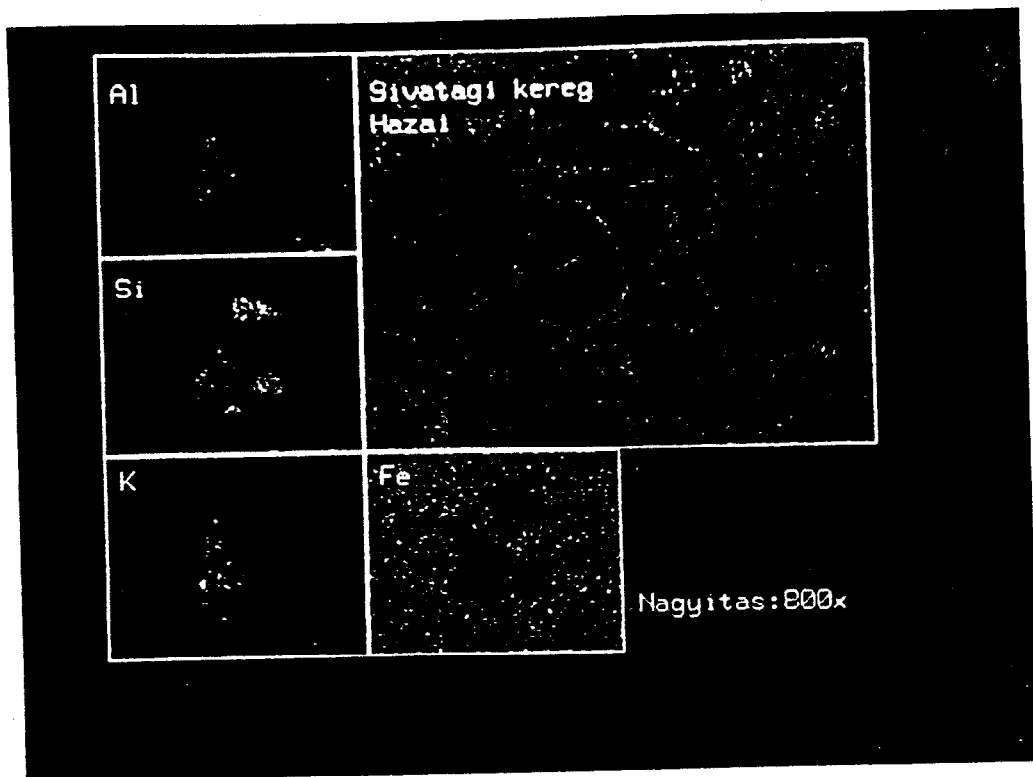
1c. Hullámos kioltású kvarc (Q) és kalcit (Kc) az algériai mintában. XN (A kép) és IN (B kép) nikolprizmaállásnál



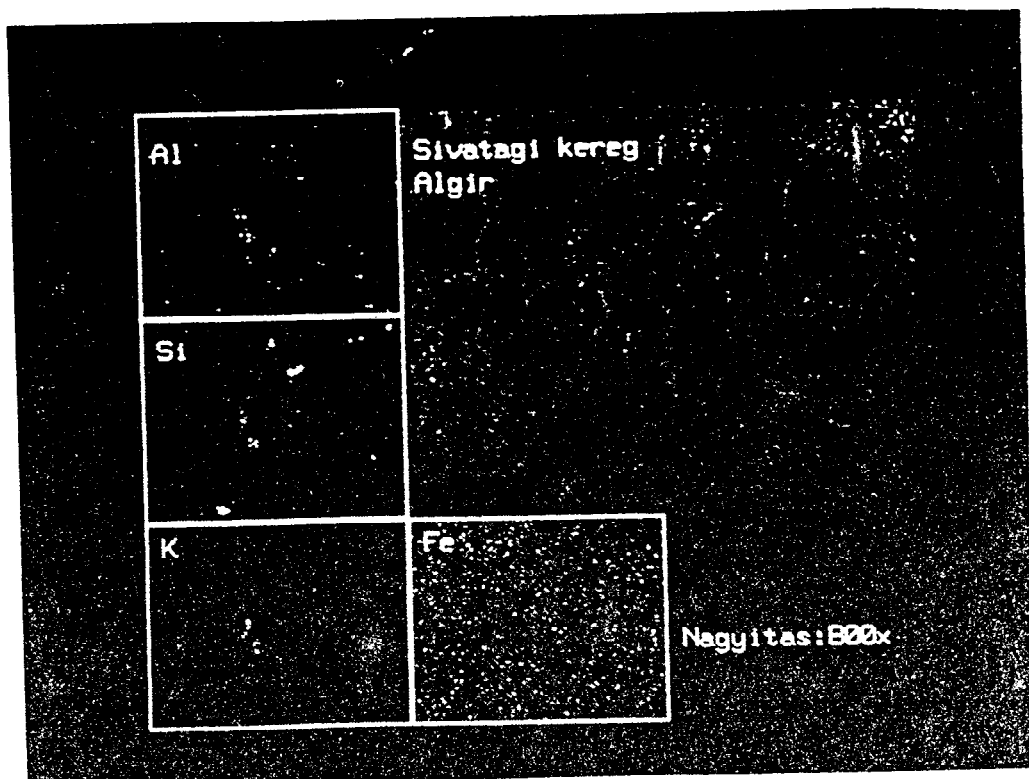
2a. A mogyoródi konkréción polírozott felületének pásztázó elektronmikroszkópos felvétele



2b. Az algériai sivatagi kéreg polírozott felületének elektronmikroszkópos felvétele. A homogén vasas mátrixba szögletes kvarcsemce van beágyazva



3a. A mogyoródi konkréción alumínium-, szilícium-, kálium- és vaselosztási képe



3b. Az algériai sivatagi kéreg alumínium-, szilícium-, kálium- és vaselosztási képe

Mindkét minta esetében a 10  $\mu\text{m}$ -nél nagyobb szemcsék túlnyomó része hullámos kioltású kvarc, alárendelten földpátok és muszkovit is előfordulnak. A nagyobb szemcsék szögletesek, a kisebbek lekerekítettek. Igen jellegzetesek a gömbszerű megjelenésű alga pszeudomorfozák.

A kémiai karakter hasonlóságát mutatja a matrixra jellemző homogén eloszlású vas és az alapanyag elemeloszlása, a magnézium, kalcium, kálium, kén, foszfor és klór jelenléte.

A belső sivatagokban található vasas, mangános, kovás mázak, kérgék többnyire egykori időszakos tavak, deflációs mélyedések üledékeinek beszáradási folyamatai révén keletkeznek. Jellegzetes főelemeik mellett több olyan nyomelemet tartalmaznak (K, S, Cl, P), amelyek utalnak az oldásos-kicsapódásos, diagenetikus eredetre. A keletkezési folyamat valószínűleg biogén jellegű, a kiválásokat algák is befolyásolják. További fontos megállapítás (JUX, U. 1983), hogy a felszálló alkalikus pórusvizű homokösszletre települt agyagos-homokos képződményekben válnak ki és környezetükben meszes-dolomitos, gipszes képződmények találhatóak. A szilíciumos sivatagi kérgék <130 mm/év csapadékú, 16-24°C évi középhőmérsékletű területekre jellemzők, de átöröklődésük miatt — a Szaharában a fiatalabb szinteken sehol sem fordul elő — nehéz az adatszerű meghatározás.

A mogyoródi kiválásokról ezért feltételezzük, hogy egy hasonló *beszáradási folyamat* produktumai. Az algériai mintával mutatott hasonlóságuk és a környezetükben tapasztalható indikációk (bórfeldúsulás a mogyoródi fluvio-lakusztrikus rétegsor és fekü homok határán, báriumtartalmú fekete mangán-bevonatos kavicsok, a sivatagi származásra annyira jellemző sivatagi fénymáz [lakk] szilíciumos kérgék és kavicsok, gyökérmaradvány pszeudomorfozák a homokösszletben) alátámasztják feltételezésünket (SZŐŐR GY.–SCHWEITZER F.–BALÁZS E. 1993).

### 5.3. A pannon végi szárazulattá válást alátámasztó mélyfűrési és geofizikai adatok

A medenceperemeken igazolt geomorfológiai, üledékföldtani és biostratigráfiai időhorizontok kiterjesztése, ill. igazolása medencéink mélyebb

részeire nagyon nehéz. NAGYMAROSSY I. (1981), JÁMBOR Á. et al. (1987), RÓNAI A. (1985a, 1985b), DANK V.-KÓKAI J. (1969), HÁMOR G. et al. (1987), FRANYÓ F. (1978), POGÁCSÁS GY.-JÁMBOR Á. et al. (1989) munkái alapján tudjuk, hogy medencéink mélyebb részeit kitöltő üledékek biosztratigráfiai tagolását és az ősföldrajzi környezet rekonstrukcióját nem csak a fúrás magminták viszonylag kis száma, hanem azok szórványos eloszlása is akadályozza.

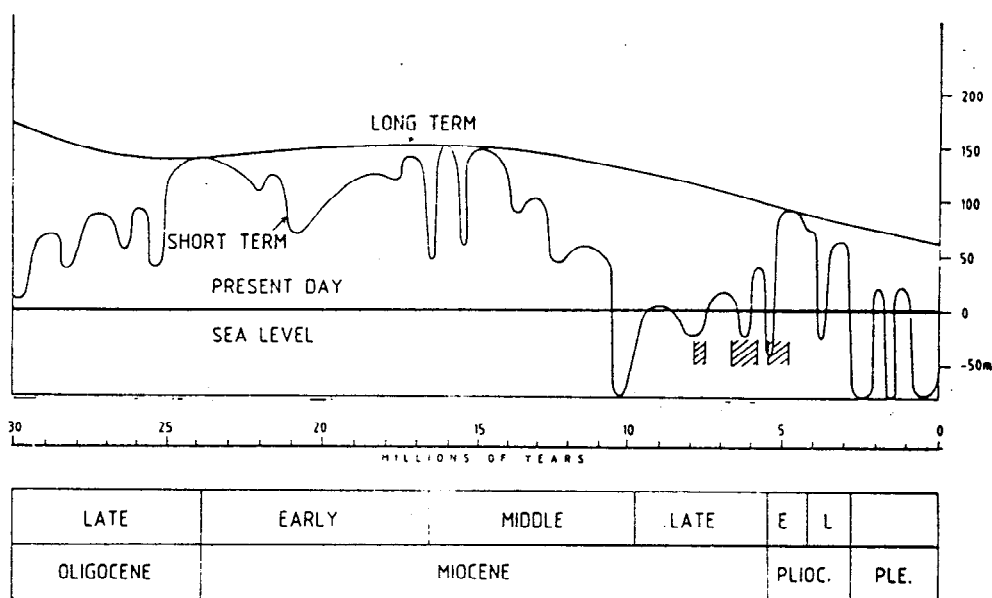
Medencéink, medenceperemeink ősföldrajzi viszonyait, a lerakódási környezet megismerését jelentősen elősegítette a szeizmikus sztratigráfia (POGÁCSÁS GY. 1985, 1987, VÖLGYIL. (1976). *A szeizmikus sztratigráfiai és a magnetosztratigráfiai adatokat összevetve, kiegészítve olykor a radiometrikus adatokkal jó képet kaphatunk a medence fejlődéstörténetéről.*

A Pannon-medencében a paleomágneses és a szeizmikus adatok értékelése alapján POGÁCSÁS GY.-JÁMBOR Á. et al. (1989) vizsgálatai négy olyan időszakot mutattak ki, amikor – pl. a Békési-medencében is – üledékhiány mutatkozik.

Már korábban említettem, hogy a Földközi-tenger medencéjében a miocén utolsó szakaszában igen kiterjedt *evaporit képződés* folyt, amikor is a Földközi-tenger kiszáradt. HAQ, Z. et al. (1987) eusztatikus tengerszint-változási görbéje szerint a világtengerek szintjében négy jelentős csökkenés mutatható ki, amelyeknek kora megközelítően 10,9, 7,8, 6,3, 5,3 M év (14. ábra). Figyelemre méltó, hogy a HAQ et al. (1987) által azonosított eusztatikus tengerszint változások a Paratethys maradvány, a Pannon-tó vízszint-változásával megegyezők, annak ellenére, hogy a Pannon-tó fokozatosan izolálódott a világtengerektől.

Főként a Pannon-medence K-i részén a neogén quarter időszakban különböző mélységű depressziók alakultak ki, amelyekben a szarmatára nagy vastagságú pannóniai (kunsági) üledék települ. A medencék a fokozatosan előrehaladó delták révén feltöltődtek, deltasíkságok alakultak ki. A Pannon-medence peremvidékén a szeizmikus szelvények és a paleomágneses adatok alapján három markáns üledékképződési hiátust mutattak ki a 4,6–5,4, az 5,7–6,8, a 7,6–7,9 és egy valószínűt, 10,5–11,5 (?) M év között (POGÁCSÁS GY.-JÁMBOR Á. et al. 1989).

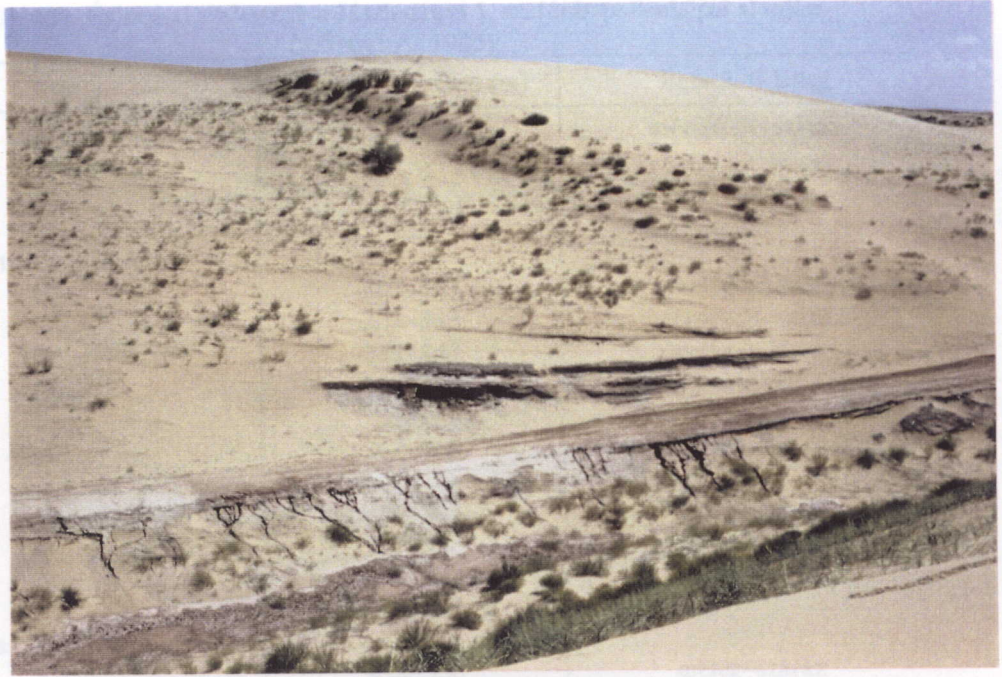




14. ábra. Eusztatikus tengerszintingadozások a földtörténet utolsó 30 millió éve során a tengerszintváltozások hozzávetőleges nagyságával (HAQ et. al. 1987 nyomán). A 4 és 12 millió év közötti globális tengerszint minimumokat (5,2; 6,3; 7,8; 10,4) összevetve a Pannon-medence északi selfjén azonosított hiátuszokkal (4,6–5,4; 5,7–6,8; 7,6–7,9 millió év) ill. a synrift és postrift üledékeket elválasztó regionális diszkordancia felület által reprezentált (helyről-helyre változó hosszúságú) hiátusz korával ( $\approx 10,5$  millió év), szembevetve a korrelációt

A fenti üledékképződési hiátusok közül a 4,6–5,4 M év közötti időszak jól egybeesik a Földközi-tenger messinai korú vízszint-csökkenésével, amikor általános volt az evaporit képződés. Jogosan feltételezhető, hogy a markáns klímaesemény a Pannon-medencében is éreztette hatását. A beszáradási folyamatra utalnak a tarkaagyagok és a jellegzetes dolomitiszapok. A Pannon-medence belsejében is találunk beszáradási nyomokat, pl. a tarkaagyagokat, a bepárlódási szakaszokban keletkezett dolomitokat. Így pl. a zalaegerszegi 3. sz. fúrásban is vannak dolomitos szakaszok. Igaz, vékony lignit betelepülési nyomok is vannak, amelyek hasonlóan alakultak ki, mint a kínai Mu–Us sivatagban jelenleg a tőzegek (8., 9. kép).

A meleg–száraz és a forró–száraz időszakra vonatkozóan a 950 m mélységű Jászladány 1. sz. fúrás szelvényében is találunk adatokat, mégpedig a 432–740 m közötti mélységben (RÓNAI A. 1985, 3. táblázat). A fúrászelvényben a felsőpannóniai alemelet (930–740 m) fajtagazdag meleg lombos erdejének a klímája határozottan elkülönül a levantei alemeletétől, amely erdőtlenségével és félsivatagi száraz klímájával markáns választóvonal, azaz övezet, amikor a növényzetnek sok helyen nyoma sem maradt.



8. kép. Yulin-Ho (a Hoang-Ho mellékfolyója) óholocén meanderében képződött vékony agyag- és iszaprétegek, amelyeket vastag futóhomok takar be



9. kép. Tőzegtelepek a MU-US sivatagban Baotontól D-re

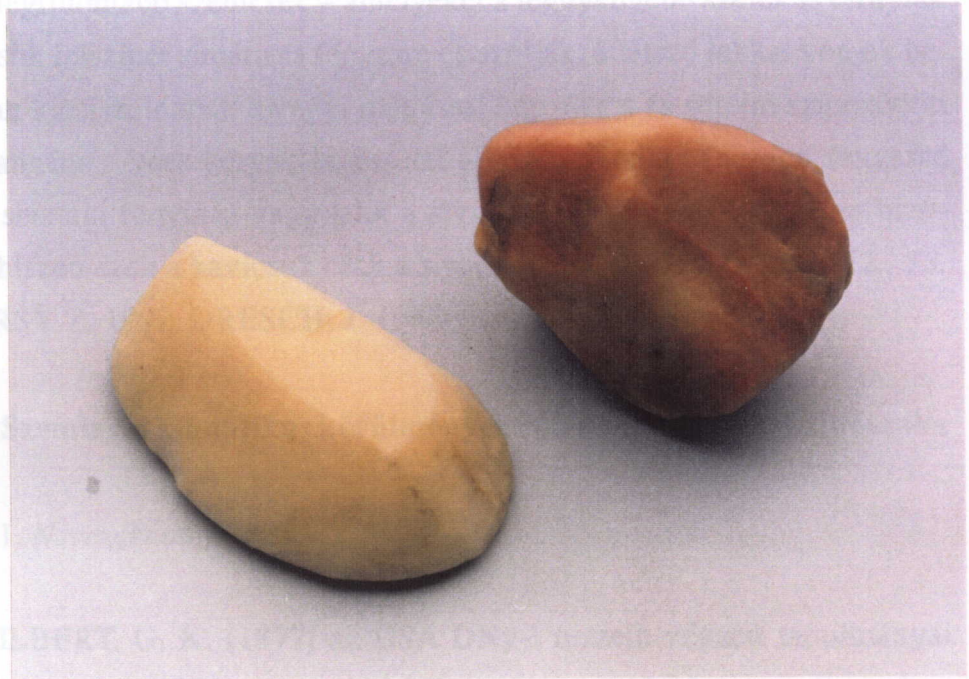
3. táblázat. Éghajlati szakaszok a Jászladányi 1. sz. fúrás pollenképei alapján  
(RÓNAI A. 1985)

Kor	Minták mélysége (m)	Éghajlati jelleg
Holocén Q <sub>4</sub> ↓	0-6 ↓	mérsékelt-száraz ↓
Pleisztocén alsó része		
Q <sub>1-7</sub>	285-303	meleg-nedves
Q <sub>1-6</sub>	303-333	mérsékelt-száraz
Q <sub>1-5</sub>	333-347	meleg-nedves
Q <sub>1-4</sub>	347-363	meleg-mérsékelt száraz
	363-366	a szakasz eleje hűvös-száraz
Q <sub>1-3</sub>	366-397	meleg-nedves
Q <sub>1-2</sub>	397-410	mérsékelt-nedves
Q <sub>1-1</sub>	410-432	meleg-nedves
Levantei felső tagja		
Pl <sub>3-2</sub>	432-550	meleg-száraz
Levantei alsó tagja		
Pl <sub>3-1</sub>	550-740	forró-száraz
Felsőpannóniai utolsó szakaszai		
Pl <sub>2-3</sub>	740-800	meleg-mérsékeltén nedves
Pl <sub>2-2</sub>	800-860	meleg-száraz
Pl <sub>2-1</sub>	860-930	meleg-nagyon nedves

#### 5.4. A szél által polírozott, ún. „sivatagi mázas” kavicsok

Az ország területéről eddig számos helyről kerültek elő sivatagi mázas kavicsok. Előfordulási helyeik főként a pliocén hordalékkúpok és törmelékkúpok kavicsos anyagai, valamint néhány a Villányiumi teraszttest kavicsanyagai (10., 11. kép).

A szél szállító munkája mellett csiszoló, súroló munkát is végez. A homokviharok hatására a homokszemcsék a legkeményebb kőzeteket is lekoptatják, polírozzák. A sivatag építményein ennek hatását mindenütt fel lehet ismerni.



10. kép. Sivatagi fénymázos kavicsok a Pesti-síkság É-i részéről (Mogyoród)

Ezeket a formákat később leginkább pedimentekként, hegylábfelszínekként vagy glaciásként jellemezték.

A pediment értelmezése és jellemzése a geomorfológiai irodalomban

röbbséle.

hegység

lejős s

amiennyit

tudnak. K

Má

sorainak

a hegység

kből t

perenaci

K

tevő foly

egynyári



Szerinte ha az önmagával párhuzamosan hátráló pediment lépcső homlokzata

11. kép. Sivatagi fénymázos kavicsok a Bana-Bábolna közti idős teraszok agyagából

A legfinomabb szemcsék – amelyeket a leggyengébb szelek is elfújnak – a kavicsok felszínét símára és fényesre csiszolják, átlátszó lakkal vonják be. Hasonlóan kicsiszolódnak a vegyi mállással képződött és sötétre színeződött vasas–mangános érces kérégek is, ezáltal a sivatagi szikla felszíne fényessé válik. A sivatagi fénymáz vagy lakk a sivatagi származás kétségtelen bizonyítéka, hiszen ezek a kavicsok csak a sivatagokban találhatóak meg (12., 13. kép, BORSY Z. 1992, DRESCH, J. 1966).

## 6. Szemiarid klimatikus körülmények és a pedimentáció fő időszaka

### 6.1. Nevezéktani kérdések

GILBERT, G. K. (1877) az USA DNY-i részein végzett tanulmányai során már csaknem 120 évvel ezelőtt felismerte azt a döntő szerepet, amelyet a száraz területeken a hegységek lábánál a lankásan lejtő sziklasíkok játszanak. Ezeket a formákat később leginkább pedimentekként, hegyláb felszínekként vagy glacisként jellemezték.

A *pediment* értelmezése és jellemzése a geomorfológiai irodalomban többféle. Elnevezése GEE, W. J. Mc-től (1897) származik, aki pedimenten a hegységek meredek peremének tövében szilárd kőzetből lenyesett enyhén lejtős síkot értett. Felszínét szerinte legfeljebb annyi törmeléktakaró fedi, amennyit félig száraz éghajlati körülmények között a lefolyó vizek mozgathatnak. Kialakulását félig száraz éghajlati körülmények közé helyezte.

Mások, mint pl. JOHNSON, D. W. (1932) a pediment fogalma alá sorolnak minden olyan feltöltött felszín darabot is, amely az erózióbázis felől a hegységi sziklasíkhöz csatlakozik és törmeléktakarójának vastagsága a hegylábától távolodva növekszik. Később már pedimentként értelmezték a hegységperemen részben vagy egészben akkumuláció alatt álló felszíneket is.

KING, C. A. M. (1962) a pedimentképződést a legáltalánosabb síkká tevő folyamatnak tartja nemcsak a száraz, félig száraz, hanem a trópusi egyenári esős, továbbá a mediterrán és részben a mérsékelt öv területén is. Szerinte ha az önmagával párhuzamosan hátráló pediment lépcső homlokzata



12. kép. Sivatagi fénymázos kavicsok Mogyoródtól D-re 250 m tszf-i magasságú hordalék-  
kúpösszletben



13. kép. Sivatagi fénymázos kavicsok, éléskavicsok a Nubiai-sivatagban (BORSY Z. gyűjtése)

a hegység peremén kialakult, mindaddig meredek formában megmarad, amíg a pedimentfelszín hosszú, lapos, ferde lejtője a kiemelkedést, ill. a hegységet fel nem emészt. E változás hatására a pedimentből *pediplaine* lesz.\*

A pedimentek regionális kiterjedésének, genetikájuk magyarázatának és a nevezéktannak tisztázásával sokan foglalkoztak.

BIROT, P. (1951), DRESCH, J. (1957), MENSCHING, H. (1958), TRICART, H. (1961) határozottan különbséget tesznek a tulajdonképpeni pedimentek (ezek a felszínek a hegység előterében kemény sziklából, gyakran kristályos kőzetekből vannak kivésve) és a *glacis* -k (ezek a felszínek puha, laza kőzetekből alakulnak ki) között.

Hogy a *glacis* és a pediment között genetikailag kell-e különbséget tenni, arról az irodalomban még ma sem alakult ki egységes álláspont. A *glacis*ok képződésének feltételei sokak szerint a száraz területeken adóttak és erős fizikai aprózódással, szakaszos gravitációs anyagszállítással, felületi leöblítéssel, mások laterális eróziós tevékenységgel magyarázzák. Sokak szerint a *glacis* fejlődése erózióbázishoz kötött, míg a pediment ilyen szempontból jóval függetlenebb.

A kutatók többsége – BIROT, P. (1951, 1968), DRESCH, J. (1957), MENSCHING, H. (1958), BUTZER, K. W.–HANSEN, C. L. (1968), KAISER, K. (1972), PÉCSI M. (1969), TRICART, J. (1961), SZÉKELY A. (1977) – szerint meleg-száraz és félig száraz klímafeltételek a legkedvezőbbek a pediment képződésére. A pedimentációval kialakuló lepusztulási síkok, félsíkok képződését már kiterjesztik a jelenlegi és hajdani periglaciális, ill. hideg-száraz területekre is (TROLL, C. 1948, CZUDEK, T.–DEMEK, J.–STEHLIK, O. 1965, PÉCSI M. (1961), PINCZÉS Z. (1976, 1977), SZÉKELY A. (1965, 1977), KLIMASZEWSKI, M (1963), de alkalmazzák a szárazabb szavanna és a mediterrán éghajlati övek területére is mind a recens, mind pedig a fosszilis formákra (BÜDEL, J. 1953, 1957).

\* E fogalmat MOXSON, J. H. és ANDERSON, G. H. (1935) javasolta olyan nagy kiterjedésű, letarolással síkká tett felszínek megnevezésére, amelyek száraz, vagy félig száraz klímazónákban a pedimentek összeolvadásából keletkeztek.

Meg kell jegyezni, vannak, akik a pedimentképződést lehetségesnek tartják a mérsékelt égövben is (PENCK, A. 1925, GERASZIMOV, I. P. 1952), sőt a váltakozóan nedves és száraz évszakkal jellemzett trópusi éghajlati feltételek mellett is (BÜDEL, J. 1955, KING, C. A. M. 1957). Természetesen a „valódi” pedimentképződést ők is csak a félig száraz területek sajátosságának tartják. Jelenleg is a félig száraz és száraz klímazónák hegységeiben jellemzők. BOBEK, H.-nak (1958, 1961), a kitűnő Irán-kutatónak köszönhetjük többek között e térség magas vidéke belső arid területei nagyszerű pedimentjeinek felfedezését. Kutatásai során azt is vizsgálta, hogy Iránban milyen feltételek között keletkeztek a hegyláb felszínek és a jelenben is tovább fejlődnek-e? A BOBEK, H. (1958) által leírt pedimentek – Dasht felszínek – a nagy Kawir-medence körül csoportosulnak, amelynek évi csapadéka belülről kifelé 50–300 mm. BOBEK a Dasht felszíneket és ezek sarkos kavicsait (dreikanterek) a felsőpliocéntól az egész negyedidőszakon át napjainkig tartó szűkebb értelemben vett ariditás tanúiként értelmezte. Ez utóbbi lenne a szükséges feltétele a napjainkig tartó zavartalan pedimentációnak. BOBEK szerint tehát a pedimentáció Iránban egy 300 mm-nél nem több évi csapadékkal meghatározható ariditáshoz kötődik. Ezzel szemben a későbbi kutatásokból az is kitűnik (SPREITZER, H. 1959, LOUIS, H. 1957, BÜDEL, J. 1955, MENSCHING, H. 1982), hogy az abszolút csapadékmennyiségnél fontosabb a csapadék időbeli eloszlása, egy vagy több év során rövidebb vagy hosszabb időszakokra való korlátozása. Szükségesek kifejezetten száraz időszakok, amelyek hatással vannak a növényzetre, a talajképződésre, a mállásra és a lefolyási viszonyokra. Ezek a feltételek mind az arid, mind a szemiarid területeken, sőt a száraz zóna magashegységi szemihumid övezetében is adóttak.

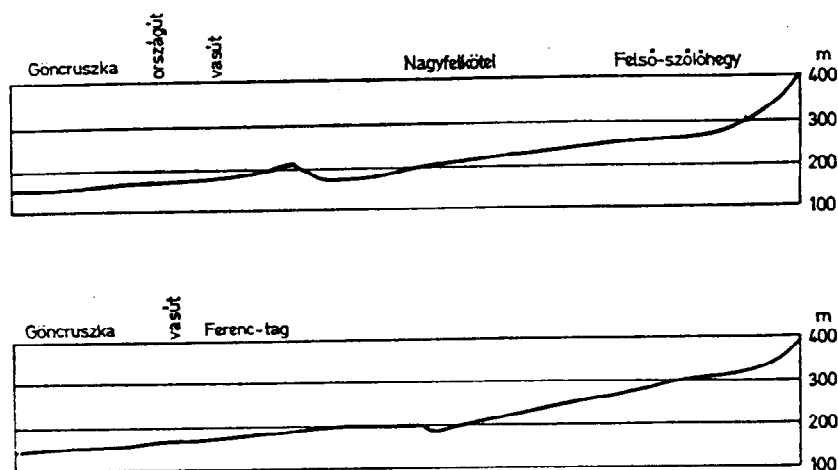
*A hegyláb felszín-képződés, a pedimentáció – szemben a trópusi tönkfelszín-képződéssel, az etch-plain képződéssel – olyan síkká tevő planációs folyamat, amely a hegységek vagy a hegységekbe benyúló tágas folyóvölgyek és medencék peremén szélesebb-keskenyebb lejtős fűlsíkokat hoz létre.*

A pedimentáció a Kárpát-medencében a szárazabb, melegebb periódusokban volt igen tevékeny felszínformáló tényező (PÉCSI M. 1964, 1970, PINCZÉS Z. 1953). E geomorfológiai folyamat mellett a mi szélességünkön jelentős felszínformáló szerepe volt a pleisztocén periglaciális kori pedimen-



tációnak, a krioplanációnak is. A periglaciális felszínkiegyenlítő folyamatok (krioplanáció) természetesen nem eredményeztek olyan kiterjedt lepusztulásszinteket, mint a pedimentáció, de a meleg-száraz szemiarid zónák pedimentjeihez hasonló genezisű formák a pleisztocén során is kialakultak, ha nem is olyan kiterjedtek, mint a pleisztocén előtt képződött hegyláb felszínek.

Az enyhe, hosszan kiegyenesített lejtőkkel mégis igen jellemzőek (PÉCSIM. 1961, SZÉKELY A. 1977, PINCZÉS Z. 1964) (15. ábra, 14. kép).



15. ábra. Vázlat Göncruszka környéki hegyláb felszínéről (PINCZÉS Z. szerint)

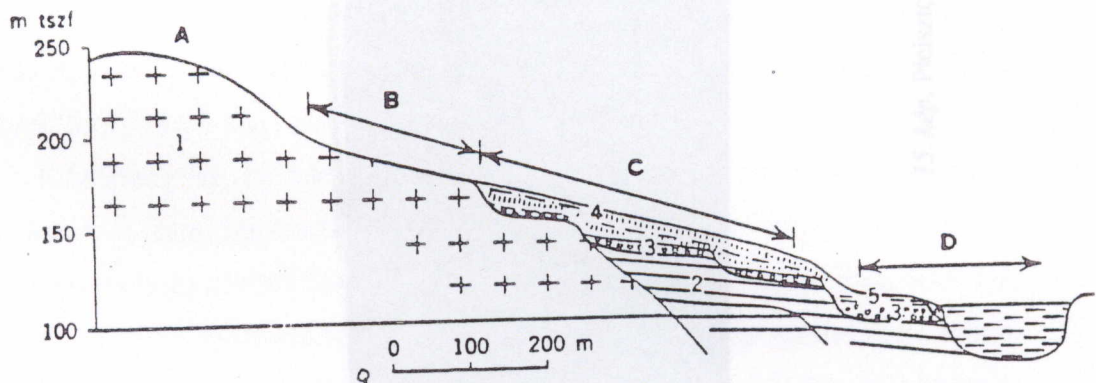
Az egyre mélyülő völgylejtőket és a völgyközi hátakat a glaciálisok során a krioplanációs, tömegmozgásos stb. folyamatok ellankásították. Az interglaciálisokban az erős völgyképződés hatására a hegységi előtér pedimentje a medencék és a teraszos völgylejtők felé hosszan elnyúló völgyközi hátakra tagolódott és a hegylábperemi hordalékkúpok mind messzebbre nyomultak a medence felé.

A pleisztocén időszaki krioplanáció a nagyobb folyóvölgyekben a magasabb teraszokat sok esetben enyhe dőlésű ferde lejtővé formálta át. Így pl. gyakran megfigyelhető, hogy a völgy (Solymári-völgy, Hernád-völgy Gönc és

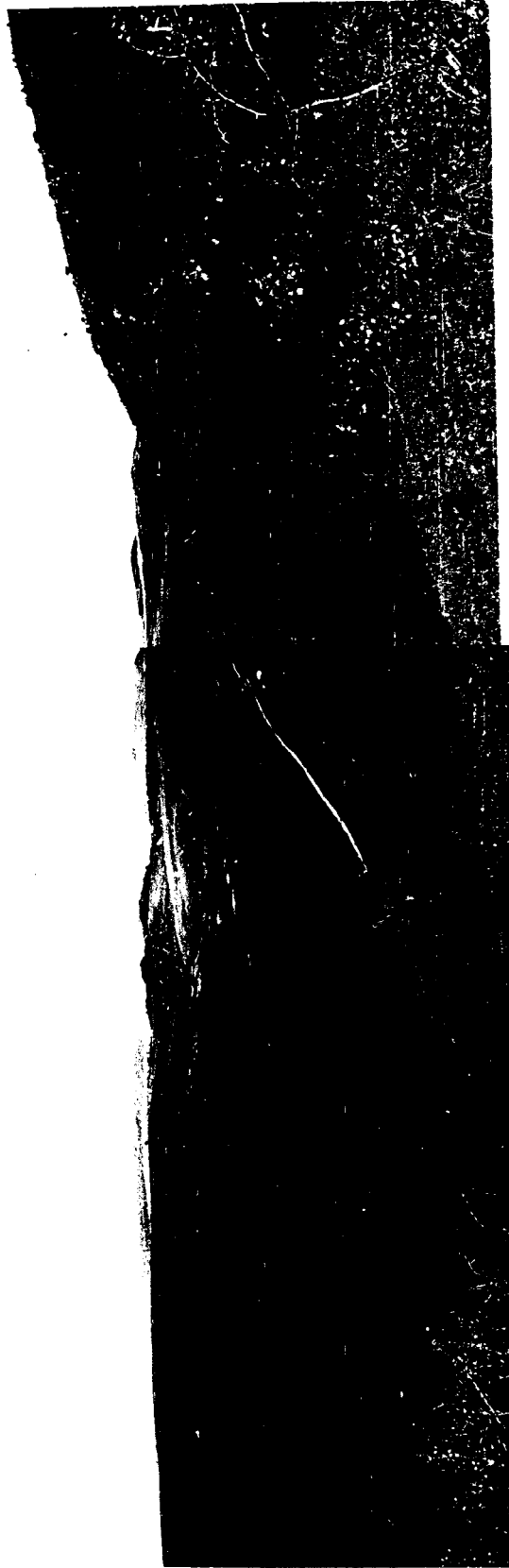


14. kép. Peiglaciális felszínkiegyenlítőfolyamatok hatására kialakult lepusztulásszint az Ogilivi-hegységben — Yukon tartomány

Hejce térségében, Eger-patak völgye, gercsei Bikol-patak, Által-ér stb.) egyik oldalán a folyó teraszainak lépcsői sorakoznak egymás alatt, míg a völgy másik oldalán széles kiegyenlített ferde lejtő, a pleisztocén pedimentek és pediment glacisok formálódtak ki (16. ábra, 15. kép).



16. ábra. A völgyi pediment egyik típusa (PÉCSI M. szerint). — 1 = andezit; 2 = laza üledékes kőzet; 3 = terasz kavics; 4 = teraszlépcsőket kiegyenlítő lejtőüledék takarója (glacis); 5 = ártéri üledék; A = völgyközi hát vagy hegységperem; B = völgyi pediment sziklából kivésett része; C = lejtőüledékkel kiegyenlített teraszos völgyoldal; D = folyóvölgyi talpi terasz és ártér



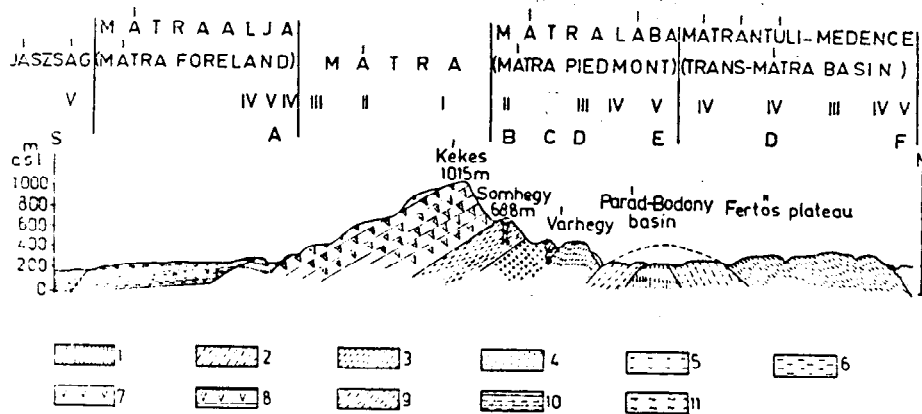
*15. kép.* Pleisztocén pedimentek és pediment glaciók a Gerecse-hegységben

*A pleisztocén krioplanációs–eróziós folyamatoknak abban is szerepük volt, hogy a pleisztocénnél idősebb hegyláb felszínüket jelentősen lealacsonyították, párhuzamos völgyekkel széles, lapos hátakra tagolták s ezzel a hegylábi felszínt két szintre osztották.*

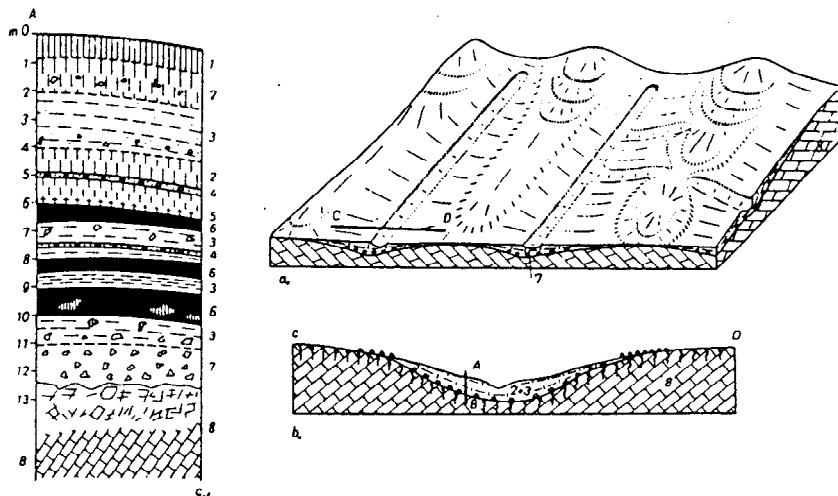
A hegylábától ujjszerűen előrenyomuló magasabb hátak sorozata a valódi hegyláb felszín tartozéka, míg az alacsonyabb hátak az előbbi szintek pleisztocén során lealacsonyított maradványai. PÉCSI M. (1961), SZÉKELY A. (1977), PINCZÉS Z. (1977) szerint pleisztocén pediment glacisok övezik a kisalföldi és a Balaton-felvidéki bazaltsapkás tanúhegyeket is, bár e felszínrészek kialakításában az utóbbi évek geomorfológiai vizsgálatai alapján a csuszamlásos folyamatoknak is jelentős szerepe van (BORSY Z. 1985, SZABÓ J. 1989).

Hegységeink előterében a fiatal pleisztocén süllyedékek (Balaton, Sár-rét, Velencei-tó, Pécsi-medence, Bodroghöz stb.) hatására pl. a hegységelőtérben a folyók erózióbázisa is mélyebbre száll. Ilyenkor ezek peremén a pliocén hegyláb felszín függve maradt és a periglaciális kori száraz-hideg kontinentális viszonyok között a krioplanációs folyamatok hatására „*pleisztocén pedimentek*” és „*pediment glacisok*” alakultak ki. Az átöröklött formák mindenütt szembetűnőek, de a pleisztocénben keletkezettekkel keveredtek (17. ábra). PÉCSI M. (1970) szerint pl. a krioplanációs folyamatok hatása mellett az emelkedő hegységek peremén, a pliocén hegyláb felszínének, idősebb hegységperemi lépcsők előterében esetenként újabb pleisztocén kori pediment képződése is előfordult, amelynek ferde lejtőibe főként vízfolyás nélküli deráziós völgyek mélyülnek (18. ábra).

Középhegységeink lejtőin 400–600 m magasságú *eróziós felszín*ek formálódtak ki a fiatal harmadidőszak során. Ezek a geomorfológiai szintek – az Északi-középhegységben 500–600 m, a Dunántúli-középhegységben 400–300 m magas – olykor meredek lejtővel, lépcsővel, ún. hegységfronttal végződnek. Az andezit lávából, ill. tufából vagy a mezozóos üledékekből felépült hegységekből a patakok 250–350 m közötti tszf-i magasságú hegyláb felszínekre érnek ki.

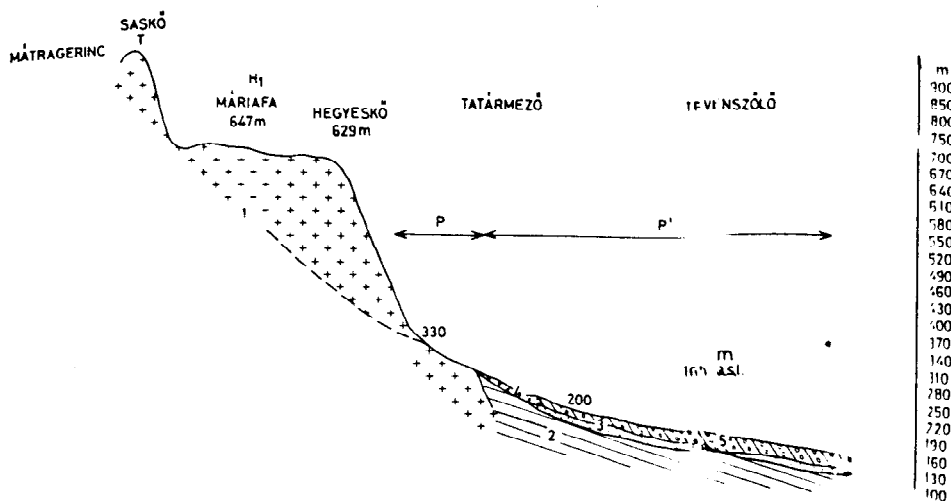


17. ábra. Összefoglaló É—D-i keresztmetsvény a Mátrán át (SZÉKELY A. szerint). — 1 = középsőoligocén slír; 2 = felsőoligocén laza slír; 3 = felsőoligocén kemény homokkő; 4 = felsőoligocén (felső-katti) slír; 5 = alsómiocén üledékek; 6 = helvét slír; 7 = kipreparált szubvulkáni képződmények (lakkolitok, telérek); 8 = tortonai vulkáni összlet (andezit, agglomerátum, tufa, riolittufa); 9 = szarmata üledékek; 10 = felsőpannón üledékek; 11 = negyedidőszaki üledékek (hordalékkúpok, lejtőüledékek, lösz stb.); I = magas felszín; II = középső felszín; III = felsőpliocén pediment; IV = pleisztocén glacis; V = negyedidőszaki denudációs és akkumulációs medencék; A = mátraalji tektonikus kismedencék; B = felső lakkolitsor; C = alsó lakkolitsor; D = felsőoligocén homoklépcső; E = mátralábi denudációs medencék; F = Mátrán túli denudációs medencék



18. ábra. Derázis völgyek alakította pleisztocén pediment általánosított szelvénye (PÉCSI M. szerint). — 1 = csernozjom; 2 = dolomittörmelékes lösz; 3 = ritmikusan rétegzett homokos lösz; 4 = homokos dolomittörmelékekkel jelzett denudációs felület; 5 = faszénben gazdag löszréteg; 6 = fosszilis csernozjom jellegű talaj, részben áttelepítve; 7 = dolomit lejtőtörmelék; 8 = dolomit, felső részében erősen felaprozódott és töredezett

A hegységek frontjától kezdődő *heglábfelszín* olykor szélesebb–keskenyebb sávban sziklapedimentként övezi a hegységelőteret (19. ábra, 16. kép), máskor viszont pannóniai üledékekkel, deltaösszletekkel, abráziós teraszokkal fedett heglábfelszínre megy át (20. ábra). Így a hegységperemeken széles sávban enyhén lejtő *hegláblépcsőkkel* elkülönülő *heglábfelszín generációk* alakultak ki, amelyeket PÉCSI M. (1969) és SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. (1973) a felsőpliocén, ill. a negyedidőszaki völgyképződés *kiindulási szintjeinek* értelmezi.



19. ábra. Mátraalja, heglábfelszín és hordalékkúp Markaz—Gyöngyösvisonta környékén (PÉCSI M. 1980). — 1 = középsőmiocén (bádeni) andezit; 2 = felsőpannóniai lignittelepes homokagyag formáció; 3 = felsőpannóniai homok; 4 = durvább andezit görgeteg és kavics; 5 = felsőpliocén–alsópleisztocén hordalékkúp formáció, helyenként 10-15 fosszilis talajjal tagolva; P = sziklapediment; P' = a heglábfelszín alacsonyabb hordalékkúpos övezete, korrelatív üledékekkel fedve; H<sub>1</sub> = feltételezett szarmata kori pedimentmaradvány; T = Mátra-gerinc, -tetőszint

A középhegységeket övező heglábfelszínek igen különböző szélességűek. Ahol a hegységekhez dombsági előterek kapcsolódnak, ott szélességük elérheti a 3–5 km-t és lejtésük ilyen esetekben 2–5°.

A középhegységet átszelő folyóvölgyekben – Duna-völgy, Ipoly-völgy, Zagyva-völgy, Eger-patak völgye, Hernád-völgy – a legmagasabb – VI.–VII. sz. – teraszokhoz kapcsolódó heglábfelszínek viszont keskenyebbek és lejtésük 6–8° is lehet.

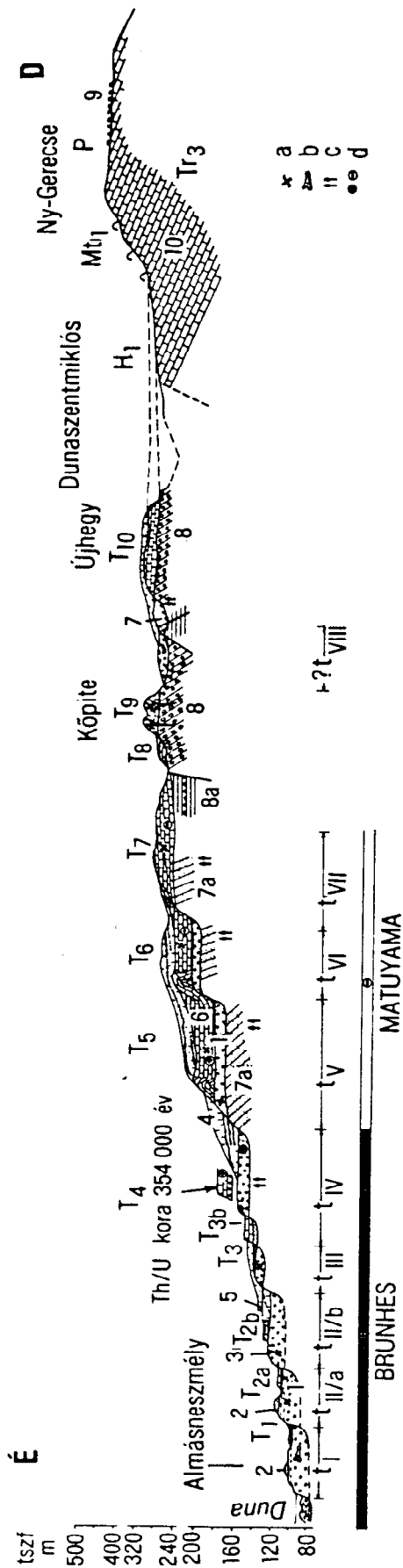


16. kép. Hegylábfelszín, amely szélesebb-keskenyebb sávban sziklapedimentként övezi a hegységelőteret

Az előbbiekhöz képest nagyobb ( 21. ábra) folyóvölgyek középhegységi szakaszán rendszerint keskeny lepusztulásszint, hegylábfelszín fut ki és simul a folyóvölgyek magas teraszaihoz, ill. hordalékkúp-felszínekhez (PÉCSI M. 1969, SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1971).

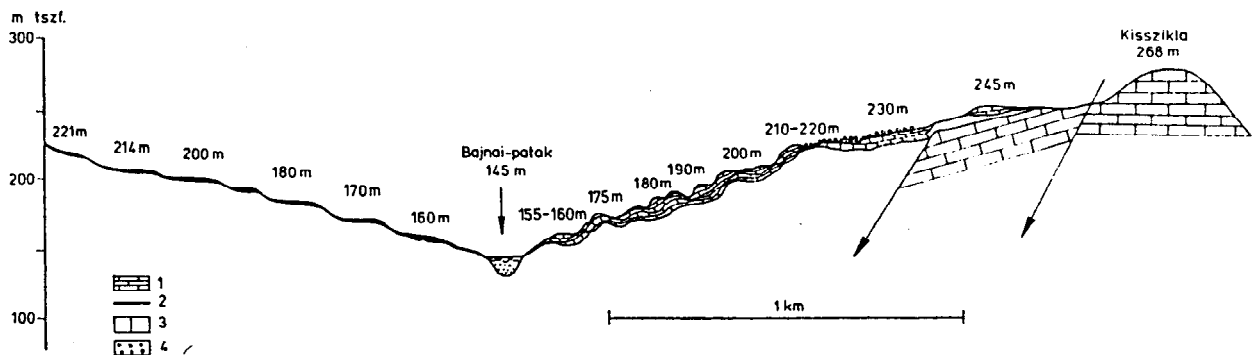
A felsőmiocén (Pannon) beltó a középhegység területén több *abráziós színlőt* hozott létre. Ezek a geomorfológiai szintek egyben a hegylábfelszínek képződésének kiindulási szintjei is lettek (22. ábra, 17. kép).

A Magyar-középhegység előterében, továbbá a hegységközi medencékben a hegylábfelszínek általában 330–220 m tszf-i magasságig enyhén lejtő felszínre nyesik el a mezozoós, az idősebb harmadidőszaki, több helyen a pannóniai rétegeket is. A hegylábfelszínek a felsőpannóniai üledékeket is elnyesve két *geomorfológiai szintet* képviselnek. Az egyik, a magasabb szint 370–340 m tszf-i magasságban indul ki – Dunazug-hegység, Mecsek, Bakony stb. –, az alacsonyabb pedig 300–250 m tszf-i magasságon helyezkedik el. Felszínüket olykor édesvízi mészkő is borítja. Az édesvízi mészkővel nem védett hegylábfelszínek, miután főként laza üledékeken képződtek, gyorsan pusztultak.

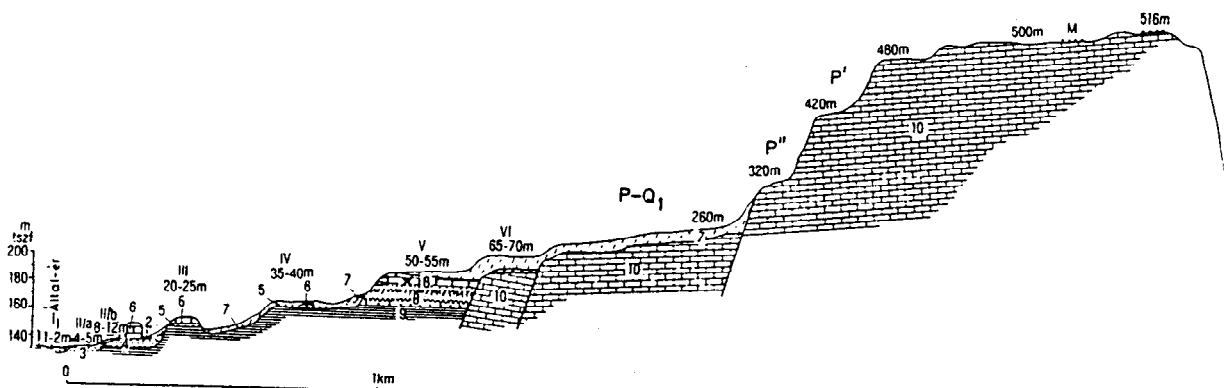


20. ábra. Geomorfológiai szintek a Nyugati-Gerecsében Almásneszmély és Dunaszentmiklós szelvényében (PÉCSI M.-SCHEUER GY.-SCHWEITZER F.-PEVZNER, M.A.). — 1 = folyóvízi teraszkavics és -homok; II-tviii = a feltételezeten tviii számmal jelölt teraszkavics eróziós diszkordanciával települ a felsőpannon deltakavicsra, elrombolva a legfelső pannon homokot és a gyöngykavicsos homoktagozatot; 2 = futóhomok; 3 = pleisztocén kriturbáció maradványai; 4 = lösz, lejtőlösz; 5 = fosszilis talajok a löszben; 6 = édesvízi mészkőszintek; T<sub>1</sub>-T<sub>10</sub> = különböző korú édesvízi mészkőszintek; 7 = felsőpannon gyöngykavicsos homok, melynek alsó részébe édesvízi mészkőgörgöttegek települnek; T<sub>1</sub>-T<sub>10</sub> = felsőpannon, keresztirétegzett homok (Bérbaltavárium?); 8 = felsőpannon agyag; 9 = miocén (?) teresztrikus kavics; 10 = felsőtriász mészkő; H<sub>1</sub> = felsőpliocén hegyláb felszín-maradvány, melynek peremén a 2. sz. felsőpannon abrziós színő átöröklődött; MT<sub>1</sub> = felsőpannon abrziós színő; P = harmadidőszak előtti, harmadidőszak előtti, miocén tert. sztrikus kavicsfoslányokkal (?); a = faunalelőhely; b = szenesedett fatörzsmaradvány; c = hévforrástölcsér-nyomok az édesvízi mészkőben, ill. kavicsban; d = paleomágneses polaritás





21. ábra. A Bajnai-patak teraszos völgyoldala Epölnél. ÉNY-DK-i irányú keresztmetsvény a Szent János-hegy és a Kísszikla között (SCHWEITZER F. 1982). — 1 = édesvízi mészkő; 2 = eróziós-deráziós lépcső; 3 = triász mészkő; 4 = heglábi felszínre települő, közelhegységi eredetű kavics, a Bajnai-patak legidősebb kavicsanyaga



22. ábra. A Nyugati-Gerecse geomorfológiai szintjei (PÉCSI M. szerint). — I = jelenkori ártér; II/a = első ármentes terasz (würm); II/b = második ármentes terasz (riss-würm, riss); III = riss I terasz; IV = mindel terasz; V = gүнз terasz; VI = pregүнз terasz; P-Q1 = pliocén negyedidőszak eleji heglábfelszín; P'-P'' = felsőmiocén abráziós szintök; M = miocén terasztrikus kavics (mezozoikum végi tönkfelszín, az oligocén-miocénban pedimentációs folyamatok átfomálták, a pliocén-pleisztocén folyamán kiemelkedett); 1 = holocén allúvium; 2 = barna erdőtalaj; 3-4 = kavics és homok az alacsony teraszon; 5 = vékony kavicsréteg a magasabb teraszokon; 6 = travertino; 7 = lösz, lejtőlösz; 8 = helyi törmelékűp vörösayaggal keverve, 9 = harmadidőszaki agyag, homok; 10 = triász mészkő



17. kép. Felsőmiocén (pannóniai) abráziós szinlők, melyek egyben a hegyláb felszínnek kiindulási pontjai is, Központi-Gerecse. ABR = abráziós szinlők

## 6.2. A heglábfelszínek kora és típusaik

A félig száraz területek hegységeinek előterében végbemenő heglábfelszín-képződés vitás kérdései között az egyik legérdekesebb a kor kérdése.

A pedimentek, heglábfelszínek jelenlétére a magyar középhegységben először PÉCSIM. (1961) mutatott rá. A korábbi magyar szakirodalom sem pedimentekről, sem glacis-felszínekről és azok genetikájáról nem tett említést.

A különböző szerkezeti jellegű és korú középhegységeink legnagyobb és legjellemzőbb formatípusait a lapos, hullámosra lenyesett, kiemelt exhumált vagy félig exhumált tönkös sasbércek, sasbércvonulatok és a hozzájuk kapcsolódó heglábi lépcsők, valamint a hegységet széles sávban övező heglábfelszínek képviselik.

Az 1950-es évekig a középhegységeink legmagasabban elhelyezkedő, olykor kiterjedt felszíneit, „*tönkfelszíneit*” részben a daviszi ciklustan végső tönkjeként, részben pedig pencki elsődleges tönkfelszínként értelmezték. (A daviszi tönk a lineáris eróziós eredetű letarolódás végső stádiumát jelző felszín.) Az egyes tönkfelszíneket kísérő alacsonyabban elhelyezkedő felszíneket pedig a tönkfelszín lezökkent darabjainak (ID. LÓCZY L. 1913, CHOLNOKY J. 1926, BULLA B. 1947, 1954, LÁNG S. 1954, KERÉKES J. 1938) vagy pencki heglábi lépcsőknek tartották. LÁNG S. (1954), PINCZÉS Z. (1953), BULLA B. (1947, 1952, 1954) pedig a hazai hullámos tönkfelületeket és a hozzájuk kapcsolódó heglábfelszíneket trópusi tönkösödéssel magyarázták. Véleményük szerint a tönkösödés eredményeként kialakult felszínek területileg alig választhatók el a középsőmiocénig kialakult tönkfelszínektől. BULLA B. (1962) ezek átöröklését tételezte fel és a tönkfelszín-képződést a pannóniai emelet végéig folyamatban lévőnek gondolta, kiterjesztve a fiatal vulkáni hegységekre is.

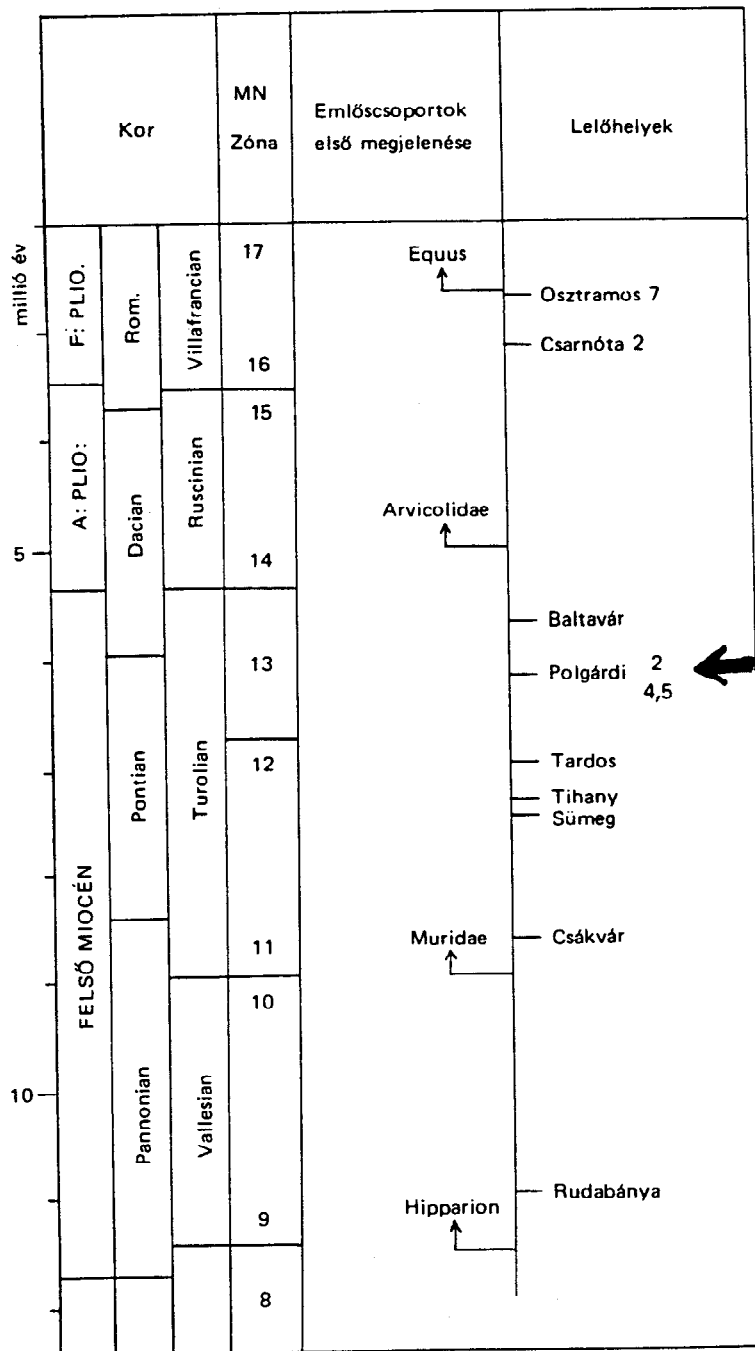
LÓCZY L. (1913) a Déli-Bakony és a Veszprémi-fennsík, VADÁSZ E. (1937) a Mecsek, VÍGH GY. (1941) a Gerecse elegyengetett felszínében mediterrán kori és pannóniai abrációval lenyesett tönkfelületet látott. CHOLNOKY J. (1928, 1936) – akinek szemléletére igen erősen hatott a daviszi ciklustan – a mezozóos anyagú középhegységeinket (Bükk, Bakony, Vértes,

Gerecse, Mecsek) lealacsonyodott, szenilis tönkhegységgé letarolt, majd később kiemelkedett völgyekkel felszabdalt röghegységeknek tartotta. Úgy vélte, hogy közülük egyesek, mint pl. a Bükk, a Bakony, a Vértes ma is az ősi szenilis tönkjelleget őrzik, amit a felszíni erózió, a völgyképződés hiánya, a karsztosodás őrzött meg.

Igen érdekes, hogy CHOLNOKY J. (1928) az Északi-középhegység vulkáni tagjait a davisi ciklus korai maturus állapotában lévő hegységekként értelmezte s úgy látta, hogy az eredeti vulkáni felhalmozódás-formákból sok alaki, elsődlegesen vulkáni forma megmaradt. Így pl. a Visegrádi-hegységben Dobogóköt és Csikóvárt a robbanásos kaldera perem részeként, a Mátrában a Mátraháza melletti Hórákót kráterromként, a sátoraljaújhelyi hegycsoportot pedig somma-típusú kalderaként értelmezte a maturus középhegységi tájban.

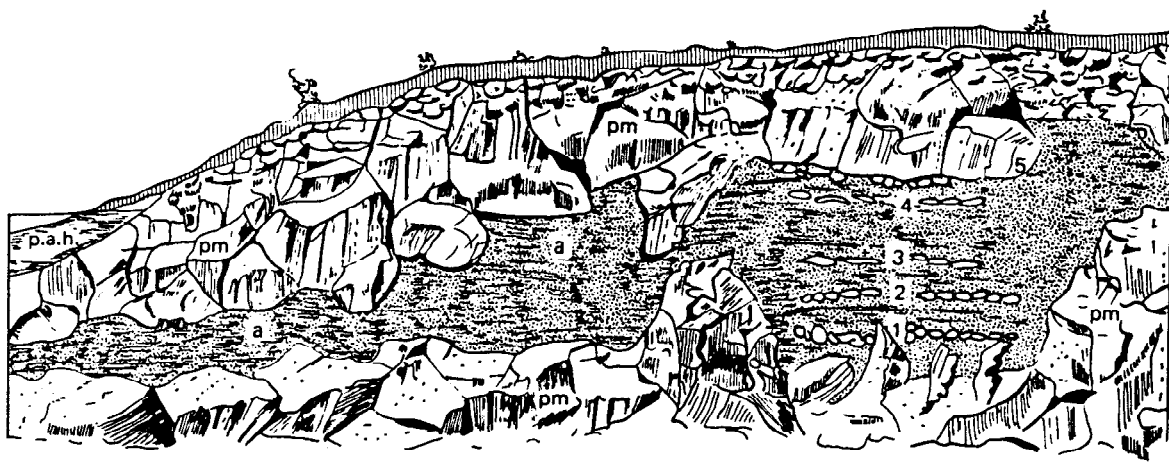
LÁNG S. (1955) a Mátrát, VENDL A. (1914) a Velencei-hegységet, KÁRPÁTI L. (1955) a Soproni-hegységet és felszínlépcsőiket miocén kori eróziós tönkfelületként értelmezte. KERÉKES J. (1938) és LEÉL-ÖSSY S. (1954) szerint a Bükk terjedelmes mészkőfennsíkja ciklusos karsztdenudáció eredménye, s mai helyzetébe csak a fiatal erős emelkedéssel került.

*A pedimentek, hegyláb felszínnek képződése a törmelék- és törmelékképződéssel együttjáró száraz és félig száraz területeken jellemző.* A Magyar-medencében ilyen éghajlati viszonyok a Bérbaltaváriumban valószínűsíthetők. KRETZOI M. (1980) szerint ennek az időszaknak paleoökológiai képét a bokros, füves, majdnem sivatagba hajló környezet jellemzi. Állatvilágát pedig a strucc, az őzsiráf, a *Hipparion* és az eddig alárendelt szerepet játszó gazellák vették át. KRETZOI M. (1980, 1983) szerint ez a faunakép arra utal, hogy a *Hipparion*-faunák által elfoglalt hatalmas sávra kiterjedő hirtelen kontinentalizálódás a pannóniai emelet végén, a Bérbaltavárium szakaszban történt. Ezt támasztja alá a Bérbaltaváriumnál valamivel idősebb várpalotai (inotai) édesvízi mészkőben korábban ismert és újabban gyűjtött gerinces fauna is (KÓKAY J. 1971, KORDOS L. 1992), amely rendkívül hasonlít a Polgárdi 2. és a Baltavár lelőhelyekről előkerült faunához. Ez pedig arra utal, hogy legálábbis Várpalota–Polgárdi térségében – de feltehetően a Dunántúl nagy részén – a *Congeriá*-s pannóniai képződmények és ezzel tulajdonképpen a Pannon-tó záródása is bekövetkezett kb. 5–6 millió évvel ezelőtt (23. ábra). Miután a



23. ábra. A klasszikus polgárdi (2.sz.) lelőhely faunája, amely (KORMOS T. 1911, KRETZOI M. 1952, KORDOS L. 1993 szerint) a pannon tó záródását igazolja a Dunántúlnak legalábbis ezen a részén. KORDOS L. (1993) szerint a polgárdi gerinces faunákat korrelálni lehet a spanyolországi crevillente 6. sz. lelőhely nyiltszíni üledékeiben talált gerinces leletekkel. Itt ugyanis a messinai tengeri és a szárazföldi rétegek összetagozódnak.

polgárdi sasbércvonulatot eredetileg beborította a *Congeria balatonica*-anyag, a terület karsztosodása – a fauna lelőhelyek a karsztos üregekben vannak – csak a sasbércvonulatok exhumálása után indulhatott meg (24. ábra; KÓKAY J. 1971, KÓKAY J. ex verbis in JÁNOSSY D. 1991). Emiatt a polgárdi fauna kora – KORMOS T. (1904) oázis faunája – a miocén–pliocén határ közelében húzható meg (KRETZOI M. 1983, PEVZNER, M. A.–VANGENGEIM, É. A. 1985, RABEDER, A. 1989).



24. ábra. A polgárdi késő-miocén ősgerinces csontlelőhely vázlatos szelvénye (KORMOS T. 1911 szerint) ← 1-4 = csontos rétegek; 5 = rágcsáló réteg; pm = paleozóos mészkő; pah = pannoniai agyag és homok; a = pliocén agyag; l = lösz; h = humusz

A Kárpát-medencében a hegységperemeken a heglábfelszínek kialakulását szemiárid klímafázissal, korát pedig a baltavári szakasz alatt képződött homoklerakódásokkal hozták összefüggésbe, de SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. (1973) és KRETZOI M.–PÉCSI M. (1979) azt sem zárják ki, hogy képződése már korábban, a Csákvári szakaszban megkezdődhetett.

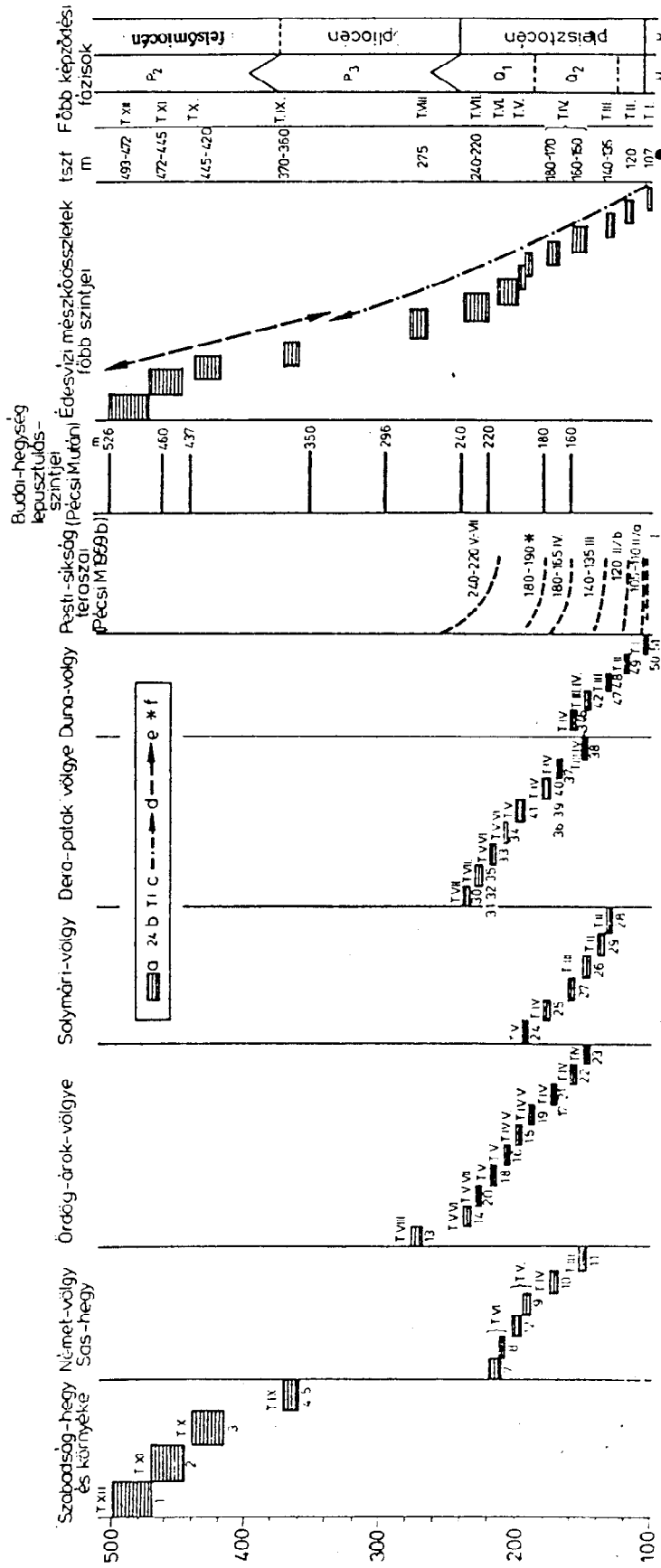
A hegyláb felszínek lehetséges korát már geomorfológiai helyzetük is jelzi. Hegységi előterekben általában enyhe lejtővel nyelik el a pannóniai rétegeket, tehát annál fiatalabbak, de idősebbek, mint a legidősebb, sok esetben édesvízi mészkővel takart folyóvízi teraszok, miután azok legtöbbször az alacsonyabb hegyláb felszínekre települnek (25. ábra, 18. kép; SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1972, 1982, PÉCSI M.–SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1982). Ezek kora pedig felsőpliocén–alsópleisztocén.

A hegyláb felszínek erőteljesebb fejlődése a geomorfológiai (a szerkezeti mozgások hatására már jelentősebben kiemelkedtek a hegység részek a Csákvárium domborzatához viszonyítva, pl. a Budai-hegység a Sümegiumban 40–50 m-rel magasabb) és az ökológiai viszonyok következtében a Sümegiumból indulhatott el. A Budapest Széchenyi-hegy (400–420 m tszf.) édesvízi mészkővébe zárt faunatársaság (KRETZOI M. 1980) – *Parapodemus cf. albae* KRETZOI, *Gerbillina* ind; *Paleotragus* sp. ind; *Ophisaurus pannonicus* KORMOS stb.) és a tardosbányai *Parapodemus* (KORDOS L. 1987) leletek azt mutatják, hogy sem vízi, sem határozottan erdőhöz kötött alak nem fordul elő benne, tehát nyílt füves-bokros környezetet igényel. Az *Ophisaurus* vagy pl. a *Gerbillina* pedig KRETZOI M. (1980) szerint határozottan meleg-száraz ökológiai igényű. AGUSTI et al. (1982), KORDOS L. (1987) alapján e lelőhelyek faunája korrelálható az MN 12 zónával. Ennek kora pedig 7 millió év körüli (26. ábra).

A magyar középhegységek előterében kimutatott hegyláb felszínek kialakulása tehát uralkodóan a Sümegiumból kezdődően a negyedidőszakig bezárólag folyt a meleg-csapadékos vörösagyagképző Ruscinium időtartamát kivéve, amikor a magasabb helyzetű hegyláb felszínek feldarabolódtak. Legintenzívebben az ún. Bérbaltaváriumban, valamint a Csarnótánium és a Kislánium közötti száraz – teve, strucc – időszakig folyhatott, s képződése a homoklerakódásokkal is kapcsolatba hozható (PÉCSI M. 1963).

*A típusos hegyláb felszínek* – a kriopedimentek és a krioglacisok kivételével – *három szakaszban, három különböző időszakban képződhetek.*

1. *Sümegium* (7–7,5 millió év), MN 12 zóna. A hegyláb felszín-képződés kezdete. A Budai-hegységben a Széchenyi-hegyen a 400–420 m (a Gerecsében 300–350 m) tszf-i magasságú geomorfológiai szint képződött *meleg-szá-*

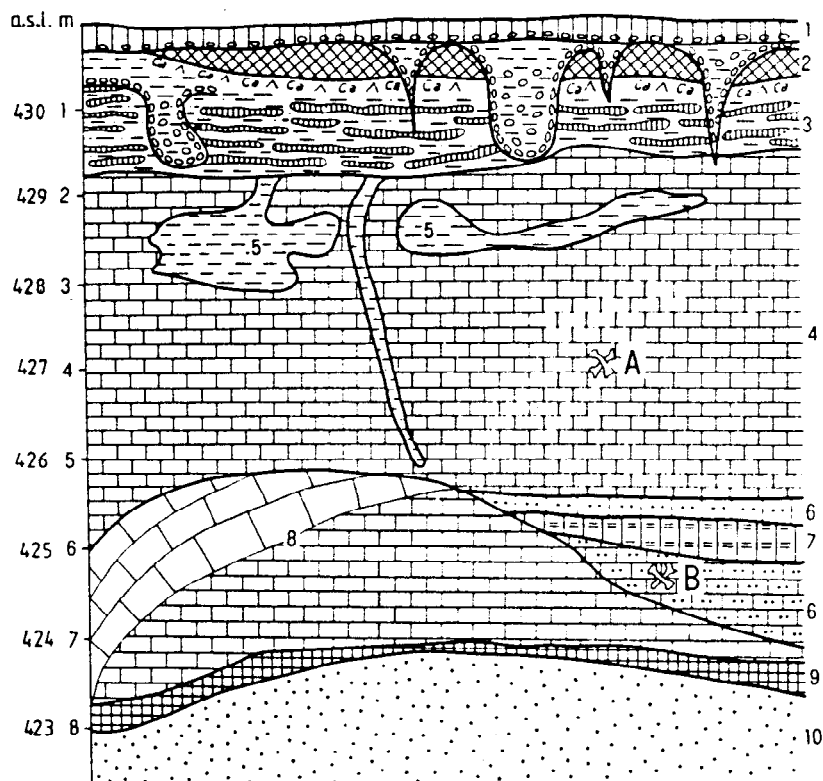


25. ábra. A pannóniai abráziós szintlők (TXII–TIX-es édesvízi mészkőszint), a hegyláb felszínén (H<sub>1</sub>–H<sub>3</sub>) és a Budai-hegység völgyeihez (TVIII–TI) kapcsolódó édesvízi mészkövek összefüggése (SCHEUER GY. –SCHWEITZER F. 1972). — a = az édesvízi mészkőszintek szintje; b = elfordulások helyei; c = TI–TXII-ig = az édesvízi mészkövek főbb képződési fázisai; d = az eróziós völgyek kialakulásának kezdete, és az eróziós völgyekhez kapcsolódó édesvízi mészkövek; e = a János-hegy—Szabadság-hegy szakaszos, főleg emelkedő tendenciájú szerkezeti mozgásai és a kapcsolódó édesvízi mészkövek





18. kép. Magasabb (M) és alacsonyabb (A) hegyláb felszín maradvány a Szentendrei-hegység K-i peremén

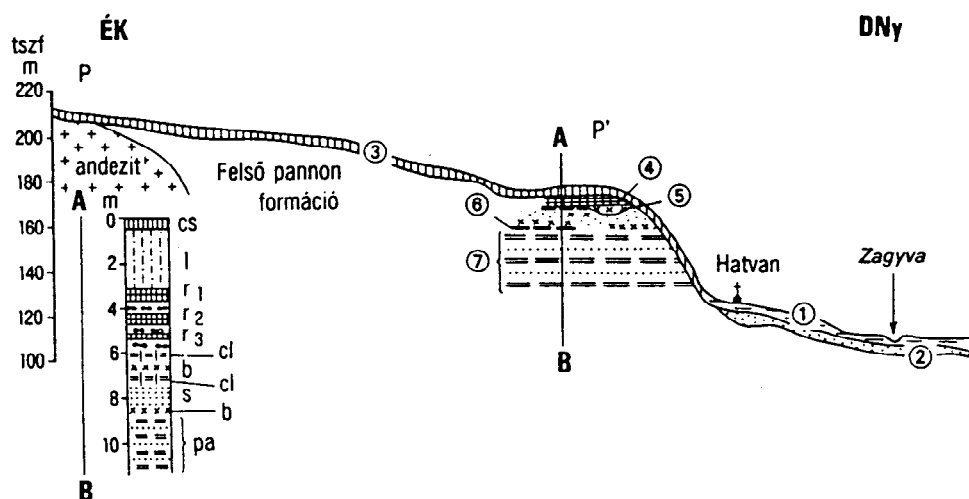


26. ábra. A hegyláb felszín-képződés kezdetét jelző 400-420 m tszf-i magasságú geomorfológiai szint. Kora: az édesvízi mészkőben talált faunatársaság alapján 7-7,5 M év, MN12-es zóna (SCHEUER GY.-SCHWEITZER F. 1973). — 1 = recens talaj; 2 = fagyékekkel osztott fosszilis erdőtalaj; 3 = fagyaprózódott édesvízi mészkő; 4 = tömör egynemű édesvízi mészkő; 5 = üreg kitöltés; 6 = mésziszap; 7 = hidromorf talaj; 8 = tetaréta perem; 9 = vörösagyag; 10 = felsőmiocén (pannóniai) homok

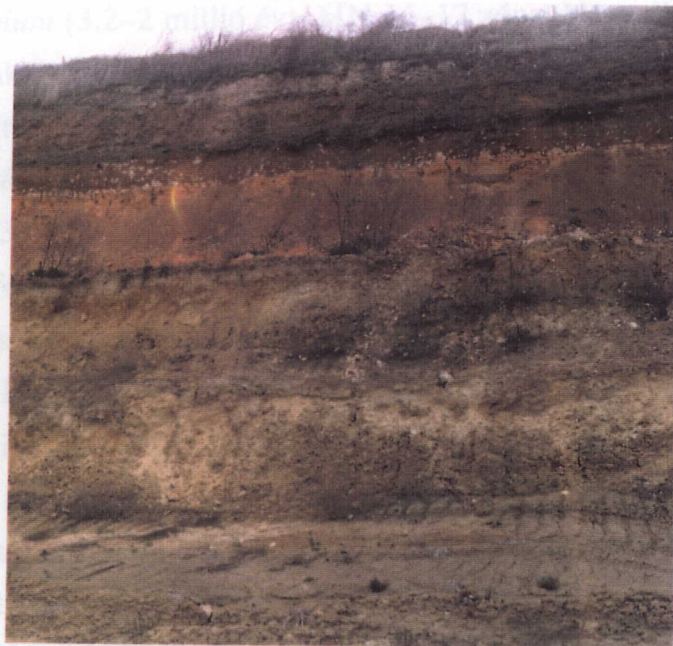
raz éghajlati adottságok mellett. Ezt igazolja a típuslelőhelyek faunája és közvetve ezt látszik igazolni a kiterjedt meszes agyag-, édesvízi mészkőképződés is, ui. ilyen méretű mészkiválás csak erős párolgás, vagyis meleg-száraz levegő és kevés csapadék mellett képzelhető el. Bár flórája PÁLFALVY J. (1950) alapján meleg-humid növénytársulásban is ismert a rózsaszentmártoni és a visontai lignites mocsári fáciesben.

2. Bérbaltavárium (6,4-5,0 millió év), MN 13 zóna. Valódi hegyláb felszínek képződésének kora. Erdőtlen, száraz-bokros, olykor füves, majdnem félsivatagba hajló élettér, a Pannon-tó feltöltődésének kiszáradási időszaka az Északi-középhegység hegységperemeinek környékén és a Dunántúl nagy részén. A Bükkben pl. a ma 370-270, a Mátrában 350-240, a Budai-hegységben 370-240, a Gerecsében 320-240, a Villányi-hegységben 240-280, a Mecsekben 380-290 m tszf-i magasságú hegyláb felszínek képződtek. Képződésük PÉCSI M. (1963, 1970) szerint részben a meleg-nedves, részben pedig a

szemiarid klimatikus feltételek között ható areális eróziós folyamatokkal hozható kapcsolatba, a Kárpát-térségben általánosan ható emelkedés mellett. A főként bérbaltavári szakasz alatt képződött homoklerakódásokkal kapcsolatot mutató hegyláb felszíneken vörösgyagyas képződmények foltoszerű maradványai is előfordulnak, mint pl. a bérbaltavári homokon települve Hatvan–Gyöngyös–Visonta–Markaz vonalában a Mátraalján, foltokban a Bükkalján, felsőpannoniai homokon a Mecsek D-i peremén, a Gerecsében és a Keleti-Bakonyban, vagy pl. a Villányi-hegységben a hegyláb felszínen képződött karsztos repedésekben (27. ábra, 19., 20. kép).



27. ábra. A mátraalji hegyláb felszín-maradvány földtani szelvénye (hatvani téglagyár) (PÉCSI M. után). — 1 = folyóvízi teraszanyag; 2 = folyóvízi homok, kavics; 3 = lösz, lejtőlösz, homokos vályog; 4 = vörösgyag-rétegek; 5 = bentonit; 6 = szürke agyag; 7 = felsőpannon agyag; cs = csernozjom; l = lösz, homok, vályog; r1, r2, r3 = vörösgyag-rétegek; cl = szürke agyagos talaj; b = bentonit; s = homok; pa = felsőpannon agyag, homokos agyag



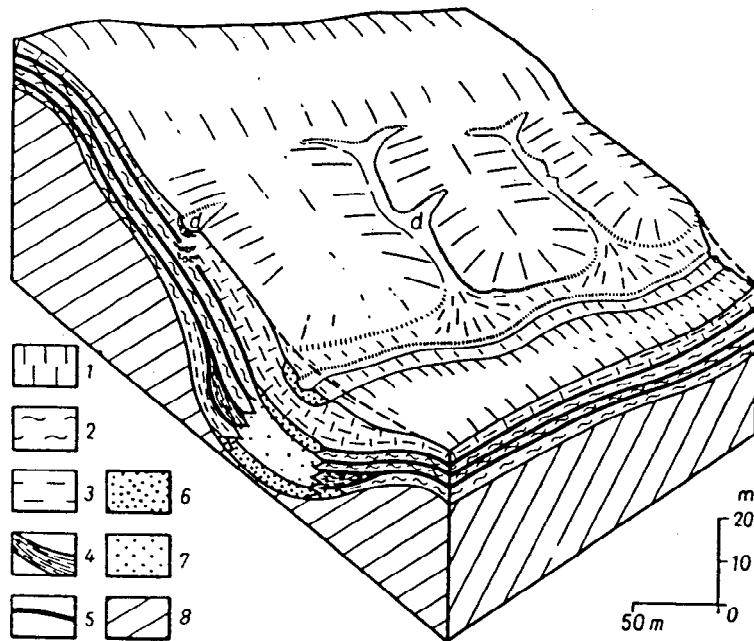
19. kép. Mésszel összecementált homokköves homokra települt vörösayagok a hatvani téglagyárban (lásd 27. ábrát is).



20. kép. A heglábfelszínen képződött vörösayag Csarnótán

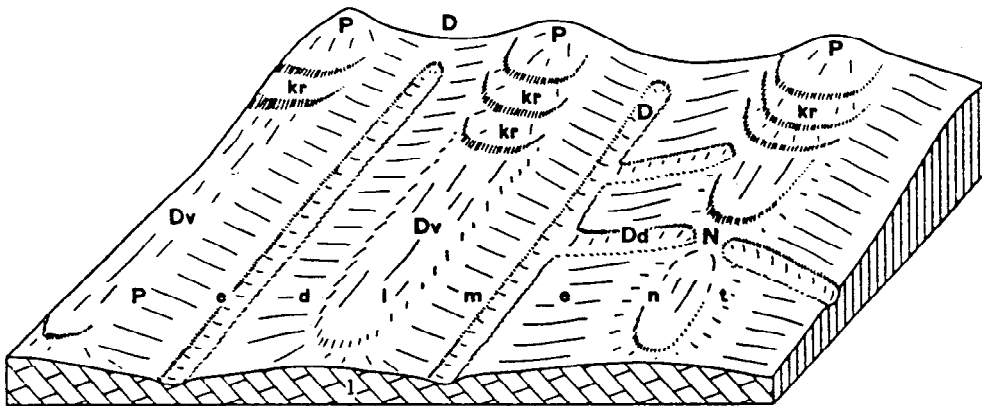
3. *Villányium* (3,2–2 millió év), MN 16–17 zóna. Nevezik felsőlevanteinek, Villafrankainak, Kalábriainak is. A csarnótai meleg-nedves klímát igazoló fauna hirtelen eltűnése után a száraz-meleg sztyep fauna elemeinek hirtelen beáramlása jelenik meg és a középsőpliocénre jellemző (*Ruscium*–*Csarnótánium* – 3,2–4,6 millió év) magas emlősfajszám (KORDOS L. 1992, 29–32 taxon) a felsőpliocénre (3–2,5 millió év) a Kárpát-medence belsejében drasztikusan lecsökken (JÁNOSSY D. 1972, 1978, 1979, KRETZOIM. 1953, 1954, 1959, KORDOS L. 1988, 1992).

Az Északi- és a Dunántúli-középhegységéből eredő hordalékkúpok képződése, a Duna idős VI–VII. sz. teraszának kialakulása, az idősebb hegyláb-felszínek lealacsonyosodása mellett a legfiatalabb és egyben a legalacsonyabb helyzetű, nem tipikus hegyláb-felszín képződése is folyt, amelyet olykor a száraz-meleg időszaki löszök és az azokat tagoló vöröses talajok takarnak. Ferde lejtőjű felszínükbe vízfolyás nélküli deráziós völgyek mélyülnek, s felszíneik teraszos hordalékkúpokban folytatódnak (28. ábra).



28. ábra. Lejtőüledékekből kiformált pediment-glacis teraszos völgyoldal (PÉCSI M. szerint). — 1–4 = a lejtővel többnyire párhuzamosan és ritmikusan rétegzett lejtőlész összetétel; 5 = fosszilis talaj; 6–7 = völgytalpi homok és finomhomok; 8 = pannóniai üledékek; d = deráziós völgyek

4. *Periglaciális felszínelegyengetés* (pleisztocén). A típusos heglábfel-szín-képződés mellett egy másik fontos kérdésről, a periglaciális felszínelegyengetésről is meg kell emlékezni, miután a pedimentáció fogalmát a meleg szemiárid területekről mind többen a periglaciális területekre is kiterjesztették. Itt az inszolációs aprózódás helyébe a fagyaprózódás, a szezonális leöblítés (torrensek) helyébe pedig a szoliflukció és a nivációs folyamatok lépnek. Középhegységeinkben a keskenyebb, fokozatosan alacsonyodó hátak legtöbbször a periglaciális völgszélesedéssel kapcsolatos lejtőhátrálás következményei. A magas felszínek átformálódtak, tovább egyengetődtek, miközben jellegzetes periglaciális formakincset kaptak. Ebben az esetben itt az intenzív fagyaprózódással és a helyi felszíni leöblítéssel a szoliflukció is párosult. A peremeken viszont új, alacsonyabb egyengetett felszín, a „heglábfelszín” alakult ki, amely a peremi lejtők fokozatos hátrálásával lassan növekedett a magasabb felszínrészek rovására. A hegységek peremlejtőin a szilárd kőzeten a legfontosabb felszínformáló folyamat a kifagyás és a törmelék gravitációs mozgása volt (29. ábra, 21. kép).



29. ábra. Krioplanációs, altiplanációs teraszok, félsíkok (PÉCSI M. szerint).— 1 = dolomit; Dv = derázios váll, hát; D = derázios völgy; Dd = delle; kr = krioplanációs lépcső; N = derázios nyereg; P = pliocén pediment maradványok



21. kép. Hegységperemek lejtőin fontos felszínformáló folyamat volt a kifagyás és a törmelék gravitációs mozgása. Ogilivi-hegység, Kanada

A pleisztocén hegyláb felszínek gyorsan fejlődtek, miután a pliocén (levantei) hegyláb felszínekbe (pedimentek, glacisok) vágódtak be, ezeket formálták át, így azok lealacsonyításával keletkeztek. Ezek a kriopedimentek és a krioglacisok (PÉCSI M. 1964, 1966, PINCZÉS Z. 1964, 1974, 1977, SZÉKELY A. 1964, 1977) (22. kép).

## 7. A meleg mediterrán terra rossa képző időszak, a Csarnótánium

7.1. A típusos vörösayagok és a vöröses agyagok geomorfológiai helyzete, ásványtani és geokémiai elemzése és ezek alapján levonható következtetések

A sivatagi kéreg korának tisztázására vonatkozóan a vörösayag rétegek, vöröses agyagok, talajszíntek és ezek geomorfológiai helyzete is támogatást nyújtanak.



22. kép. Krio-pedimentek és krioglacisok a Richmond-hegységben. Yucon tartomány. Canada

A vörösayag, ill. a vörös színű agyagos képződmények helyzetéről, elterjedéséről, tulajdonságairól mind nemzetközi (KLINGE, H. 1946, 1967, VOGELER, P. 1928, REIFENBERG, A. 1929, PENDELTON, K. L. 1956, BÜDEL, J. 1955, KUBIENA, W. L. 1956, KUKLA, G. 1987, LIU, T. S. 1985, CHARLES, G. 1949), mind hazai (ÖTVÖS E. 1954, VADÁSZ E. 1956, STEFANOVITS P. 1958, BIDLÓ G. 1982, BORSY Z.-SZÖÖR GY. 1981, HALMAI J.-JÁMBOR Á. et al. 1982, PÉCSI M. 1985, KRETZOI M.-PÉCSI M. et al. 1982) vonatkozásban nagyon sok nézet ismeretes. Voltak, akik a vörösayagok képződését a bauxitosodással hozták kapcsolatba, míg mások (legtöbben) KUBIENA, W. L. (1956) véleményét osztják. KUBIENA szerint a vörös színű agyagos talajokat két egymástól eltérő folyamat eredményeként értelmezhetjük:

1. vagy váltakozóan nedves és száraz viszonyok közt alakulnak ki a meleg hatást igénylő rubefikáció hatására;



2. vagy pedig az állandóan nedves és meleg viszonyok alatt lejátszódó lateritesedés és az ezzel kapcsolatos bauxitosodás hatására képződnek.

STEFANOVITS P. (1958) szerint „a rubefikáció folyamata, a talajok vörös színe gél állapotból hirtelen apró kristályok alakjából kiváló vasoxihidrátok hatására áll elő”. A lateritesedés alatt „a kristályosodás lassúbb folyamat, s így változatosabb és nagyobb ásvány egyedek képződése lehetséges”. E folyamatok hatására a kiinduló anyag és a környezet hatására KUBIENA, W. L. (1956) alapján az alábbi vörösayagos talajok jöhetnek létre:

1. a „braunlehm” rubefikációja (rotlehm képződés),
2. „braunlehm” lateritesedése,
3. „rotlehm” lateritesedése,
4. vulkáni területeken hidrotermális bontása (termékei vastag rétegekben halmozódva fel),
5. a mészkő oldhatatlan vörös színű szennyezésének szabaddá válása a mállás folyamán és felhalmozódása a mélyedésekben, lejtők hajlatában és völgyfenekében (fosszilis rotlehm képződmények aktivizálódása),
6. a mállás folyamán felszabaduló, nem vörös színű, oldhatatlan mészkő szennyezések rubefikációja (terra rossa képződés),
7. talajképződés vörös színű anyakőzetben,
8. talajképződés régi geológiai korok talajaiból (vagy eróziós üledékeiből), melyek jellege az 1., 2. és 3. pont alá sorolható (reliktum, vagy fosszilis talajok, melyek csak kis másodlagos átalakulást szenvedtek).

STEFANOVITS P. (1958) szerint hazánkban mindezek a lehetőségek megvalósultak, ha a bauxitosodást is tekintetbe vesszük a lateritesedéssel együtt.

STEFANOVITS P. (1958) több vörösayag mintát vizsgált meg Magyarországon területéről s kitűnt, hogy a vörösayagok különböző úton, különböző korokban keletkeztek. A vizsgált talajképződmények összetétele főként kaolinit és illit típusú.

A típusos vörösayagok (nem áttelepített helyzetűek!) gyakran a felsőpannon – főképpen homokos formációi – felszínén (a baltavári és gödöllői homokokon), valamint a felsőpannon követő száraz időszak alatt kiformálódott hegyláb felszíneken képződtek.

Képződési idejük az eddigi bio- és litosztratigráfiai ismereteink alapján, továbbá a paleomágneses mérések és a geomorfológiai helyzet figyelembevételével a Ruscinium–Csarnótánium eseményeivel hozható kapcsolatba; becsült határkoradataik: 3–4,6 millió év (30. ábra, 23. 23. kép).

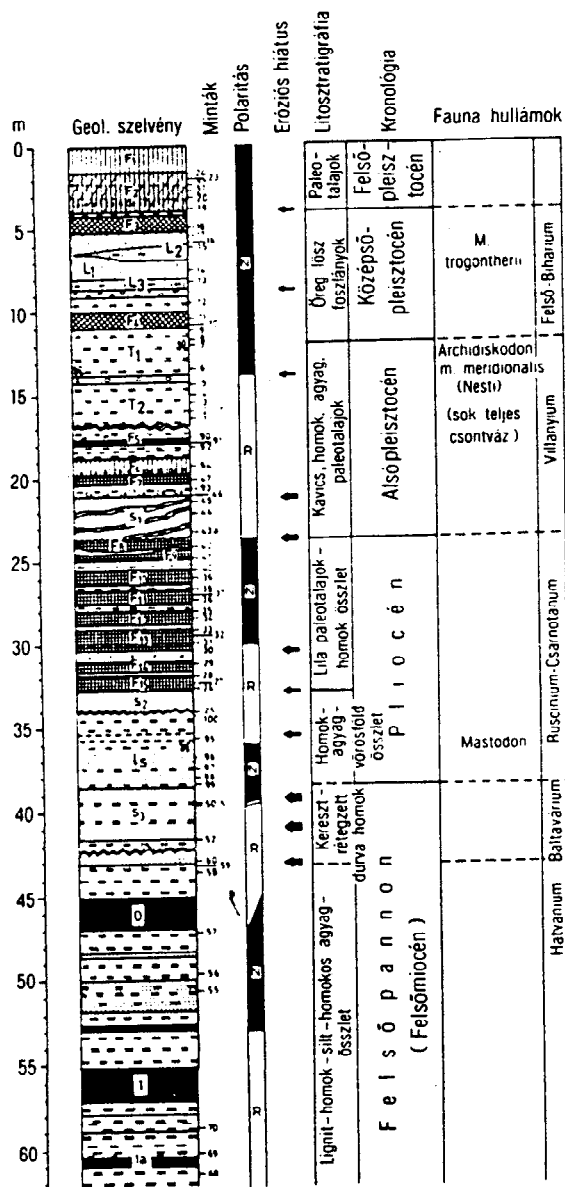
Igen fontos ezektől megkülönböztetni a fiatalabb, száraz-meleg időszakos löszöket, valamint Dunaalmáson az ún. N°6–N°7 édesvízi mészkőszintben feltárt, vöröses színű fosszilis talajrétegeket (24. kép). Ezek képződése, úgyszintén közvetett bizonyítékok alapján, a Villányium alsó részére tehető, 1,8–2,4 millió éves időintervallumba (JÁNOSSY D. 1979, SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1973, 1983, 31. ábra).

Bár a vörösgyagok kövületeket tartalmaznak, a Th/U és TL abszolút kormeghatározásukat többirányú nehézségek gátolják, ezért bizonyult hasznosnak a probléma megközelítése a kemosztratigráfiai módszerekkel, főleg termoanalízissel (BORSY Z.–SZŐÖR GY. 1981, BIDLÓ G. 1980, SZŐÖR GY. 1992).

Az utóbbi években több mint 100 mintavételi helyről gyűjtöttünk be mintasorozatot. Ezek összehasonlítása után a képződményeket két kronofáciestani csoportba tudtuk sorolni jellemző ásványtani, kémiai és  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$  stabilizotóp arányaik alapján (SZŐÖR GY.–SCHWEITZER F.–BALÁZS É. 1993).

## 7.2. Valódi vörösgyagok

Közvetlenül a pannonra települnek azok a sötétvörös, igen plasztikus agyagrétegek, amelyek ásványi összetételére a „degradált kaolinit” (BIDLÓ G. elnevezése), vagy a „jelentős amorf anyagot tartalmazó kaolinit–halloysit” (SZŐÖR GY. elnevezése) a jellemző. Ezek a vörösgyagok karbonátot nem, vagy kevesebb mint 5%-os mennyiségben tartalmaznak. Ilyen típusú agyagokat korábban a dunaföldvári és tételhalmi (BORSY Z.–SZŐÖR GY. 1981), valamint a dunaújvárosi (BIDLÓ G. 1980) feltárásokban mutattak ki (32. ábra). A Duna bal parti süllyedékeket feltáró vízkutató fúrásokban is jellemző képződmény (SZŐÖR GY. et al. 1990, 33. ábra).



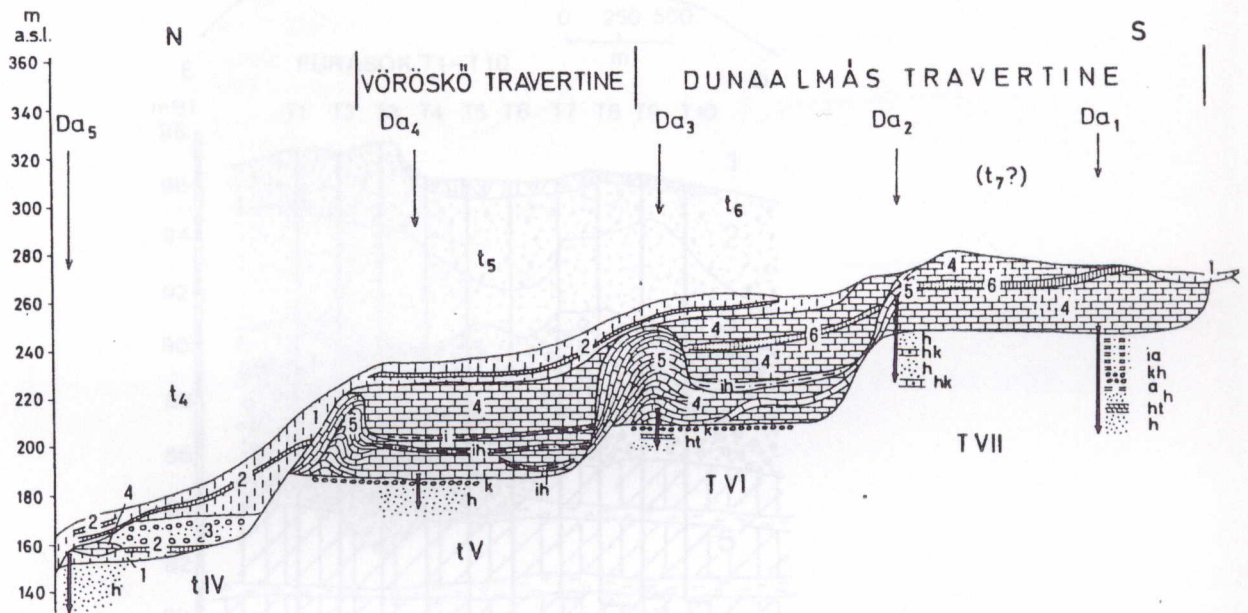
30. ábra. A mátraalji külszíni lignitbánya kronológiai szelvénye. (Paleomágneses vizsgálatok: MÁRTON P. Litosztratiográfiai és paleopedológiai felvételek: PÉCSI M., SCHWEITZER F., SZEBÉNYI E., BALOGH J. és SZOKOLAI Gy. Fauna meghatározások: KRETZOI M.). — F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub> = felsőpliocén kori csernozjom barna erdőtalajok; F<sub>3</sub>, F<sub>4</sub> = barna erdőtalajok, közéjük középsőpleisztocén kori, rétegzett, vályogos lejtőlösz települt (L<sub>1</sub>, L<sub>2</sub>, L<sub>3</sub>); T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub> = lejtőtörmelék-tartalmazó agyag delleképződményekben, a T<sub>1</sub> réteg alján több Archidiskodon m. meridionalis (Nesti) teljes csontvázal, éppen ebben a szintben a B/M határ fekszik; F<sub>5</sub>, F<sub>6</sub>, F<sub>7</sub> = barna erdőtalaj; S<sub>1</sub> = homok, törmelék betelepülésekkel (dellekitöltés); F<sub>8</sub>-15 = lilaszínű talajok és talajüledékek; S<sub>2</sub> = rétegzett durva homok; I<sub>s</sub> = vályog, homok és homokos agyag és vegyes talajtörmelék; S<sub>3</sub> = durva homok, vékony, homokos agyagbetelepüléssel; 0,1,1a = lignitcsoport, homok és homokos agyagréteg váltakozó betelepüléseivel



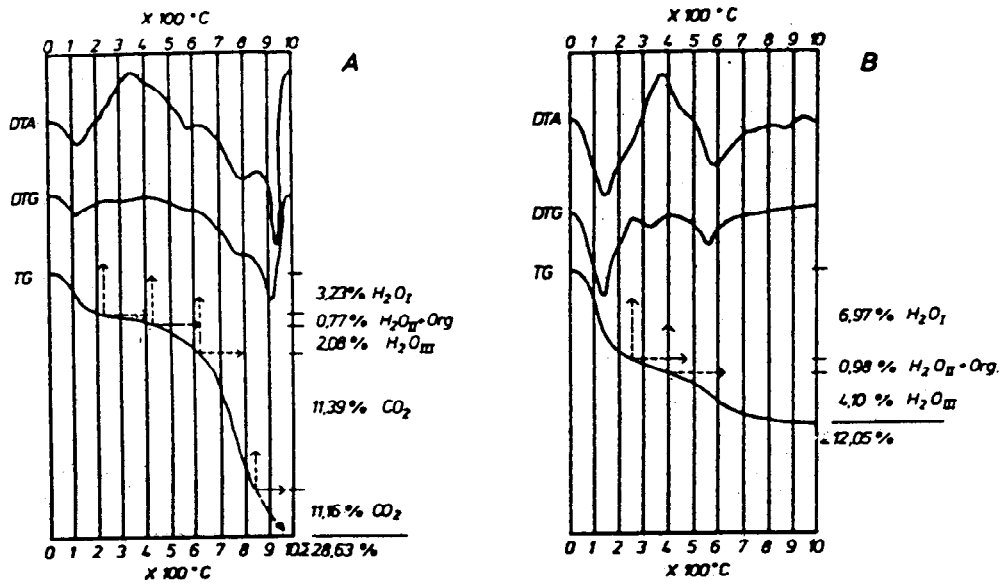
23. kép. A Csarnótánium időszaki vörösagyag geomorfológiai helyzete. — A vörösagyag fekéjje 5-10 m vastag keresztirétegzett homok vagy tarka agyag, fedője pedig alsópleisztocén hordalékkúp. Visonta, 1987



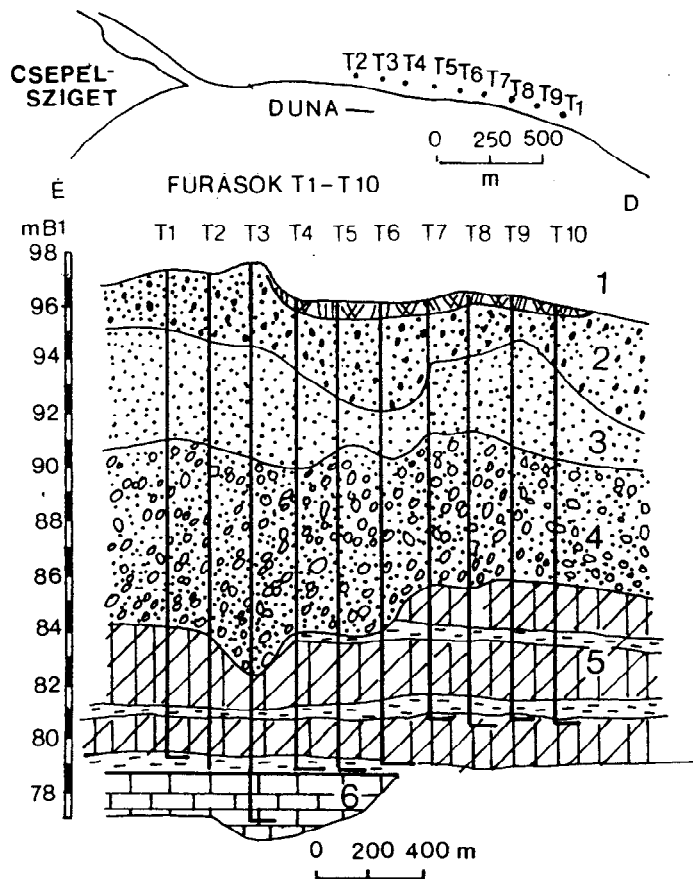
24. kép. Kislángiumi időszi löszök és löszszerű üledékek, valamint vörösarna fosszilis talaj, Dunaalmáson, 240-250 m- tszf.



31. ábra. A Duna V-VII. sz. teraszai és édesvízi mészkőtakarójuk szelvénye Dunaalmáson (Szerk. PÉCSI M.-SCHWEITZER F.-SCHEUER Gy.) — 1 = lösz, lejtőlösz; 2 = fosszilis talaj a löszben; 3 = teraszkvavics; 4 = édesvízi mészkő; 5 = tetrarata-gát; 6 = fosszilis talaj az édesvízi mészkőben; Da1-Da5 = fúrások helye, tV-tVII = teraszok; T5-T6-T7 = édesvízi mészkőszintek; a = agyag; ia = iszapos agyag; ih = iszapos homok; h = homok; kh = kavicsos homok; ht = hidromorf talaj; hk = homokkő

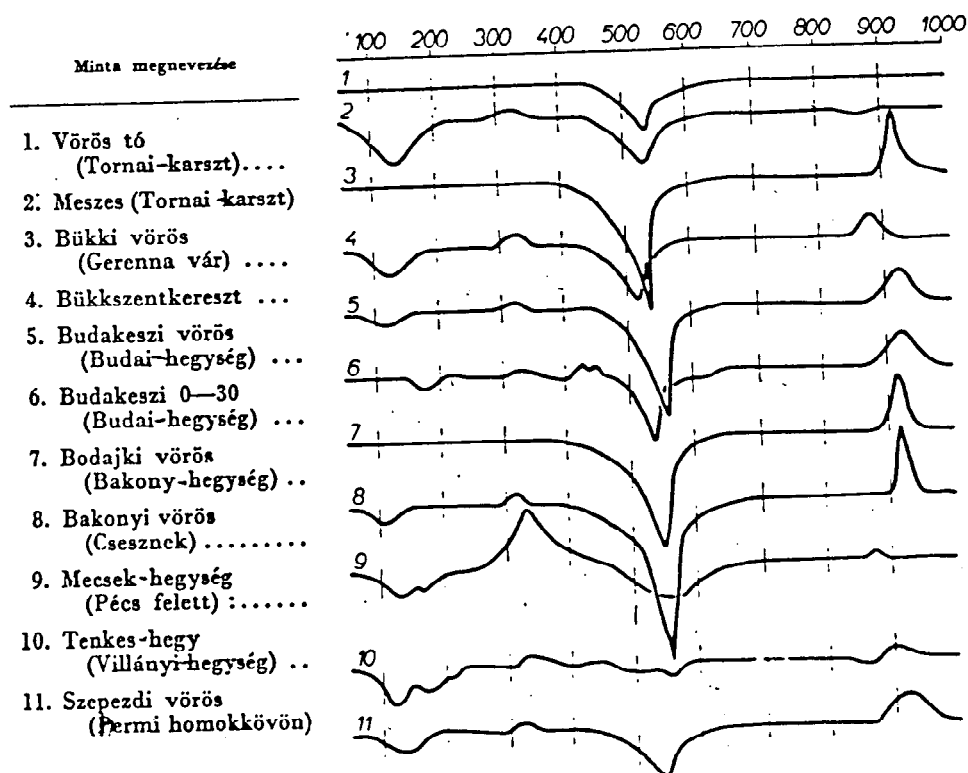


32. ábra. Fosszilis talaj derivatogramja. — A = kezeletlen; B = sósavval kezelt minta, szemcseméret <0,06 m ø. Dunaföldvár II. suvasodás



33. ábra. A tassi kútjór telepítésének vázlata és fúrásszelvényei (SCHEUER GY.-SCHWEITZER F. 1992). — 1 = recens talaj; 2 = homokos iszap; 3 = finom homok; 4 = homokos kavics; 5 = lilaszínű agyagok; 6 = vörösagyag

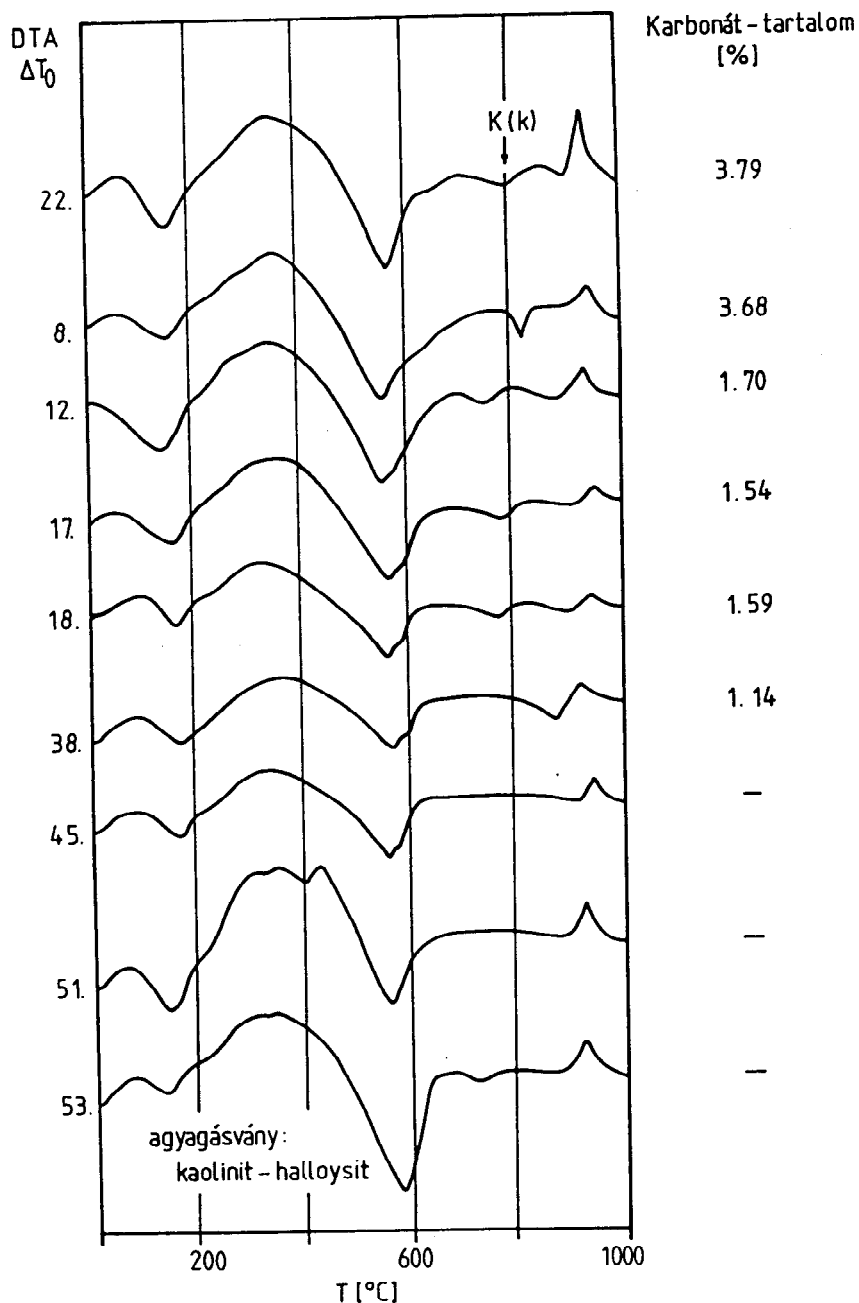
Jelen vizsgálataink során Csarnóta, Szekszárd, Pécs, Mogyoród, Vison-  
ta, Hatvan, Bükkábrány, Görömbölytapolca térségében több feltárásban is  
kimutattuk jelenlétüket. Többségükben közvetlenül a pannon, ill. a keresztre-  
tegzett homok rétegekre települnek, esetenként a pannon felett „lecsípődve”,  
vagy legtöbbször bemosott állapotban karsztok üregeiben fordultak elő. Né-  
hány jellemző DTA-görbével illusztrálom ezeknek a képződményeknek  
összetételi hasonlóságát (34., 35. ábra).



34. ábra. Vörösagyagok agyagos részének DTA görbéi, STEFANOVITS P. szerint (1958)

### 7.3. Vörös agyagok

A képződmények másik csoportja genetikai szempontból igen változa-  
tos. Ide soroljuk a lila színárnyalatú, ill. vörös színű fosszilis talajokat és  
talajüledékeket, a sárgás és rózsaszín árnyalatú iszapos agyagokat és agyagos  
iszapokat. Kevésbé plasztikusak, mint az előző csoport vörösagyagjai és  
karbonát-tartalmuk lényegesen nagyobb, 10-70% közt változik. A mintákra

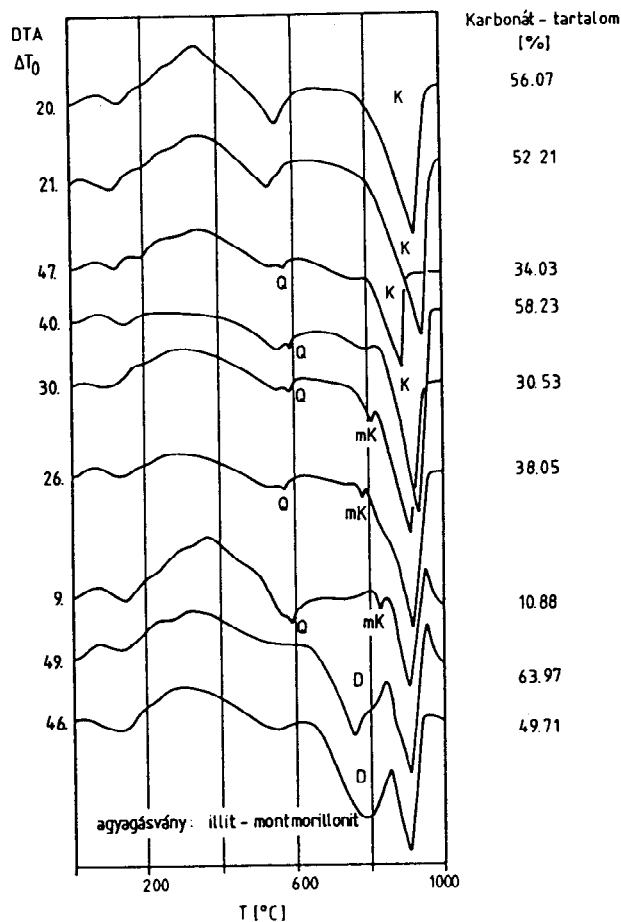


35. ábra. Típusos vörösayag minták összehasonlító DTA-elemzése (SZÖÖR GY. 1993). — Minták: 22 = Csarnóta 2. lelőhely; 8 = Szekszárd, Szőlőhegy (a pannonra települve); 12 = Szekszárd a kilátó alatt (a pannonra települve); 17-18 = Pécs, Posta-völgy; 38-45 = Mogyoród (a keresztarégtzett homokra települve); 51 = Bükkábrány; 53 = Görömbolytapolca (barlangi kitöltés); K (k) - Kriptokristályos kalcit

jellemző az illit-montmorillonit (smectit) jellegű agygásvány, a karbonát-asszociáció igen változatos: kalcit, dolomitos kalcit (magnezitokalcit és dolomit). A mintákban több esetben a kvarc is kimutatható.

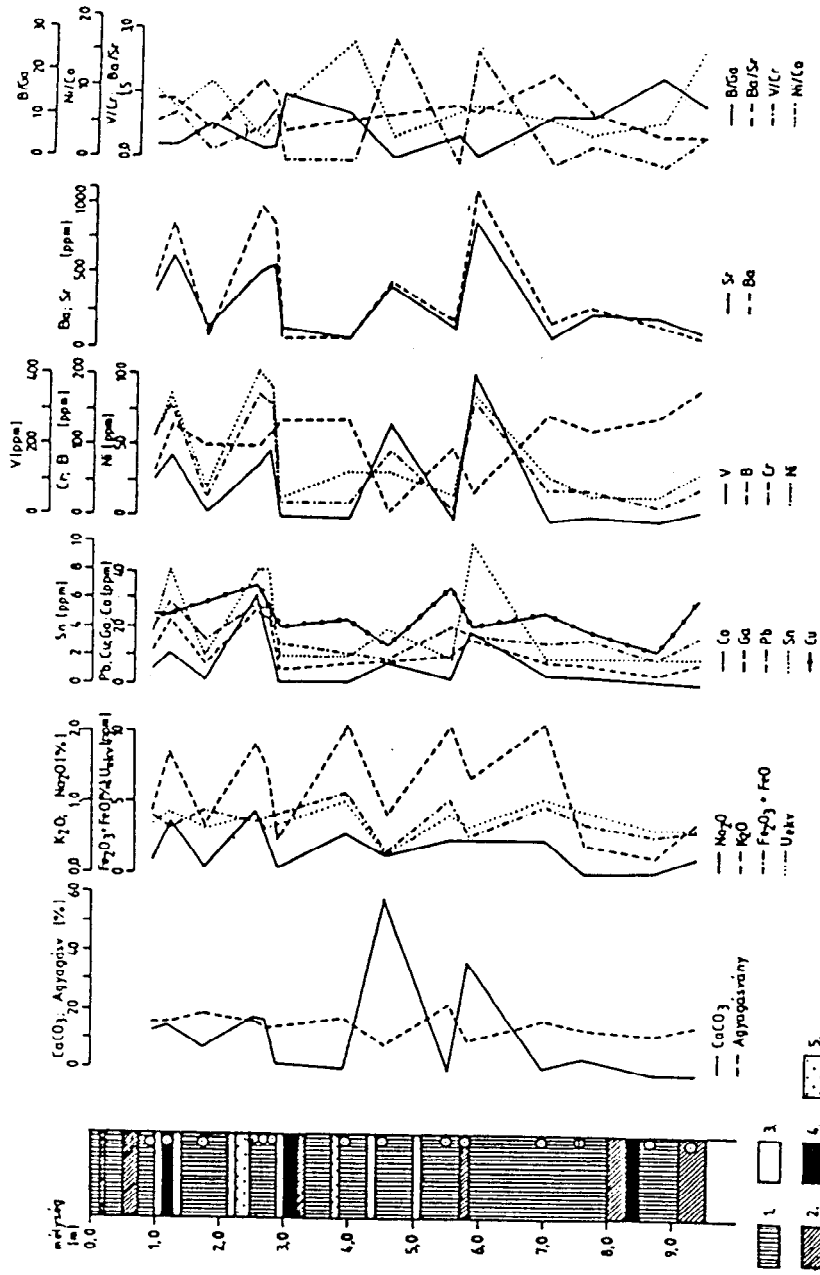
A Villányi-hegységből, a Szekszárdi-dombságról és a Pesti-síkságról származó képződmények néhány típusos DTA-görbéjével illusztrálom a csoport ásványtani felépítését (36. ábra).





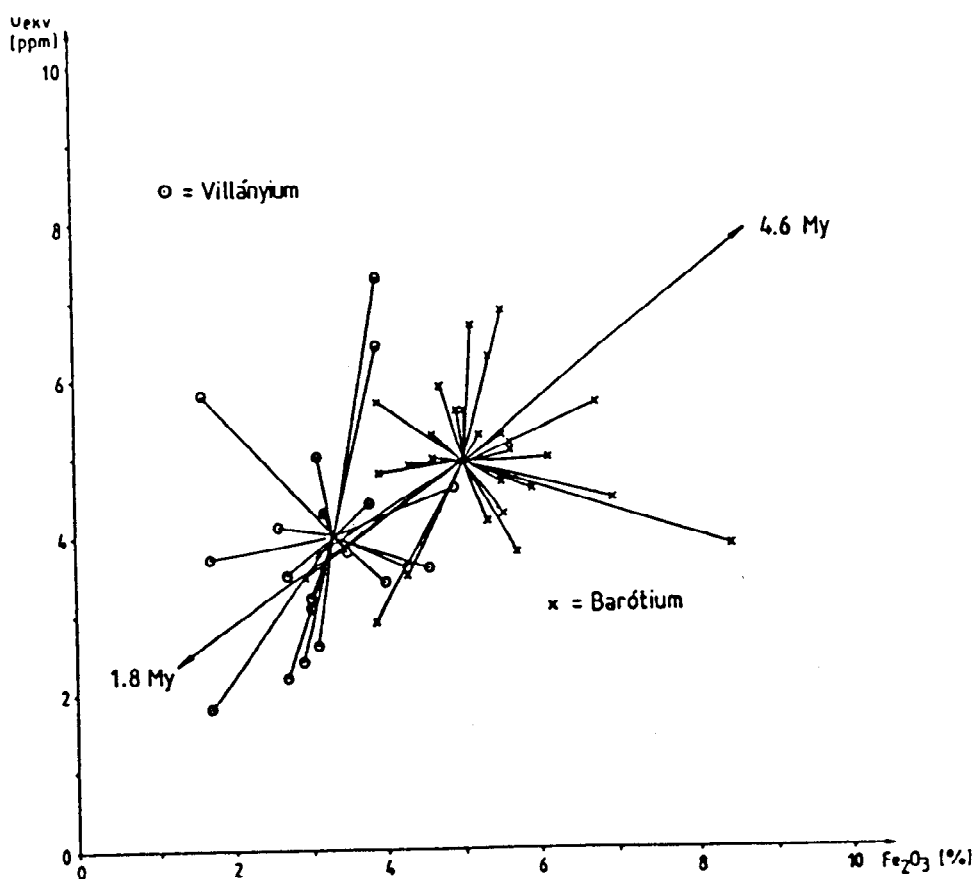
36. ábra. Fosszilis talajok, talajüledékek, meszes dolomitós iszapok összehasonlító DTA-elemzése (SZŐŐR Gy. 1993). — Minták: 20-21 = Villány-3. vörös agyag; 47 = Kerepestarcsa, meszes iszap; 40 = Mogyoród, meszes iszap; 30-26 = Mogyoród, magnezito-kalcitós iszap; 9 = Szekszárd, vörös agyag; 49 = Szilasmenti kavicsbánya, dolomit iszap; 46 = Kerepestarcsa, 2. bánya, dolomit iszap; Q = kvarc; D = dolomit; mk = magnezitkalcit; k = kalcit

A két csoport kronológiai viszonyát leginkább a Mogyoród környéki feltárások alapján mérlegelhetjük (37. ábra). A szelvények fekéjében az első csoportba sorolt ún. típusos vörösayagok helyezkednek el, ezekre települnek – sokszor átmeneti fáciesek után – a második csoport karbonátos vörös üledékei, fosszilis taljai és meszes iszapjai. Ezek geokémiai fácieselemzését a közelmúltban részletesen ismertették (SZŐŐR GY. 1992). A típusos vörösayagok (a Csarnóta-2. lelőhely analógiája alapján) a pliocén (Ruscium és Csarnótánium), a fosszilis vörös talajok, üledékek és meszes iszapok (a Vil-



37. ábra. A mogyoródi plio- és pleisztocén-típuszelveány geomorfológiai és geokémiai elemzése (SCHWEITZER F.-SZŐÖR GY. 1992). 1 = karbonátos, talajosodott vörösiszapok; 2 = karbonátmentes/karbonát-szegény vörösiszapok; 3 = fehér, dolomitos mészisapok; 4 = sötétszürke jüttjás agyagok; 5 = homokos közbetelepülések

lány-3 lelőhely típus mintája alapján) az alsópleisztocén (Villányium) ke-  
mosztratigráfiai jelzői. Az eltérő ásványparagenezis a változó klímaviszonyo-  
kat tükrözi. A meleg (szubtrópusi)-humidus klíma mállásterméke a  
kaolinit-halloysit, a mérsékelten meleg humidus és aridus klímaváltozások  
eredménye az illit-montmorillonit és a változatos karbonát paragenezis. A két  
eltérő típusú képződmény több geokémiai paraméter segítségével is elkülönít-  
hető. Az urán és thórium összmenyisége ( $U_{ekv}$ ) és a ferrioxid ( $Fe_2O_3$ ) arány  
változása jó példa erre (38. ábra). Ennek a törvényszerűségnek a magyarázata  
összekapcsolható az ásványparagenezist alakító mállási-oldódási folyamatok-  
kal.



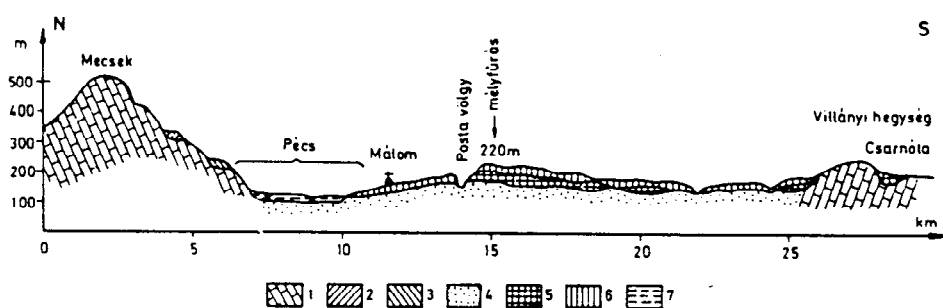
38. ábra. A pliocén típusos vörösgyagok és az alsópleisztocén fosszilis talajok és üledékek  
elkülönítése az U és ferrioxid tartalom alapján (SZÖÖR GY. 1993)

#### 7.4. Típusos vörösagyagok és vöröses agyagok geomorfológiai helyzete és kora

A valódi vörösagyagok és a vöröses agyagok jelentősége az ősföldrajzi és a tektonikus mozgásfázisok elkülönítésében és meghatározásában igen jelentős. Képződésük fő időszakának és a vörösagyag, ill. vöröses agyag geológiai és kronológiai fontosságának eddig nem tulajdonítottak megfelelő szerepet és jelentőséget.

A valódi vörösagyagok (amelyek a felsőmiocén – régebben felsőpanóniainak nevezett – képződményeknél fiatalabbak és többnyire azokon települnek) korának és keletkezésének kérdései ma is vitatottak. Korukat a pliocénbe (KRETZOIM.–PÉCSIM. 1982, PÉCSIM. 1985) vagy a pleisztocén elejére (HALMAI J.–JÁMBOR Á. et al. 1982) helyezték. Az utóbbi évtized geomorfológiai vizsgálatai, a mélyfúrási szelvények üledékföldtani és paleomágneses értékelése alapján az állapítható meg, hogy a típusos vörösagyagok kialakulásának kezdete a miocén végi (pontusi)–pliocén eleji hegyláb felszín formálódáshoz kapcsolódik. A legidősebb vörösagyagok egyrészt a pleisztocén teraszoknál magasabb helyzetű hegyláb felszíneken (39. ábra), abráziós színlőkön (26. ábra) figyelhetők meg, míg az Alföld egyes fiókmedencéiben (mint pl. a Körösi fiókmedencében), a vésztői és a dévaványai magfúrásokból 800–1100 m között több vörösagyag rétegről tesz említést RÓNAI A. (1983; 40. ábra).

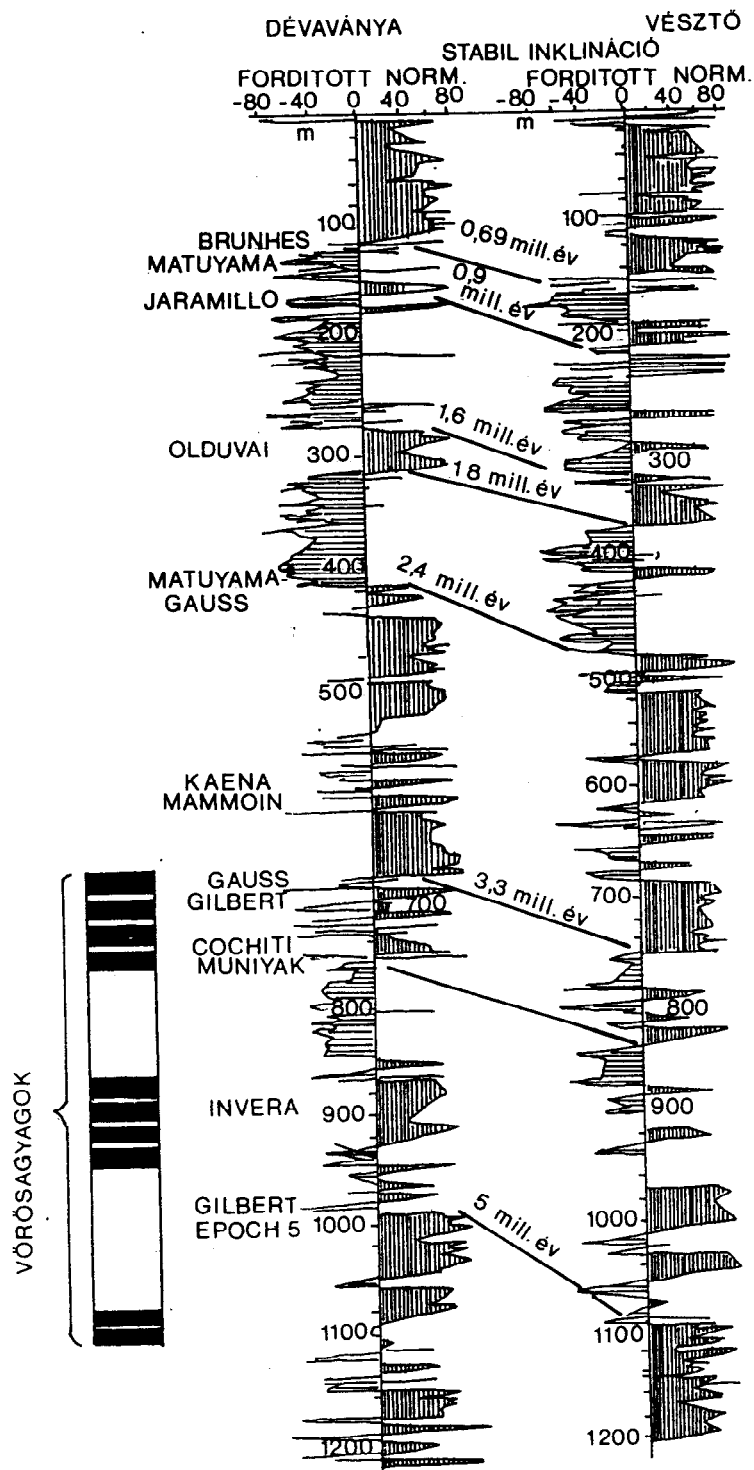
STEFANOVITS P. (1958), SÜMEGHY J. (1951), BIDLÓ G. (1982), BORSY Z.–SZŐŐR GY. (1981), SZŐŐR GY. (1992), KRETZOI M. (1958), KRETZOI M.–PÉCSI M. (1982), PÉCSI M. (1985), KORDOS L. (1988, 1993), DE BRUIJN, H. (1984) geokémiai vizsgálataiból és paleontológiai leleteiből következtethető ökológiai viszonyok alapján az uralkodóan kaolinit–halloysittel, alacsony karbonáttartalommal jellemzett pasztikus vörösagyagok erős szubtrópusi málláson mentek keresztül. A fekjükben vékonyabb–vastagabb fehér, legtöbb esetben pasztikus konzisztenciájú mésziszapok találhatóak (23. kép). SZŐŐR GY. (1992) vizsgálatai alapján az agyagásványok ez esetben is halloysit–kaolinit, montmorillonit szerkezetűek,



39. ábra. A postavölgyi furás geomorfológiai és geológiai helyzete (PÉCSI M.–SCHWEITZER F. 1987 alapján). — 1 = mezősós mészkő, márga, homokkő; 2 = felsőmiocén tengeri színlő szarmata mészkőben; 3 = felsőpannon tengeri színlő; 4 = felsőpannon homokos formáció; 5 = pliocén vöröses fosszilis talajok, vörösgyagok; 6 = pleisztocén lösz és fosszilis talajsorozat; 7 = felsőpleisztocén-holocén allúvium

tehát szubtrópusi málláson mentek keresztül. A vörösgyagok fekéjében néhány helyen – pl. Gödöllőtől a Mátra, a Bükk-hegység hegyláb felszínein keresztül a Szerencsi-szigethegységig – bentonit rétegek húzódnak. PÉCSI M. (1985) feltételezi, hogy ezek is a szubtrópusi mállás hatására bázikus közegben képződhetek a bazaltvulkánosság termékéből, hamuból vagy tufából. Ezek fő képződésének ideje 6,0–2,8 M év B.P. intervallumba helyezhető a K/Ar adatok alapján (BALOGH K.–ÁRVA-SÓS E. et al. 1987, MÁRTON F. 1985).

A valódi vörösgyagok korát a radiometrikus és a paleomágneses eseményekkel pontosítani jelenleg – néhány kivételtől eltekintve – nincs lehetőség. A paleontológiai leletek áttételes illesztésére azonban van mód. KRETZOI M. (1969), JÁNOSSY D. (1972), KORDOS L. (1988), DE BRUIJN, H. (1984) faunisztikai eredményei, de különösen az európai pliocén *Spalaxok* (*Micro spalax*) alapján KORDOS L. (1992) valószínűsíthetőnek tartja, hogy a Csarnóta I. vörösgyag lelőhely (41. ábra) és a Maritsa I. vörösgyag lelőhely anyag 3–4 M év közötti, az odesszai *Spalaxot* tartalmazó vörösgyag pedig ennél valamivel idősebb, 4 M év körüli (PEVZNER, M. A. ex verbis 1989, 42. ábra).



40. ábra. A dévaványai és vésztoi mélyfúrások paleomágneses vizsgálatának összehasonlítása a vörösagyagok geomorfológiai helyzetének feltüntetésével (RÓNAI A. 1985 szerint)



23. á. kép. Alacsony karbonát tartalommal jellemzett plasztikus vörösgyag fekjében plasztikus konzisztenciájú mészszip található. Szekszárdi-dombság

A vörösgyagok képződéséhez szükséges meleg időszakok meglétét támasztják alá KOPPÁNY ZS. (1992) felkérésemre a 2,0–4,0 M év közötti időszakra vonatkozóan végzett paleoklimatológiai rekonstrukciós vizsgálatai is. Közismert a globális éghajlatot alapvetően befolyásoló jelenség, a Föld pályaelemeinek szekuláris változásából adódó besugárzás változás.

A számítások alapján kapott besugárzási összegek szerint a vizsgált 2 millió év elkülöníthető időszakai a következők:

**2.00  $10^6$  – 2.16  $10^6$  év MELEG**

**2.16  $10^6$  – 2.26  $10^6$  év HIDEG**

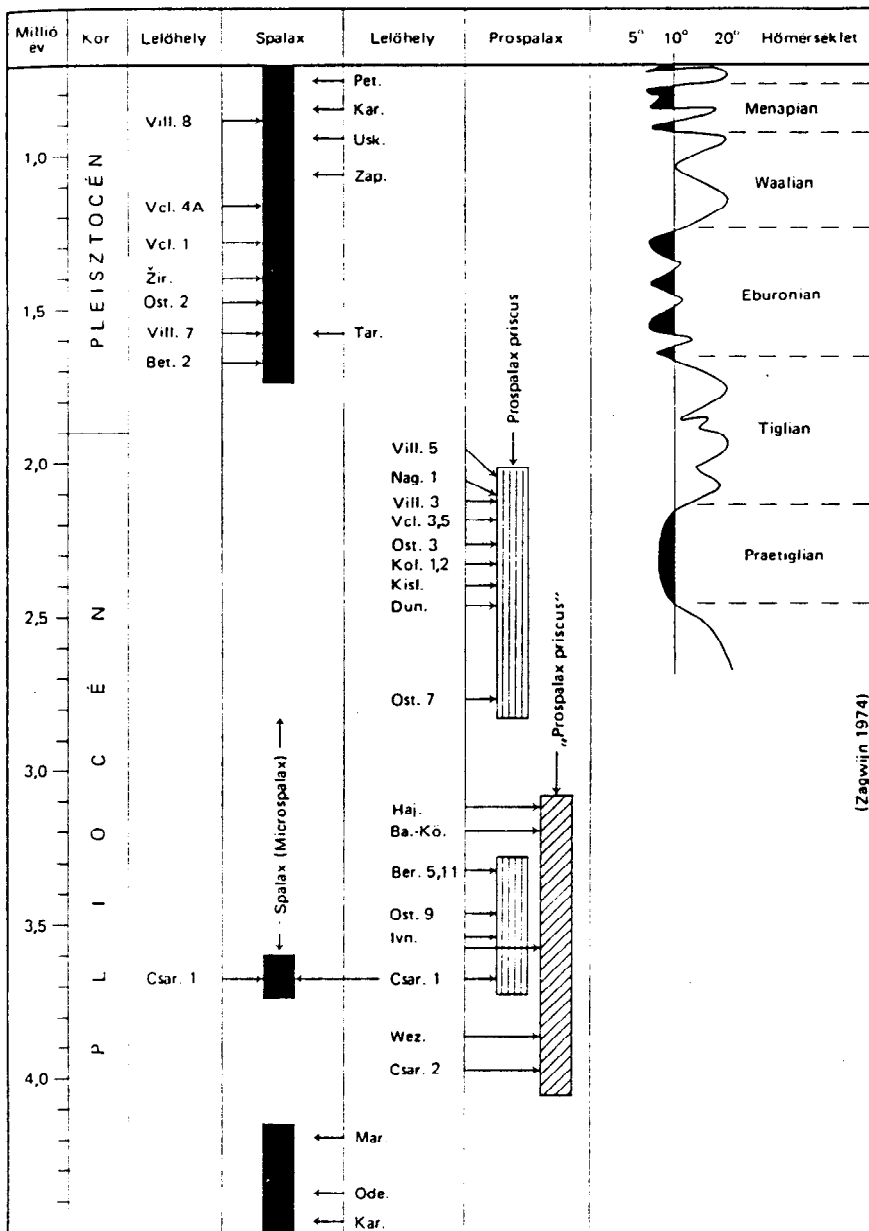
**2.26  $10^6$  – 2.50  $10^6$  év MELEG**

**2.50  $10^6$  – 2.66  $10^6$  év HIDEG**

**2.66  $10^6$  – 2.90  $10^6$  év MELEG**

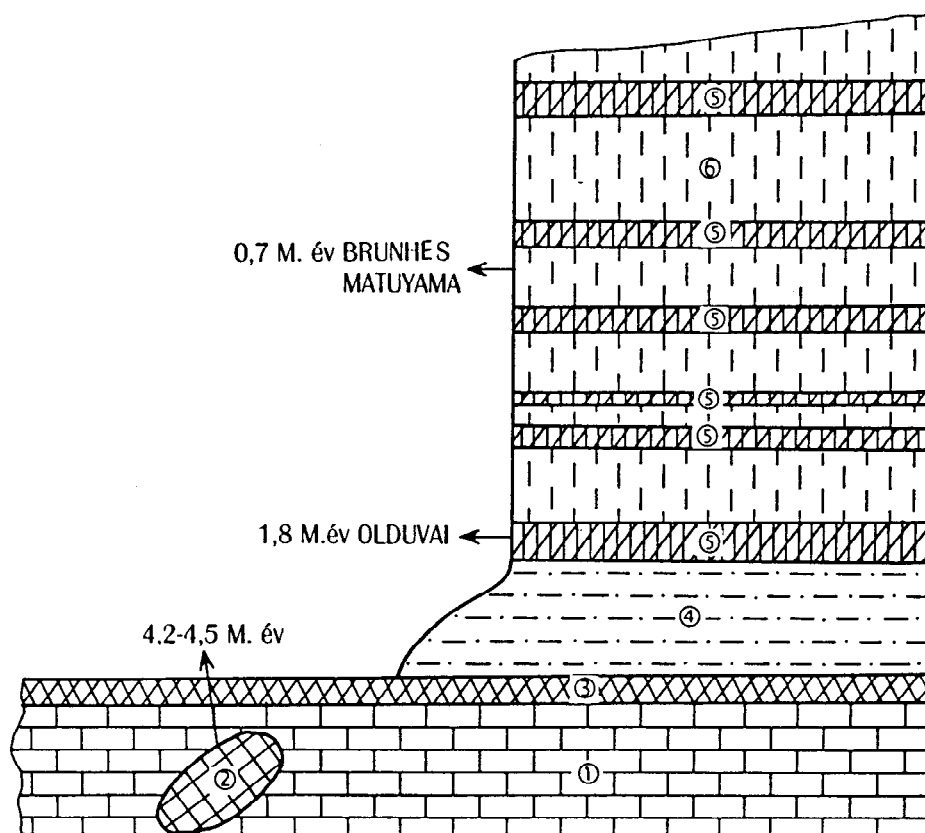
**2.90  $10^6$  – 3.04  $10^6$  év HIDEG**

**3.04  $10^6$  – 3.14  $10^6$  év MELEG**



41. ábra. Az európai Prospalax és Spalax fajok fajöltöje a pliocénben és a korai pleisztocénben (KORDOS L. 1988)– Vill = Villány; Vcl = Vcelare; Zir = Zirány; Ost = Osztramos; Bet = Betfia; Csar = Csarnóta; Fct = Petralona; Kar = Karaj dubina; Usk = Uskálá; Zap = Zapadnue kairü; Tar = Tarhankut; Nag = Nagyharsányhegy; Kol = Kolinany; Kisl = Kisláng; Dun = Dunaalmás; Haj = Hajnácká; Bar-Kö = Barót-Köpec; Ber = Beremend; Iva = Ivanovce; Wez = Wenzé; Mar = Maritsa; Ode = Odessza; Kar = Karaburun





42. ábra. Odesszai krantanolkai szelvény (M.A. PEVZNER 1989). — 1 = pontusi mészkő; 2 = vörösagyag faunával; 3 = vörös talaj; 4 = sárgásszürke szilt; 5 = fosszilis talajok, lösz

3.14  $10^6$  – 3.17  $10^6$  év HIDEG

3.17  $10^6$  – 3.51  $10^6$  év MELEG

3.51  $10^6$  – 3.61  $10^6$  év HIDEG

3.61  $10^6$  – 3.96  $10^6$  év MELEG

A határok ilyen egzakt meghúzása csak elméleti, s csupán azért fontosak, hogy következtessünk arra, mely típus dominál a kérdéses időszakban!

A 2–3 millió éves időszakban:

**MELEG** : kb. 640 ezer év;

**HIDEG** : kb. 360 ezer év;

A 3–4 millió éves időszakban:

**MELEG** : kb. 790 ezer év;

**HIDEG** : kb. 210 ezer év;

Összességében (2 millió év):

**MELEG : kb. 1430 ezer év (72% );**

**HIDEG : kb. 570 ezer év (28% ).**

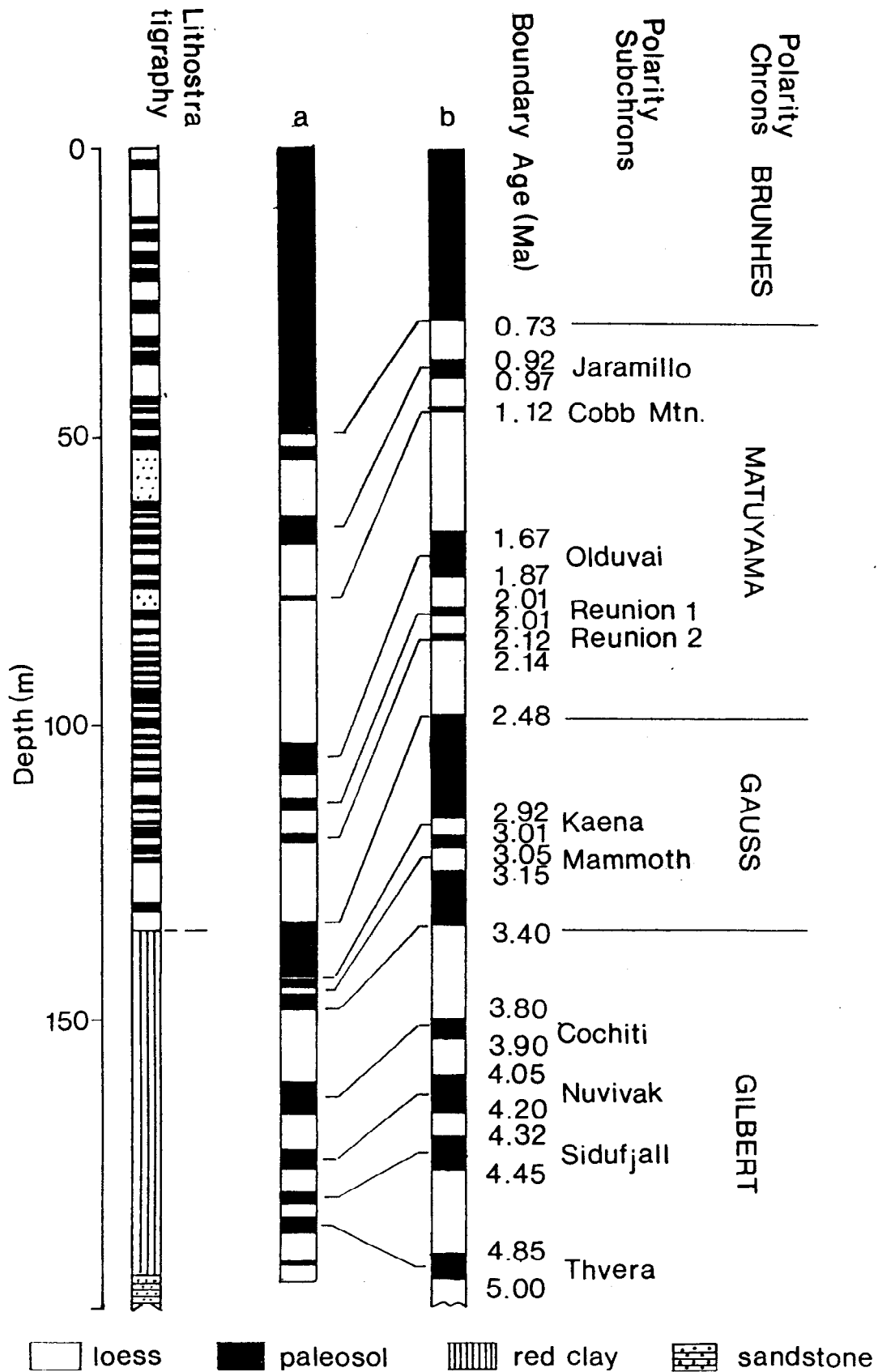
A fenti eredmények részben alátámasztják a más forrásokból – paleontológiai, paleobotanikai, üledékföldtani, geomorfológiai vizsgálatokból – kapott információkat, miszerint ez a 2 M év meleg időszak volt, de jelenleg ebből a vizsgálatból ennél többet nem tudunk megállapítani, ismervén a számítás hibalehetőségeit.

A vörösagyagok korára vonatkozóan érdekes adatokat találunk a kínai löszfennsíkon is. A vörösagyagoknak Kínában is két jellegzetes típusát ismerjük.

Az egyik a Gauss paleomágneses időszakhoz kapcsolódik és képződése a Gauss–Gilbert paleomágneses határig tart. Kevésbé agyagos, mészben gazdagabb, mint a Gilbert időszaki, s ezért fakóbb, mészeres és gumós. Képződése már elkezdődik a Matuyama–Gauss határon (2,5 M év), de főként a Kaena és a Mammoth szubzónához kapcsolódik, melynek kora 2,8–3,1 M év között van (LIU, T.-AN, Z. 1984; 43. ábra, 24. kép). Ez a vörösagyag típus feltűnően hasonlít a Magyar-medencében a löszformáció alatt elhelyezkedő, attól jól elkülönülő „Dunaföldvári”, ill. a „Tengelici” vöröses agyag formációhoz (44. ábra, 24/a. kép).

A második igen jelentős és nagy vastagságú (40–70 m) valódi (Kínában típusos vörösagyag megnevezés) vörösagyag a Gilbert paleomágneses időszakhoz kapcsolódik. Mészben szegény, agyagos.

A vörösagyag fekvője az 50–100 m vastag homok, ill. homokkő. A homok mésszel van összecementálva. Kialakulását a globálisan jelentkező, feltehetően itt is 6–5 M év körül kialakult száraz – messinai sókrízis – időszakhoz kapcsolhatjuk, amikor is a szárazság hatására jelentős mennyiségű kalcium-karbonát csapódott ki (43. ábra). A vörösagyag képződésének kora a Gilbert időszakon belül a Thvera szubzóna végéig, 4,8 M évig tart (25. kép).



43. ábra. Duanjiapoi löszfeltárás szelvénye és palcomágneses vizsgálata (a), összehasonlítva Mankinen, E.-A.—Dalyrnphe, G.B. (1979) palcomágneses időskálájával (b)

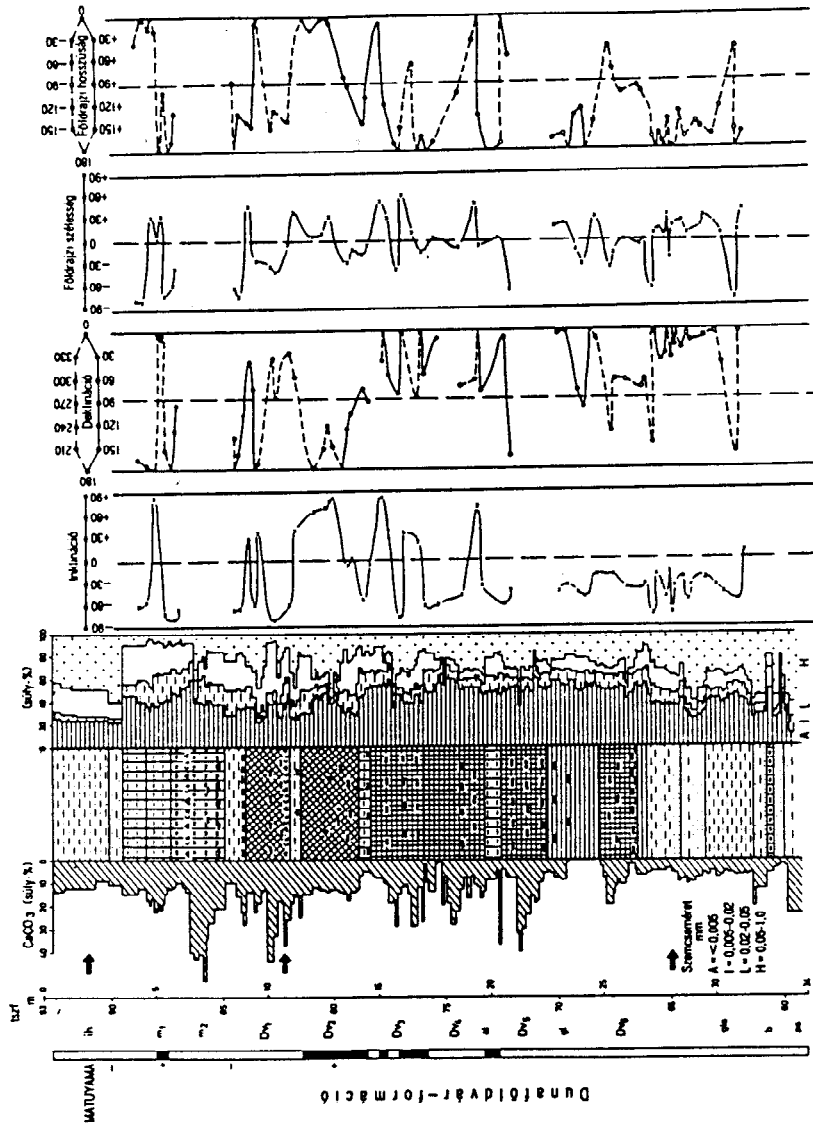


24. kép. Matuyama-Gauss paleomágneses határon ill. a Gauss időszak elején képződött vöröses agyagok Yananból D-re, Kínában

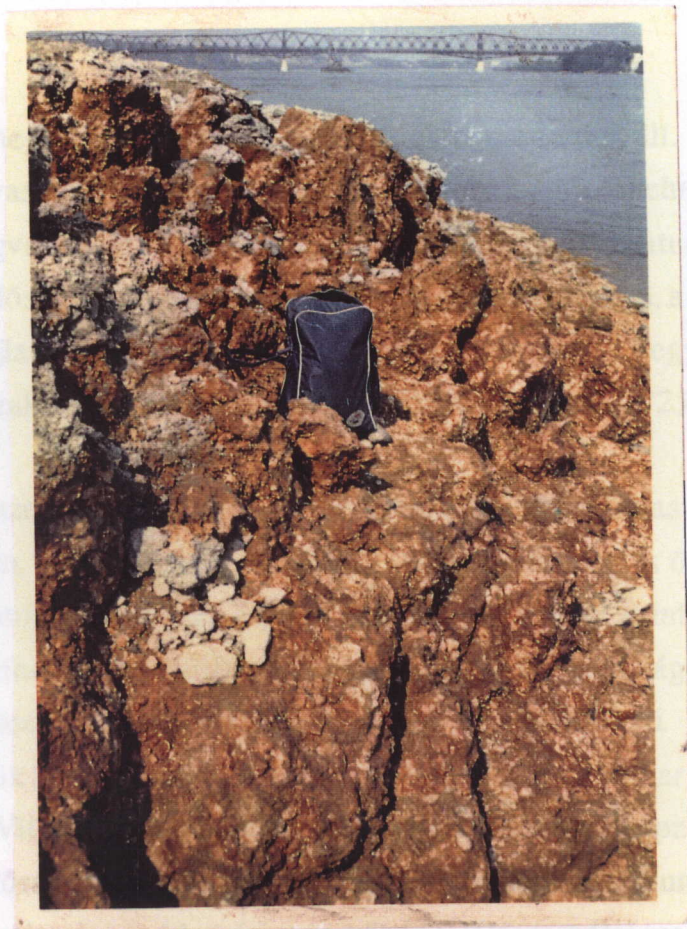
#### 7.5. Az idősebb hegyláb felszínének feltagolódása és az édesvízi mészkőképződés újraindulása

Az édesvízi mészkő minden olyan időszakban képződhet, amikor ahhoz szükséges feltételek (csapadék, növényzet) adottak. A mészkőösszletek visszatükrözik képződésük időszakának fizikai, környezeti adottságait. Az édesvízi mészkövek keletkezésének éghajlati feltételeire, lerakódásuk korára vonatkozóan a bennük talált növényi lenyomatok, faunaleletek, az édesvízi mészkőösszleteket tagoló különböző típusú, más-más éghajlati adottság mellett képződött laza üledékes kőzetek adnak felvilágosítást.

A humidabb-melegebb klímaszakasz alatt a felsőmiocénben (pannóniai) képződött édesvízi mészkövek legtöbbször abráziós színlőkre vagy delta-összletekre települ. Ezek az édesvízi mészkövek az *Unio wetzleri*-s szint felett helyezkednek el. Képződésük már a szarmatát követően, az alsópannon időszakban megkezdődött – Budai-hegység 470–500 m tszf., Gerecse 360 m tszf. –, majd alacsonyabb szinteken részben fiatalabb abráziós teraszokon, részben pedig durvahomokos-kavicsos deltaszerű képződményeken folytatódott (20.



44. ábra. Dunaföldvár (1974) 1-es fúrászelvény litológiai, pedológiai és paleomágneses értékelése (Elemzés: PÉCSI M., SZEBÉNYI E., és PEVZNER M.A.).  
 — ih = sziltartalmú homok; m1 = sötétszürke réti talaj; m2 = sötét agyagos réti talaj; al = ártéri talaj; gl = gleyes agyag; gis = gleyes homokos agyag; b = bentonit;  
 ps = agyagos homok (felsőpanóniai formáció, miocén); => = eróziós hiány; Dv1-Dv6 = Dunaföldvári formáció vörös talajai. Feltehetően, hogy a vörös talajok  
 egy részében (Dv1-Dv4) észlel. normális polaritási szakaszok a Gauss paleomágneses korszakot (2,4-3,3 Ma) és nem a Matuyama idősebb eseményeit (Olduvai  
 stb.) képviselik



24/a. kép. A dunaföldvári vöröses agyag, ill. vörösapagy alsóharmada Dunaföldváron



25. kép. Gilbert időszaki vörösapagos összlet a Duanjiapoi löszfeltárás fekvőjében. Kína

*ábra*). Képződésük a hegyláb felszínének kialakulása előtt megszűnt, ill. csak vékony, néhány méter vastag édesvízi mészkőszint alakult ki, amit feltehetően a fizikai környezet megváltozásával (klimatikus okokkal) magyarázhatunk.

A felsőmiocén időszakot követően a Bérbaltavárium szakaszban, a félig száraz félsivatagi éghajlati viszonyok között, a hegységperemeken a hegyláb felszín-képződési időszakban az édesvízi mészkőképződés szünetelt (*25. ábra*).

Ezt követően a szemihumid meleg és mérsékelten humid klímaszakaszok során – Ruscinium, Csarnótánium – a tektonikus mozgásokkal is összefüggő eróziós folyamatok hatására az olykor két geomorfológiai szinten is képződött hegyláb felszínnek feldarabolódtak és a geomorfológiai adottságoktól függően különböző vastagságú édesvízi mészkövek képződtek (*26. kép*). Felszínüket, ill. a bennük kialakult repedéseket gyakran vörösayag takarja be, ill. tölti ki. Korát a Villányi-hegységben, a hegylábi felszínen képződött karsztos repedések vörösayagos kitöltésének csarnótai szakaszbeli faunatársulásainak analógiája, valamint az édesvízi mészkőben talált csarnótai szakaszt képviselő *Tapirus* sp. (JÁNOSSY D. 1979) alapján ítélni lehet meg. A 4,5–3,0 M év közötti Ruscinium, ill. Csarnótánium az édesvízi mészkő képződésének egy igen jelentős időszaka, nem csak a pliocénen belül, hanem az egész késő-neogén folyamán (SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1973).

#### *7.6. Villányium (3,0–1,8 millió év); átmenet a meleg–nedves időszakból a száraz–meleg időszakba*

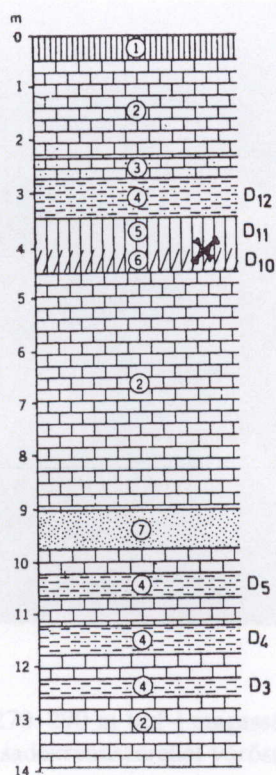
Villányiumi, villafrankai, újabban felső-villafrankai, olykor kalábriai nevek alatt szerepelnek sok esetben még ma is alsó- vagy legalsó-pleisztocént képviselő üledékek. JÁNOSSY D. (1979) szerint az előző csarnótai meleg–nedves erdei fáciessel szemben a Villányium kezdetével (alsó Villányium) már pusztai állattársaságot lehet regisztrálni. KORDOS L. (1992) vizsgálatai is azt igazolják, hogy a középsőpliocén (Csarnótánium) magas emlősfajszám a felsőpliocénre (Villafrankium) legalábbis a Kárpát-medencében drasztikusan lecsökkent, ami a fauna elszegényedésére utal.



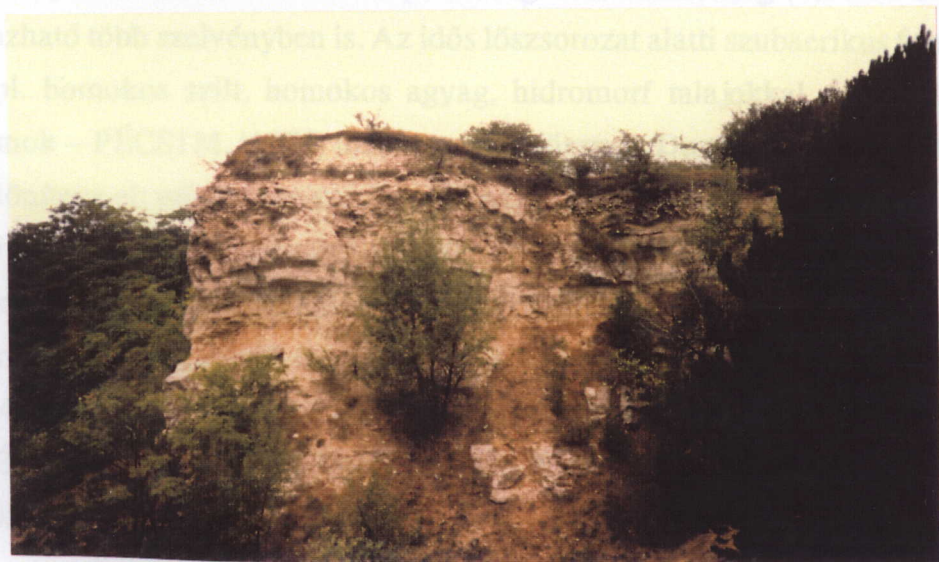
26. kép. A szemi-arid félsivatagos időszakot követően a Csarnótánumban nagy vastagságú édesvízi mészkőképződés veszi kezdetét. Geregse

Többen a Villányium kezdetét próbálják azonosítani a negyedidőszak kezdetével. KRETZOIM. (1969) és JÁNOSSY D. (1979) szerint a Villányium két részre tagolható. Az idősebb a Beremendium, a fiatalabb a Kislángium. Ehhez az időszakhoz kapcsolhatjuk a mészben gazdag (mészeres, mészgöbces) vöröses talajokat, pl. az ún. „Dunaföldvári összlet” vöröses talajainak egy részét (44. ábra), a hegységperemeken (pl. a Geregse, a Villányi-hegység) a travertino–terra rossa ciklusváltást (45. ábra, 27. kép) a legfiatalabb hegyláb felszín-formálódást, a Bérbaltaváriumban képződött hegyláb felszínének lealacsonyodását, a Kislángi-aligai, a hegységperemi hordalék- és törmelékkúpképződést. A Villányium alsó részéhez kapcsolhatjuk azokat a szerkezeti mozgásokat is, amelyek közephegységeink nagy részénél jellemzőek. A szétnyíló litoklázisokat vöröses agyagok, ill. futóhomokok töltik ki (28. kép).





45. ábra. A dunaalmási édesvízi mészkő (17) szelvénye (a Da1 és Da2 fúrások között lásd 34. ábrán) SCHWEITZER F., JÁNOSSY D., PEVZNER, M. A. geomorfológiai, litológiai, paleomágneses és paleontológiai vizsgálatai szerint. – 1 = rendzina talaj; 2 = pados édesvízi mészkő; 3 = meszes finomhomokos mészkő; 4 = finomhomokos lösz; 5–6 = okkervörös talaj igen gazdag „felsővillányi” fauna csontmaradványokkal (alsópleisztocén); 7 = finomhomok; D3–D12 = paleomágneses minták helye, a vizsgálatok szerint mind fordított mágnesezettségűek voltak



27. kép. Travertinó–terrarossa ciklusváltás a Gerecse-hegység peremén Dunaalmás–Neszmély között



28. kép. Süttöi Haraszt-hegy. A 270–290 m tszf-i magasságú édesvízi mészkőfelszínen kialakult ÉK–DNy-i irányú, szétnyíló hasadékrendszereket vörös(es)agyagok, ill. futóhomok tölti ki

#### 7.6.1. A száraz–meleg időszaki löszök és löszszerű üledékek megjelenése a Kárpát-medencében

A magyarországi löszök képződése PÉCSIM. (1984) szerint kb. 1 millió évre nyúlik vissza, a Jaramilló paleomágneses eseményig (0,96 M év) nyomozható több szelvényben is. Az idős löszsorozat alatti szubaerikus formációt – pl. homokos szilt, homokos agyag, hidromorf talajokkal osztott iszapos homok – PÉCSIM. (1975) már nem tartja lösznek, Dunaföldvári összlet néven különítette el; véleménye szerint az itt nagy számban (6–8 szintben) előforduló vöröses talajok és vörösayagok, olykor hidromorf talajok nem a löszképződésnek kedvező körülmények között alakultak ki. E képződmények kora – mint azt már korábbról tudjuk – a Matuyama–Gauss paleomágneses határig (2,4 M év) terjed, de képződésük a Gauss–Gilbert korszakokba is visszanyúlik (PÉCSI M. 1982, 1984, KRETZOI M.–PÉCSI M.–SCHWEITZER F.–VÖRÖS I. 1982).

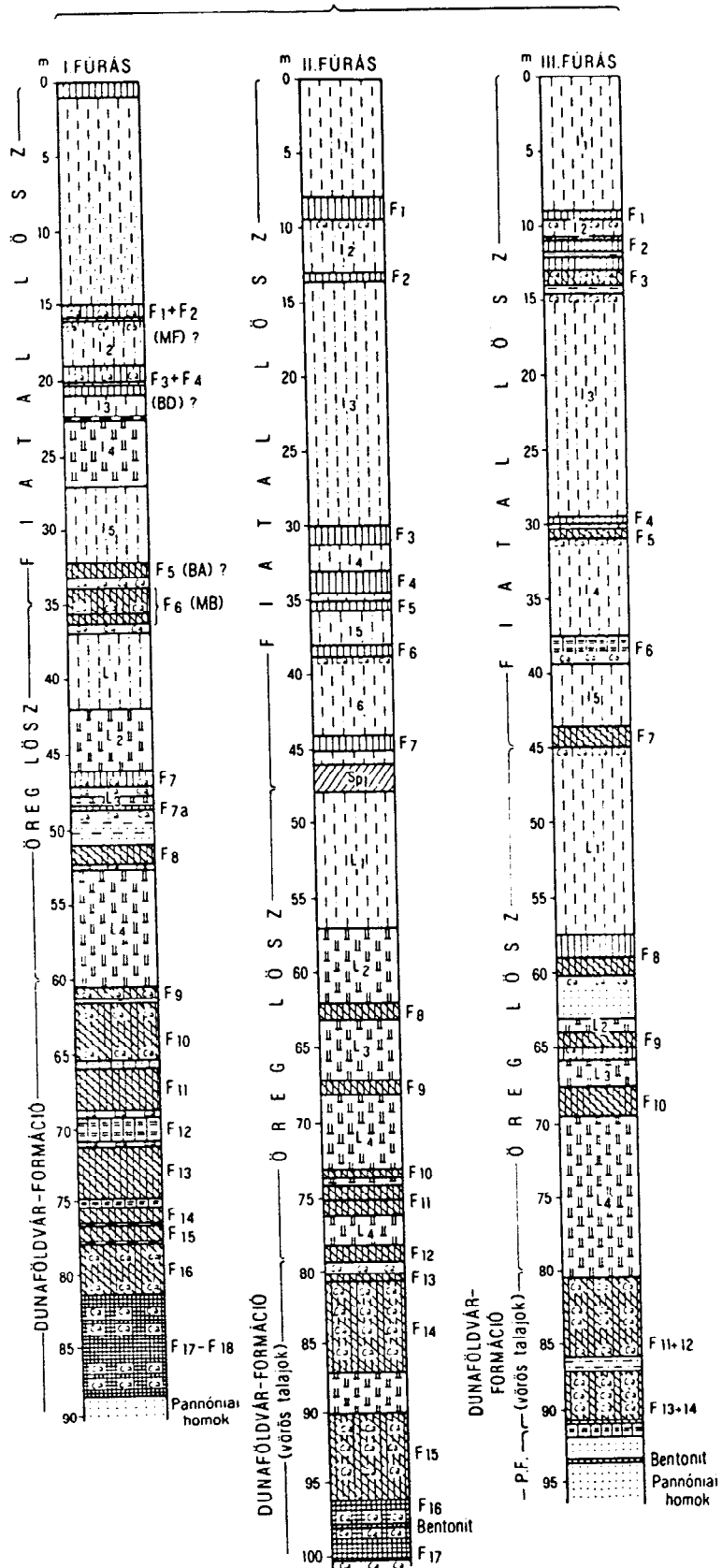
Az idős löszök rétegtani vizsgálataiból tudjuk, hogy a lösz alatti formáció a nem süllyedő dombsági, ill. medenceperemeken általában réteghiányos. Vannak azonban olyan esetek, geomorfológiai helyzetek, amikor a vörös talajok között vagy fölött travertino rétegek közé zárva, ott megőrződve löszbabás löszök, lösszerű üledékek alakultak ki, mint pl. Szekszárdon (46. ábra, 29. kép), Bátaszéken, vagy Dunaalmáson (45. ábra, 30. kép).

Ezek a nem löszsorozathoz tartozó egyedi sziltes rétegek a dunaalmási édesvízi mészkőbányában az édesvízi mészkövek közé zárt in situ vöröstalaj fölött helyezkednek el. A vörös talaj – a JÁNOSSY D. (1979) által vizsgált faunatársaság alapján – a felsővillányiumba (Kislángium) tartozik. E rétegek a forrás működés szünetében képződtek egy nagyméretű tetarátá medencében (31. ábra). A száraz-meleg időszaki löszökhöz hasonló képződményeink halványrózsaszínűek, nem vastag kifejlődésűek, csupán 0,5–1 m-t tesznek ki és faunamentesek. Úgy gondolom, ezek a Kárpát-medence legidősebb lösszerű rétegei. Ilyen korúak a legidősebb tadzsikisztáni és kínai löszök (31. kép) is, de ennél is idősebbek az alaskai löszök. A 3 M éves alaskai löszökről itt mellékelek egy általam felvett szelvényt (47. ábra). Ez a szelvény is felveti a pliocén–pleisztocén határ problematikáját, abszolút korát. A perieri plio–pleisztocén vulkáni tufa (*Mimomys stehlini polonicus*-szal) K-Ar vizsgálatokkal 3 M évre tehető (JÁNOSSY D. 1979).

#### 7.7. A harmad- és negyedidőszaki határ problematikája és más lehetséges határok

A későneogén és a negyedkor kutatók táborában már régebben is jelentős nézetkülönbségek alakultak ki a neogén–kvarter határának megvonásában. A londoni Nemzetközi Földtani Kongresszus már 1948-ban ajánlást tett arra, hogy a pliocén–pleisztocén határt a neogén mintára a kalábriai rétegek alján, a tengeri üledékekben először megjelenő hidegkedvelő foraminiferák megjelenésétől kellene számítani. ARIAS, C. et al. (1980) ezt később paleomágneses vizsgálatokkal kb. 2 M évesnek határozta meg.

SZEKSZÁRD



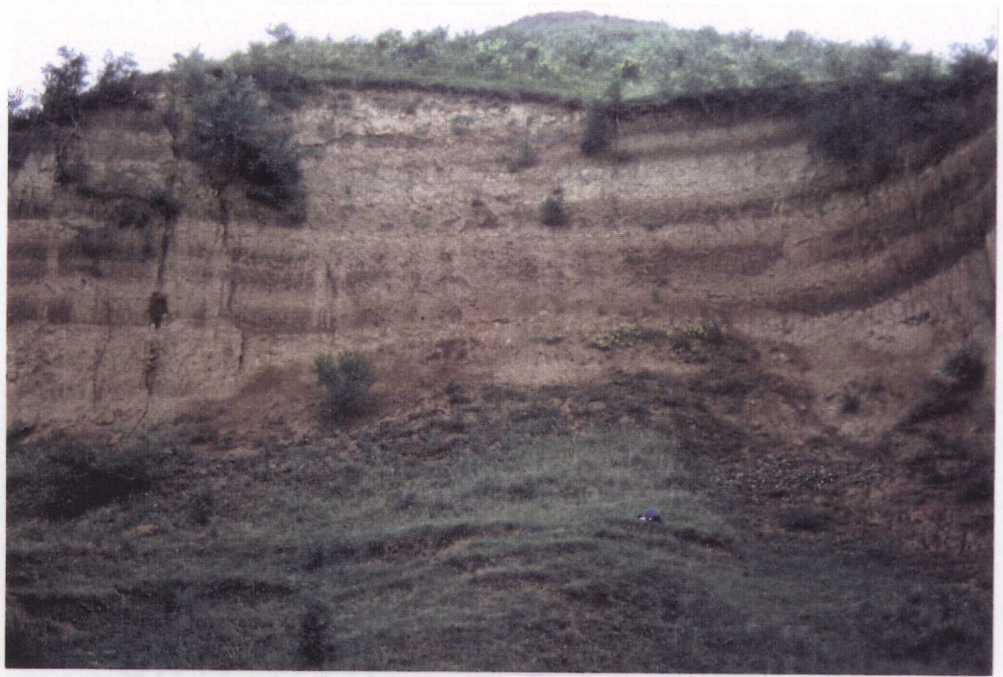
46. ábra. Szekszárd, Bátaszék környéki lösz- és talajsorozatok, különös tekintettel az idős löszökre (SCHEUER GY.-SCHWEITZER F. 1981)



29. kép. Idős halványrózsaszín löszkötegek a vörös talajok között Bátaszéken. – 1 = barnásvörös talaj; 2 = löszbabás, faunamentes lösz



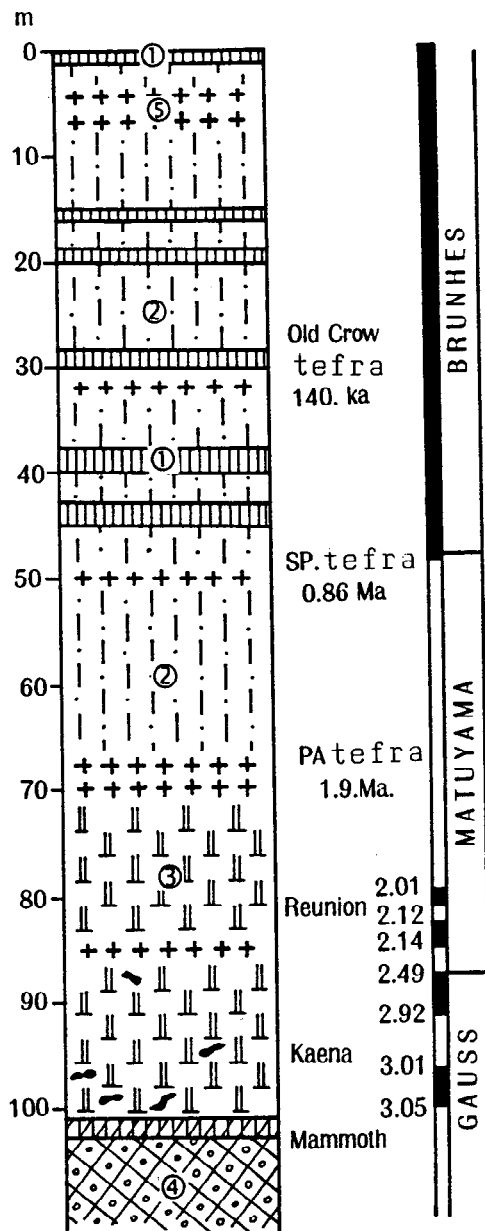
30. kép. A 240–250 m tszf-i magasságban települő tetarátá medence részlete, a Villányi fauna-együttes és az idős löszösszet geomorfológiai helyzete. – 1 = édesvízi mészkő; 2 = lösz és löszszerű üledék; 3 = okkerbarna fosszilis talaj, a Villányi fauna lelőhelye



31. kép. Louchani (Kína) löszszelvény idősebb alsópleisztocén része

A neogén–kvarter határát korábban MILANKOVIC, M. (1930), BACSÁK GY. (1942) klímakalendáriuma<sup>\*</sup>, valamint a Penck–Brückner-féle alpi eljegesedési szakaszok alapján kb. 600 ezer évben vonták meg, ami meggyezett az Alpok első jelentősebb eljegesedésének kezdetével. Miután a Günz eljegesedésnél több korábbi glaciális – Donau (Eburon), Biber (Praeteigelen) – nyomát is kimutatták, a pleisztocén időtartamát is megnövelték előbb 1,8, majd többen 2,4, ill. 3,0 M évre. A negyedidőszak meghosszabbítását elősegítette az a körülmény is, hogy az ember megjelenésének korát mindig a negyedidőszakkal igyekeztek azonosítani. Ezt támasztják alá a közép-szibériai diringi leletek is, ami egyben az emberiség nem trópusi eredetének problematikáját is magában hordozza. Az olduvai lelőhelyek 1,7–1,8M évesek a Coobi Forai (Turkana-tó K-i partja) lelőhely kora pedig 2,2–2,0 M éves. A diringi

<sup>\*</sup> Mint ismeretes, az éghajlat globális változását a napsugárzás változása befolyásolja. A napsugárzás ciklikus változását a pleisztocénra először MILANKOVIC, M. (1920, 1930) számította ki. Később több kutató kritizálta az eljegesedés és a napsugárzás változásai közti összefüggés okairól szóló elméletet, de az utóbbi időben ismét az érdeklődés előterébe került. MILANKOVIC számításait többen ellenőrizték és kimutatták, hogy számításai 1 M éven belül helyesek.



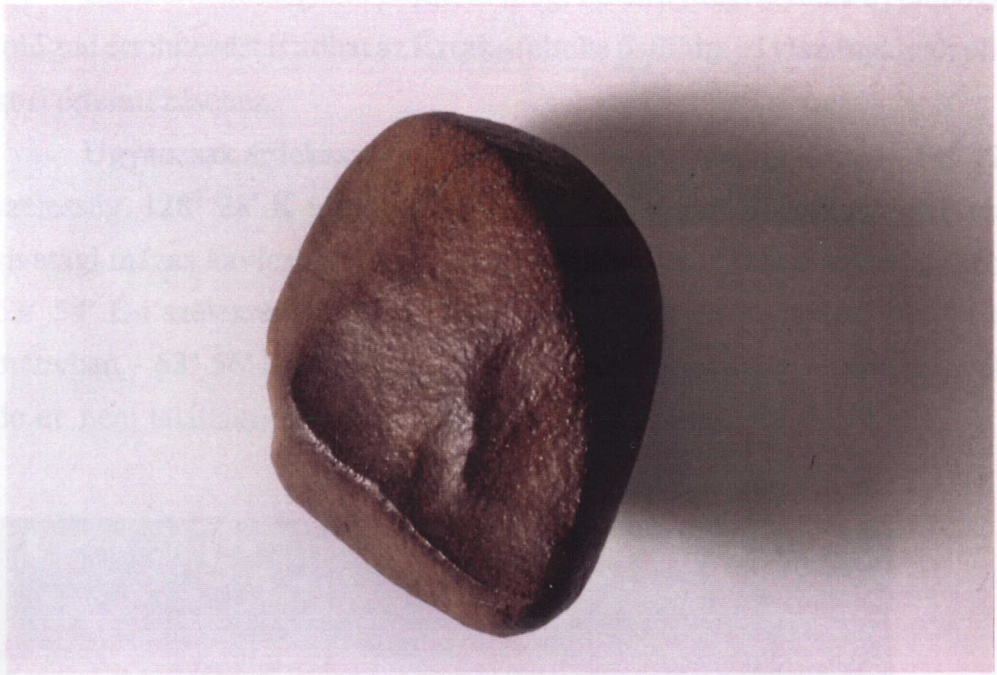
47. ábra. 3 millió éves alaskai löszösszetel vázlatos szelvénye a Tanana folyó völgyében Fairbanks-tól Ny-ra 100 km-re SCHWEITZER F. (1993) szerint. – 1 = fosszilis talajok; 2 = sárgásszürke lösz; 3 = idős, löszbabás lösz; 4 = kavics, vörösagyaggal takarva; 5 = tefrahorizontok. A tefrahorizontok kora BECKY, A.–STEMPER, J. (1993) írásbeli közlése szerint

kultúrréteget MOCSANOV, I. A. (1983) 3,2–2,2 M év közötti időszakba sorolja. Az 5. sz. kultúrréteg alsó határa 3,2–3,1 M év – a paleomágneses adatok alapján 3,9–4,2 M év –, a felső határ pedig 2,4–1,8 M év. Ez utóbbi fiatalabb korú paleolit anyaga MOCSANOV szerint feltűnően hasonlít az olduvai leletekhez. Több orosz kutató szerint a Diring őslakói rendkívül hideg körülmények között kellett, hogy éljenek. 1989-ben, amikor egy konferencia keretében volt szerencsém az ásatást tanulmányozni, azt a véleményemet hangsúlyoztam, hogy a diringi leletek jóval idősebbek, mint az olduvai leletek. A leleteket magába foglaló üledékösszlet torrens vízfolyások mederanyaga: osztályozott homokok, sivatagi mázas kavicsok – a kőeszközök is sivatagi mázzal vannak bevonva –, dreikanterek (32., 33. kép). Ezt az összletet olykor vörösagyag, majd -homok és fosszilis talajokkal osztott (eopleisztocén) üledékek takarják (34. kép).



32. kép. A Közép-szibériai giringai 5. sz. paleolit lelőhely, a paleolit eszközökkel





33. kép. Sivatagi fénymázzal borított éleskavics a giringai lelőhelyről



34. kép. A giringai paleolitik leleőhely fedőüledéke. — 1 = utólagosan fagydeformált vörösgyag; 2 = futóhomok; 3 = eopleisztocén paleotalajok; 4 = lösz és löszszerű üledékek

Csak érdekességként említem meg, de ez a megfigyelés új paleoklimatológiai értelmezést is adhat az Északi-félteke ősföldrajzi viszonyainak pliocén kori értelmezéséhez.

Ugyancsak érdekességként említem, hogy a diringi leletet – 61° 12' É-i szélesség, 128° 28' K-i hosszúság – magába foglaló, vörösayaggal letakart sivatagi mázas kavicsokat (szerír?) tartalmazó homokösszletet Alaszkában – 63° 54' É-i szélesség, 145° 11' Ny-i hosszúság – és a kanadai Yukon tartományban – 63° 56' É-i szélesség, 138° 30' Ny-i hosszúság – is megfigyeltem, de itt nem találtam paleolit maradványokat (35. kép).



35. kép. Sivatagi fénymázos kavics és éleskavics a kanadai Yukon tartományban Dawson City-től 30 km-rel É-ra

A Nemzetközi Rétegtani Bizottság (1984) kompromisszumos megoldással, de főként az olduvai Bed rétegekben talált előemberi leletek alapján a neogén–kvarter határt 1,8 M évnél vontta meg. Ez a határ viszont a földtani-biosztratigráfiai vizsgálatok szerint egyelőre nem vagy kevés esemény alapján kapcsolható jól észlelhető földtörténeti eseményhez.

JÁNOSSY D. (1979), KRETZOIM. (1962, 1969) korábbi és KORDOS L. (1992) újabb összehasonlító paleontológiai vizsgálatai alapján már tudjuk, hogy kb. 1,6–1,5 M éveknél kezdődött egy igen jelentős faunagyapodás (faunaváltás), amely a csúcsát kb. 1,2 M év körül érte el, lecsengése viszont gyorsan, kb. 1 M évnél már megtörtént. KORDOS L. (1992) ennek alapján vetette fel annak lehetőségét, hogy a szárazföldi biokronológiában is ki lehet mutatni a tengeri képződmények vizsgálata alapján meghatározott 1,6–1,7 M éves plio–pleisztocén (olduvai esemény) határeseeményt. A paleontológiai vizsgálatok szerint tényként fogadhatjuk el, hogy a Kárpát-medence beli emlősfauna fejlődésében ez az időszak a legjelentősebb, tartós fauna változás ekkor kezdődött. A fauna gyarapodás kezdete (1,6–1,5 M év) nagy vonalakban azonosítható a Biharium alsó határával, míg felső részét egybehangzóan a Brunhes/Matuyama határra (0,72 M év) helyezi az irodalom (VAN COUVERING–BERGGREN, 1972). Alsóbihariummal párhuzamosítható a Paksi összlet néven jellemzett idős löszösszletek alsó része, az ún. PD talaj alatti rész is.

Korban ide tartozik az osztott V. sz. Duna-terasz idősebb V/a. sz. tagja, amelyet a kislángi korú travertinónál fiatalabb édesvízi mészkő takar. Ehhez a korhoz kapcsoljuk a nagyobb völgyekben, intramontán medencékben megfigyelhető glacis képződést, és a legfiatalabb hegyláb felszínnek völgyközi hátakra történő feldarabolódásának időszakát is.

Magyarországon a hazai viszonyoknak megfelelő *pleisztocén–pliocén határt* a Matuyama/Gauss paleomágneses határral egyeztetik, amelynek kora mintegy 2,4 M év. Ehhez a határhoz igen jelentős szerkezeti–ösföldrajzi–környezeti változás kapcsolható a Kárpát-medencében.

A korábbi Villafrankium (3,0–2,5 M év) száraz–meleg sztyeepfaunája elszegényedik (KORDOS L. 1992, JÁNOSSY D. 1979, KRETZOI M. 1954, 1969), majd eltűnik és 2,4–2,0 M évek között új faunaesemény jellemző, faunanövekedéssel. Valószínű, hogy ez a faunisztikai esemény, amiért is a Kárpát-medence belsejében a 2,4 M évet lehet legjobban használni a pliocén és a pleisztocén megvonásánál. RÓNAI A. (1972, 1985) szerint legalábbis az alföldi mélyfúrások tanúsága szerint a klímaváltozások tendenciája egy általános lehűlést mutat, de nem folyamatosan. Az egyenetlen hűvösödés mellett

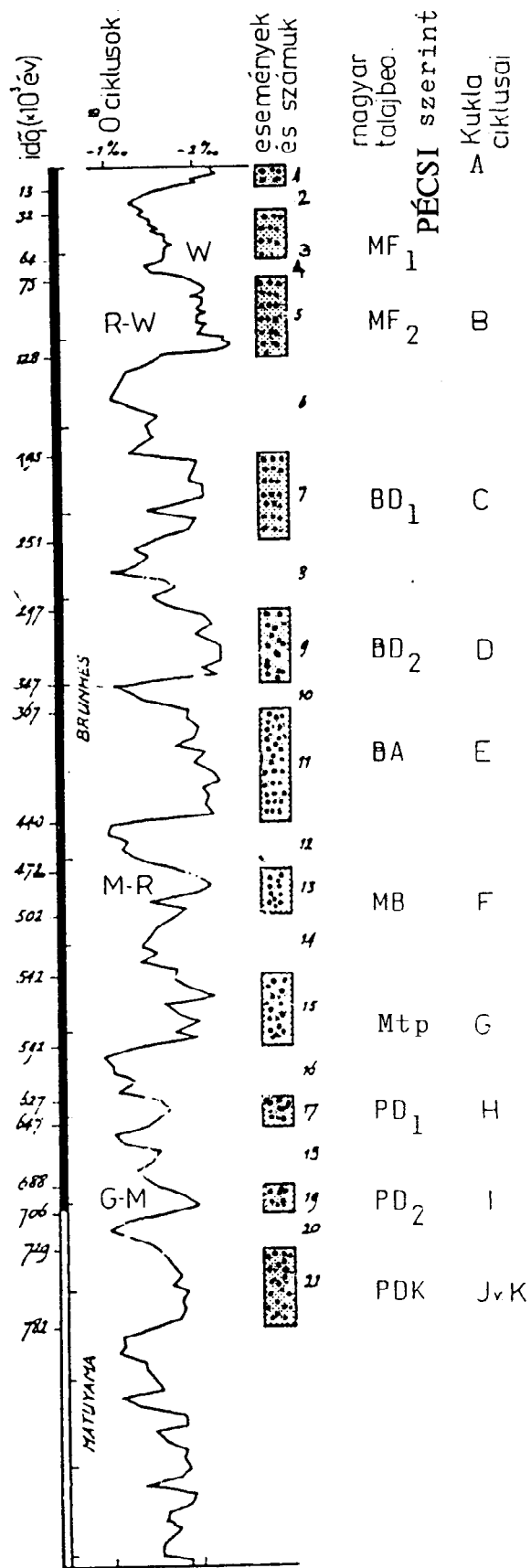
az egyes szakaszok száraz vagy csapadékos volta adja a további változásokat. A 2,4–1,8 M év közt eltelt időben az alföldi mélyfúrások alapján mintegy 5 nagyobb klímaszakaszt lehet kimutatni.

Vannak azonban továbbra is olyan szerzők (pl. RUGGIERI, G.–RIO, D.–SPROVIERI (1984), AZZAROLI, A.–DE GIULI, C.–TORRE, D. et al. (1982), SHECKLETON, N. J. – OPDYKE, N. O. (1973), EVANS, P. (1972), NIKIFOROVA, K. V. (1982), akik az oxigén-izotópos skála 22. emeletébe javasolják a pleisztocén legalsó határát. A skála 22. emeletének pedig a pleisztocén leghidegebb szakasza (mindel, elster stb. nevekkel) felel meg, amelynek kora 0,8 M év (48. ábra). Az orosz irodalomban ez a pleisztocén–eopleisztocén határ.

#### **8. A kéregmozgások jellege és nagyságrendje a későkainozoikumban és a negyedidőszakban az édesvízi mészkövek alapján**

A szarmata-pannon határán lezajlott attikai hegységképződés hatására a Kárpátok kiemelkedtek annyira, hogy vízválasztóvá váltak. Ezáltal a nagy beltenger két részre szakadt: a Kárpátoktól Ny-ra lévőkből (Kárpát-medencék, a Bécsi- és a Gráci-medence) alakult ki a Pannóniai-beltó, míg a Kárpátoktól K-re lévő beltengerből a Pontusi-tó jött létre. A földtani, paleontológiai vizsgálatok igazolják az Észak-Dunántúlon néhány száz, de gyakran több ezer m vastag klasztikus üledékek kialakulását, főként az Alföldön (MOLNÁR B. 1973, WEIN GY 1974, DANK V.–JÁMBOR Á. 1987, JÁMBOR Á. 1980/81, RÓNAIA. 1972, FRANYÓ F. 1978, POGÁCSÁS J.–JÁMBOR Á. et al 1988). E nagy vastagságú törmelékes összlet csak nagymérvű lepusztulásból származhat. Erős lepusztulás pedig csak erős kiemelkedés hatására történik.

Egy sor tény tanúsítja, hogy a Magyar-középhegység a környezetéhez viszonyítva a későkainozoikum és a negyedidőszak folyamán több száz m-t emelkedett (25. ábra). A kiemelkedések általában konkrét törésvonalak mentén történtek, amelyeket a különböző magasságra kiemelkedett teraszok (folyóvízi és abrázios) édesvízi mészkövek, s más geomorfológiai szintek igazolnak (8. ábra).



48. ábra. Pleisztocén idő- és klímaskálák (SHACKLETON, N. J.—OPDYKE, N.O. szerint)

A geomorfológiai megfontolások elsősorban a hegy- és dombvidékekre, valamint peremvidékeikre érvényesek, a medenceterületeken belül azok csak korlátozott mértékben használhatók. Ezt tükrözi az a tény is, hogy az Alföld és a Kisalföld belsejében a földtani térképek csak kevés kellőképpen alátámasztott törést tüntetnek fel.

A Magyar-középhegységben, ahol a mészkőből és dolomitból álló sasbércsorok töréses zóna mentén elvégződnek, a különböző genetikájú és korú geomorfológiai felszíneken édesvízi mészkövek képződtek lépcsőzetesen egymás alatt. Ezek orográfiai helyzete, litológiai jellege és a karszthidrológiai folyamatok elemzése alapján új, jó lehetőség nyílt a tektonikus mozgásfázisok meghatározására és a felszínfejlődési folyamatok rekonstruálására.

Az édesvízi mészkövek képződése termális karsztforrások működésével függött össze. Emiatt a hévforrások erózióbázisának megváltozásával kapcsolatban feltételezhetjük, hogy azok a későkainozoikumban és a negyedidőszakban végbement tektonikus mozgások fázisait is tükrözik.

Az egyes geomorfológiai felszíneken fakadó források megszűnését és elapadását lényegében a karszthidrológiai rendszerben bekövetkezett változások — süllyedések, emelkedések — okozták, amelyek nemcsak vertikálisan, hanem horizontálisan is jól követhetők.

A Dunántúli-középhegység területén képződött édesvízi mészkövek — bizonyos összevonásokkal is — 11–12 geomorfológiai szintet jelölnek, amelyek a szarmata végétől a jelenkorig tartó szakaszos tektonikus kiemelkedés mértékét és feltételezhető fázisait is jelölik (25. ábra). Az emelkedés mértéke — az édesvízi mészkőszintek fentebb ismertetett helyzete alapján, pl. a Budai-hegység példáján — felsőmiocénben <sup>a</sup>130 m, a pliocénben 150–160 m, a negyedidőszak alatt pedig 120–130 m, ezen belül a jelenkorban 6–8 m lehetett (SCHEUER GY.-SCHWEITZER F. 1973, 1988)

A pliocén időszaki mozgások nagyságrendje a Budai-hegység példáján — mint láttuk — 150–160 m volt. Ez az érték erre az időszakra a hegységekben természetesen nem általános évenyű. Pl. a Mecsekben 100–120 m, a Gerecsében 50–60 m, a Bükkben, a Bakonyban 30–50 m, de azt jelzi, hogy e hosszú időszak alatt, egyenletes sebességű emelkedést feltételezve, voltak gyorsuló

és lassúbb szakaszok, amit az erózióbázisokon képződött édesvízi mészkövek közötti szintkülönbségek nagy biztonsággal jeleznek. Az édesvízi mészkövekhez hasonlóan ezt bizonyítják a hegyláb felszínek szintjei és a felszíneiken képződött különböző korú korrelatív üledékek, valamint a legidősebb teraszok szintjei is.

## 9. Összefoglalás

1. A disszertációban áttekintést kíséreltem meg adni a magyarországi felsőmiocén végén és a pliocén időszakban lejátszódott fontosabb geomorfológiai folyamatokról, azok újszerű értelmezésének lehetőségeiről, az események eredményeként létrejött geomorfológiai formákról és azok feltételezhető koráról.

2. Ugyancsak célul tűztem ki a hagyományos geomorfológiai és üledékföldtani módszereken kívül egyrészt az emlősfaunára alapított kronológiai-biosztratigráfiai, másrészt az abszolút kronológiai ill. geokémiai vizsgálatokra alapított lehetőségek feltárását és alkalmazását.

3. Ismertettem a Kárpát-medence száraz-meleg időszakainak — Sümegium, Bérbaltavárium, Villányium — üledékeire, geomorfológiai formáira vonatkozó geokémiai, paleontológiai, üledékföldtani, abszolút kronológiai, paleoklimatológiai bizonyító adatokat.

4. Megkíséreltem értelmezni és igazolni a közel 100 év óta vitatott tudományos kérdést, a pannon végi szárazulattá válás időszakának szemiarid jellegét – LÓCZY pannóniai-pontusi sivatagi fázisát – és a hegységperemi térszínek geomorfológiai fejlődéstörténetét, a félsivatagi és sztyeptsíkság-formálódás fizikai környezetét.

5. Új adatokra támaszkodva értelmeztem a sarkos kavicsokra, az ún. "dreikanter"-ekre és a Kárpát-medencében az általam felismert sivatagi mázas kavicsokra, sivatagi kérgekre vonatkozó adatokat, eredményeket és megpróbáltam kapcsolatot teremteni a Kárpát-medencén kívül eső Paratethys részmedencéinek fizikai környezetével, így pl. a Földközi-tenger "Messinian salinity crisis" szakaszával, amikor is a Földközi-tenger csaknem teljesen kiszáradt, benne só- és gipsztelepek maradtak vissza.

6. A Kárpát-medence szárazulattá válását, majd kiszáradását a geomorfológiai adatok mellett geokémiai, mélyfúrási és geofizikai adatok alapján igyekeztem felvázolni.

7. Új adatokat sorakoztattam fel a miocén-pliocén határkérdés, a pliocén nagy szakaszainak geomorfológiai formák és üledékek alapján történő elkülönítésére; úgy érzem, ezzel hozzájárultam a nagy rétegtani egységek határkérdéseinek elmélyültebb kutatásához.

8. Áttekintettem a pedimentképződés problematikáját, ismertettem a legfontosabb külföldi és hazai elképzeléseket, adatokat és nevezéktani kérdéseket, felvázoltam a pedimentképződés legfontosabb kritériumait, klimatikus körülményeit, korukat és a középhegységeink fejlődéstörténetére gyakorolt hatásukat. Vizsgálataim alapján igazoltam, hogy ezek a típusos hegyláb-felszínek (jellegükben a pleisztocén periglaciális viszonyok közt képződötték-től eltérően) a Kárpát-medencében szemiárid klimatikus körülmények között alakultak ki.

9. Megpróbáltam összefüggésbe hozni a pliocén időszakban kialakult geomorfológiai formák korát a pliocén faunafejlődési (történeti) szakaszok rétegtani helyzetével.

10. Új adatokat és szempontokat sorakoztattam fel a Kárpát-medencebeli vörösagyagok tagolására és korára vonatkozóan. A vörösagyagok geomorfológiai és geokronológiai szerepe fontos, mintegy „vezérszintet” képviselnek a középsőpliocén geomorfológiai felszíneken.

11. Foglalkoztam a harmad- és negyedidőszaki határ problematikájával és érintettem más lehetséges határokat is.

12. Az ún. pannóniai-pontusi sivatagi idősakkal kapcsolatban említettem a közép-szibériai diringi leletek korát is, ami egyben az emberiség esetleges nem trópusi eredetének problematikáját érinti.



## IRODALOM

- ADAMS, C. G.–GENTRY, A. F.–WHYBROW, P. J. 1983. Dating the terminal Tethyan event. – In: MEULEN-KAMP, J. E. (ed.): *Reconstruction of Marine Paleoenvironments*, Utrecht Micropal. Bull. 30. pp. 273–298.
- AGUSTI, J. 1986. Continental Mammal Unites of the Plio–Pleistocene from Spain. – *Mem. Soc. Geol. It.* 31. pp. 167–173.
- AGUSTI, J. S.–MOYA-SOLA, S. 1991. Spanish Neogene Mammal succession and its bearing on continental biochronology. – *Newsl. Stratigr.* 25. (2). pp. 91–114.
- ALFÖLDI L. 1961. Lefolyástalan területek üledékföldtani kérdései. – *Földt. Int. Évi jel.*
- AN, ZHISENG–WEI, LANYING et al. 1979. Magnetostratigraphy of the core S–5 and the transgression in the Beijing area during the early Matuyama Epoch. – *Geochimica* 4. pp. 343–346.
- ANDREÁNSZKY G.–KOVÁCS É. 1955. A hazai fiatalabb harmadidőszaki flóra tagolása és ökológiája. – *MÁFI Évk.* 54. pp. 1–326.
- ARISZTARHOVA, L. B. 1971. *Processzi aridnava reliefobrazovanija.* – Moszkva. pp. 1–176.
- AUFRÈRE, L. 1931. Le cycle morphologique des dunes. – *Ann. Geograph.* Vol. 40. 362–385.
- AWAD, H. 1955. Un probleme de morphologie aride. Les pèdiments. – *Bulletin de la Société de Géographie d'Égypte.* Le Caire. 1955. 28. pp. 5–19.
- AZZAROLI, A.–DE GIULI, C.–FICCARELLI, G.–TORRE, D. 1982. Table of the Stratigraphic Distribution of Terrestrial Mammalian Faunas in Italy from the Pliocene to the Early Middle Pleistocene. – *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 5. pp. 55–58.
- ÁDÁM L. 1975. A Nyugat-magyarországi-peremvidék természetföldrajzi jellemzése. – A Kisalföld és a Nyugat-magyarországi-peremvidék. Magyarország tájföldrajza 3. – Akad. K. Bp. pp. 251–273.
- ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. 1959. A Mezőföld természeti földrajza. – *Földr. Monogr. II.* Akad. Kiadó. Budapest. 514 p.
- BACHMAYER, F.–ZAPRE, H. 1972. Die fauna der altplizänen Höhlen- und Spaltenfüllungen bei Kohfidisch, Burgenland (Österreich), Proboscidea. – *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, 76. pp. 19–27.
- BACHMAYER, F.–ZAPFE, H. 1976. Ein bedeutender Fund von Dinotherium aus dem Pannon von Niederösterreich. – *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*. 80. pp. 145–162.
- BAGNOLD, R. A. 1941. *The Physics of Blown sand and Desert Dunes.* – 265 p.
- BALOGH K. 1990. (szerk.) *Szedimentológia I. kötet.* – Akad. Kiadó. Budapest. 574 p.
- BALOGH K. 1991. (szerk.) *Szedimentológia II. kötet.* – Akad. Kiadó. Budapest. 356 p.
- BALOGH K.–JÁMBOR Á.–PARTÉNYI Z.–RAVASZ-BARANYAI L.–SOLTI G. 1982. A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1980-ról, pp. 243–260.
- BALOGH, K.–JÁMBOR, Á. 1987. Radiometric Daten Zur Charakteristik postarmatischer Ablagerungen in Ungarn. – *Földt. Int. Évk.* LXIX. pp. 27–36.
- BÁLDIT. 1978. *A történeti földtan alapjai.* – Tankönyvkiadó. Budapest. 308 p.
- BÁLDIT. 1980. A korai Paratethys története. – *Földt. Közl.* 110. pp. 456–472.
- BÁLDIT. 1983. Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. – Akad. K. Budapest, 293 p.
- BARTHA, F. 1959. Untersuchungen zur Biostratigraphie der pliozänen Molluskenfauna von Várpalota. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* 43. pp. 275–351.
- BARTHA F. 1971. A magyarországi pannonkori képződmények vizsgálata (Untersuchungen an pannonischen Sedimenten in Ungarn). – In: *A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata.* Akad. Kiadó. Budapest. pp. 9–172.
- BARTHA F.–KLEB B.–KÖRÖSSY L.–SZABÓNÉ KILÉNYI É.–SZATMÁRI P.–SZÉLES M.–SZÉNÁS GY.–TÓTH K. 1971. *A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai* – Akad. Kiadó. Budapest

- BERECZ, I. - BOHÁTKA, S. - LANGER, G. - SZÖÖR GY. 1983. Quadruple mass spectrometer coupled to Derivatograph. - *Internat. Journ. of Mass Spectrometry and Ion Physics*. 47. pp. 273-276.
- BERGGREN, W. A. - VAN COUVERING, J. A. 1974. The late Neogene biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. - *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 16. (1-2.) 216 p.
- BERGGREN, W. A. - VAN COUVERING, J. A. 1987. Biochronology. - In: COHEE, G. V. et al. (eds.) *Contributions to the Geologic Time Scale*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, pp. 39-55.
- BERGGREN, W. A. - KENT, D. U. - VAN COUVERING, J. A. 1985. Neogene geochronology and chronostratigraphy. - In: SNELLIG, N. J. (ed.) *The chronology of the geological record*. Geol. Soc. London, 10. pp. 211-260.
- BÉRCZI, I. - HÁMOR, G. - JÁMBOR, Á. - SZENTGYÖRGYI, K. 1988. Neogene sedimentation in Hungary. - In: ROYDEN, L. H. - HORVÁTH, F.: *The Pannonian Basin*. AAPG Memoir, 45. pp. 55-74.
- BIDLÓ, G. 1974. Thermal investigation of different types of Hungarian red clays. - *Thermal Analysis II. Proceed. Fourth ICTA Budapest*, pp. 599-600.
- BIGARELLA, J. J. - MOUSINHO, M. R. - SILVA, J. X. 1965. Da pediplanos, pedimentos o sens depositos correlativos no Brasil. - *Boletim Paranaense de Geografia*. Rio de Janeiro. pp. 117-151.
- BIROT, P. 1966. Pédiments et glaciers dans l'Ouest des États Unis. - *Annales de Géographie*, 75. 411. pp. 513-522.
- BOBEK, H. 1961. Die Grosse Kawir und die klimamorphologische Gesamtzonierung Irans. - *Vortrag im geographischen Kolloquium, Würzburg*, 14. 6.
- BORSY, Z. 1968. The surface of the region between the Danube and the Tisza. - *Acta Geogr. Debrecina*. 7. pp. 45-57.
- BORSY, Z. 1973. Loess, sandy loess and loess sand blankets in Hungarian wind-blown sand regions. - *Földr. Közl.* 2. 1. 2. pp. 172-184.
- BORSY Z. 1974a. A szélerózió vizsgálatának újabb eredményei a magyarországi futóhomok területeken. - *Földr. Ért.* pp. 227-236.
- BORSY Z. 1974b. Folyóvízi homok vagy futóhomok? A homokszemcsék vizsgálatának értékelése, problémái. - *Földr. Közl.* 22. 1. pp. 1-13.
- BORSY, Z. 1977. Evolution of relief forms in Hungarian wind-blown sand areas. - *Földr. Közl.* pp. 3-16.
- BORSY, Z. 1991. Blown sand territories in Hungary. - *Z. Geomorph. N. F.* 90. Berlin-Stuttgart pp. 1-14.
- BORSY Z. - BALOGHK. - KOZÁKM. - PÉCSKAIZ. 1987. Újabb adatok a Tapolcai-medence fejlődéstörténetéhez. - *Acta Geographica Debrecina*, 23. Debrecen, pp. 79-104.
- BORSY Z. - FÉLSZERFALVI J. - LÓKI J. 1982. A jánoshalmi MÁFI alapfúrás homoküledékeinek elektronmikroszkópos vizsgálata. - *Acta Geogr. Debrecina*. 20. pp. 35-50.
- BORSY Z. - FÉLSZERFALVI J. - LÓKI J. 1983. A komádi alapfúrás negyedidőszaki homokrétegeinek elektronmikroszkópos vizsgálata. - *Alföldi Tanulmányok* 7. Békéscsaba. pp. 31-58.
- BORSY Z. - FÉLSZERFALVI J. - FRANYÓ F. - LÓKI J. 1985. A Tótkomlós III/P jelű magfúrás homokrétegeinek elektronmikroszkópos vizsgálata. - *Közlemények a debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből*. 157. pp. 47-63.
- BORSY Z. - SZÖÖR GY. 1981. A Tétel-halom és a dunaföldvári földcsuszamlások vöröstalajainak (vörösgyagjainak) összehasonlító termoanalitikai és infravörös spektroszkópiás elemzése. - *Acta Geogr. Debrecina*. 18-19. pp. 167-183.
- BRYAN, K. 1935. The formation of pediments. - *Report on the 16th International Geological Congress*. - Part 2. pp. 765-775.
- BULLA B. 1947. Tönkfelszínek. (Rumpfflächen.) - *Természettudományi Közöny*. 9. Budapest. pp. 14-23.
- BULLA B. 1954a. Általános természeti földrajz. II. kötet. A szilárd kéreg általános természeti földrajza. A földfelszín formáinak ismerete (geomorfológia). - Tankönyvkiadó, Budapest, 554 p.
- BULLA B. 1954b. A szilárd kéreg domborzata fejlődésének területi rendszere. - *Magyar Tudományos Akadémia Társadalmi-Történeti Tudományok Osztályának Közleményei*. Budapest

- BULLA B. 1956. A magyar föld domborzata fejlődésének ritmusai az újharmadkor óta a korszerű geomorfológiai szemlélet megvilágításában. – Magyar Tudományos Akadémia Társadalmi–Történeti Tudományok Osztályának Közleményei. 7. Budapest
- BULLA B. 1962. Magyarország természeti földrajza. – Tankönyvkiadó, Budapest. 423 p.
- BÜDEL, J. 1950. Das System der klimatischen Morphologie. – Deutscher Geographentag, München, 1948. Landshut, Amt für Landeskunde, 36 p.
- BÜDEL, J. 1954. Klimamorphologische Arbeiten in Athiopien im Frühjahr 1953. – Erdkunde 8. Bonn
- CHOLNOKY J. 1902. A futóhomok mozgásának törvényei. – Földr. Közl. pp. 6–38.
- CHOLNOKY J. év n. A sivatag. 156 p.
- CHOLNOKY J. 1910. Az Alföld felszíne. – Földr. Közl. XXXVIII. pp. 413–436.
- CHOLNOKY J. 1914. Földrajzi képek. – Budapest. pp. 107–175.
- CHOLNOKY J. 1918. A Balaton hidrográfiája. – Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. I. köt. II. rész. Magyar Földr. Társ. Balaton Biz. Budapest, 316 p.
- CHOLNOKY J. 1936. Magyarország földrajza. – A Föld és élete. 6. köt. Franklin T. K. Budapest, 530 p.
- COOKE, H. B. S.–HALL, I. M.–RÓNAI, A. 1979. Paleomagnetic sedimentary and climatic records from boreholes at Dévaványa and Vésztő, Hungary. – Acta Geol. Sci. Hung. 22. 1–4. pp. 89–109.
- COOKE, R. V.–WARREN, A. 1973. Geomorphology in Deserts. – Univ. of California Press, Berkeley. 374 p.
- COQUE 1958. Morphologie de la Tunisie presaharienne. – Trav. Inst. Rech. Sahar tone XVII. pp. 59–81.
- CORBEL, J. 1963. Pédiments d'Arizona. – Centre de Documentation Géographique. Mémoires et Documents, 9. 3. pp. 33–90.
- COTET, P. 1967. Problèmes de géomorphologie historique en Roumanie. La pénénéplanation des Carpates occidentales et méridionales. – Annales de Géographie. Paris, 76, 417. pp. 552–570.
- COTET, P. 1973. Geomorphologie Romaniei. – Ed. Tehnika. Bukarest. 311 p.
- CZUDEK, T.–DEMEK, J. 1960. Die Bedeutung der pleistozänen Kryoplanation in der Entwicklung der Oberflächenformen der Česká Vysocina (Bömisches Hochland). – Prag, pp. 57–69.
- DANK V.–JÁMBOR Á. 1987. A magyarországi kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződmények általános földtani jellegei. – Földt. Int. Évk. XIX. pp. 9–18.
- DAVIS, W. M. 1899. The geographical cycle. – Geographical Journal, London, 14.
- DAVIS, W. M. 1932. Piedmont Benchlands and Primárrumpfe. – Bulletin: Geological Society of America. Baltimore, 43. pp. 113–171.
- DE BRUIJN, H. 1983. Remains of the mole-sat *Microspalax odessanus* Topashevski, from Karaburum (Greece, Macedonia) and the family spalacidae. – Kan. Ned. Akad. V. Wetenschappen, Proc. 87. (4.) pp. 417–427.
- DESWART, A. M. J. 1964. Laterisation and landscape development in parts of Equatorial Africa. – Zeitschrift für Geomorphologie. 8. 3. pp. 313–333.
- DIXEY, F. 1942. Erosion cycles in Central and Southern Africa. – Transactions. Geological Society of South Africa. 45. pp. 151–167.
- DRESCH, J. 1957. Pédiments et glacis d'érosion pédiplains et inselbergs. – l'Information Géographique: Paris, 5. pp. 183–196.
- DRESCH, J. 1966. La zone aride – in Géographie Generale. – Paris, pp. 721–776.
- DUBIEF, I. 1959. Le climat du Sahara (Tome I. généralités. Les phénomènes thermiques). – Inst. Rech. Sahar. Memoir hors serie, Algir. 312 p.
- ELSTON, D. P.–HÁMOR, G.–JÁMBOR, Á.–LANTOS, M.–RÓNAI, A. 1985. Magnetostratigraphy of Neogene strata penetrated in two deep boreholes in the Pannonian Basin: Preliminary results. – Geofiz. Közl. 31. pp. 75–88.
- EMILIANI, C. 1955. Pleistocene temperatures. – J. Geology, 63. pp. 538–578.
- ESTEBAN, F. J.–LOPEZ MARTINEZ, N. 1990. Villanyian arvicolidids from Moreda and Casablanca I. Spain, with special reference to their position in a Plio–Pleistocene faunal succession. – Int. Symp. Evol. Phyl. Biostr. Arvicolidids, pp. 99–113.

- EVANS, P. 1972. The Present Status of the Determination in the Quaternary (with Special Reference to the Period between 70000 and 1000000 years ago) 24th IGS. – Section 12. Quaternary Geology. Montreal. pp. 16–21.
- FAIR, T. J. 1948. Hillslopes and pediments of the semi-arid Karroo. – South African Geographical Journal, Johannesburg, 30. pp. 71–79.
- FAIRBRIDGE, W. R. 1968. The Encyclopedie of Geomorphology. – Reinhold. New York. 1295 p.
- FEJFAR, O. 1964. The Lower-Villafranchian Vertebrates from Hajnácka near Filákovo in Southern Slovakia. – Vydal Ustredni Ustava Geologicky, 115 p.
- FEJFAR, O.–HEINRICH, W. D. 1986. Biostratigraphic Subdivision of the European Late Cenozoic Based on Muroid Rodents (Mammalia). – Mem. Soc. Geol. It. 31. pp. 185–190.
- FERENCZYI. 1924. Geomorfológiai tanulmányok a Kis Magyarföld déli öblében. – Földr. Közl. 54. pp. 17–38.
- FINK, J. 1963. Felszínformálódás az Alpok keleti peremén – Földr. Közl. 11. 2. pp. 141–144.
- FOLK, R. K. 1971. Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia: I. Geomorphology and grain size relationships. – Sedimentology, 16. pp. 5–54.
- FÖLDVÁRI A. 1931. Pannokori mozgások a Budai-hegységben és a felsőpannon tó partvonalala Budapest környékén. – Földt. Közl. 61. pp. 51–63.
- FÖLDVÁRIM. 1986. A földtanikutatásban alkalmazott termoanalitikai módszerek. – Módszertani Közlemények, I. MÁFI kiadványa, Budapest. pp. 1–70.
- FRANYÓF. 1978. A Magyar Állami Földtani Intézet 1968–75 között mélyített kutatófúrásai az Alföldön – Földr. Közl. 25. (101). pp. 60–71.
- GAÁL I. 1938. Mi a „pannon” és mi a „pontusi”? – Bány. Koh. Lapok, 71. pp. 357–365.
- GAÁL I. 1943. Alsó-pliocén emlős maradványok Hatvanból. – Geol. Hung. ser. Pal. 20. pp. 1–120.
- GAJDOS, I. 1972. A pannon „átmeneti szint” rétegeinek korrelációja és az alsó-felső-pannonhatár problémája normál szelvények vizsgálata alapján – Manuscript
- GAJDOS I.–PAP S.–SOMFAI A.–VÖLGYI L. 1983. Az alföldi pannóniai (s. l.) képződmények litosztratigráfiai egységei. – MÁFI, Budapest
- GASPARIKM. 1989. Amagyarországinogén Proboscida-maradványokrétég tanijelentősége. – Manuscript. Egy. szakdolg. Budapest, 107 p.
- GÁBRIS GY. 1981. Szaharai sivatagtípusok I. – Földr. Közl. pp. 251–273.
- GÁBRIS GY. 1982. Szaharai sivatagtípusok II. – Földr. Közl. 30. 106. pp. 159–172.
- GILBERT, G. K. 1877. Cocolites in southeastern Colorado. – Journ. Geol. Vol. 4. pp. 816–823.
- GÓCZÁN L. 1960. A Tapolcai-medence kialakulástörténeti problémái. – Földr. Ért. 9. 1. pp. 1–30.
- HALAVÁTS GY. 1903. A balatonmelléki pontusi korú rétegek faunája – Balaton Monography, 1. 1 App. 4. (2). 74 p.
- HAHN GY. 1977. A magyarországi löszök litológiája, geomorfológiai és kronológiai tagolása. – Földr. Ért. 26. 1. pp. 1–28.
- HAQ, B. U.–HARDENBOL, J.–VAIL, P. R. 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic Science Vol. 235. pp. 1156–1167.
- HÁMOR, G.–JÁMBOR, Á.–LANTOS, M.–RÓNAI, A.–ELSTON, D. P. 1985. Magnetostratigraphic correlations of some Neogene strata of the Pannonian Basin Hungary. – VIIIth Congress of the RCMNS, Abstracts, 257 p.
- HÁMOR, G.–BÁLDI, T.–BOHN-HAVAS, M.–HABLY, L.–HALMAI, J.–HAJÓS, M.–KÓKAI, J.–KORDOS, L.–KORECZ-LAKY, I.–NAGY, B.–NAGYMAROSY, A.–VÖLGYI, L. 1987. The bio-, litho- and chronostratigraphy of the Hungarian Miocene. – Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. LXX. pp. 351–353.
- HIR J. 1989. Pliocén aprógerinces leletek az egyházasdengelegi homokbányából. – Nógrád-megyei Múz. Évk. 15. pp. 389–400.
- HORVÁTH E. 1962. Felső pliocén növény maradványok Vas megyéből – Lectures of the 5th Biol. Session, 115 p.
- HOWARD, A. D. 1942. Pediment passes and the pediment problem. – Journal of Geomorphology, 5. pp. 1–31.

- JAKUCSL. 1968. Szempontok a karsztos tájak denudációs folyamatainak és morfogenetikájánakértékeléséhez. – Földr. Ért. 17. pp. 17–46.
- JAKUCSL. 1971. A karsztok morfogenetikája. – Földr. Monogr. VIII. Akad. Kiadó, Budapest. 279 p.
- JASKÓ S. 1937. Pleisztocén éles kavicsok a D-i Bakonyból. – Földt. Közl. 67. pp. 333–334.
- JASKÓ S. 1988. Adatok a Magyar-Középhegység neogén szerkezetének értelmezéséhez – MÁFI Évi Jel. 1986. pp. 281–293.
- JASKÓ S.–KORDOS L. 1990. A Budapest–Adony–Örkény közötti terület kavics formációja. – Földt. Int. Évi Jel. 1988-ról. I. pp. 153–167.
- JÁMBOR Á. 1967. Adatok a Zsámbéki- és a Mányi-medence neogénjének ismeretéhez. – MÁFI-Adattár.
- JÁMBOR Á. 1980a. Amikor a tenger visszahúzódott Magyarországról – In: Földtudományi Ismeretterjesztés. pp. 136–166.
- JÁMBOR Á. 1980b. A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. – MÁFI Évk. 62. Műszaki K. Budapest. pp. 1–258.
- JÁMBOR Á. 1980c. A pannóniai képződmények rétegtanának alapvonatkozása – Ált. Földt. Szemle, 14. pp. 113–124.
- JÁMBOR Á. 1980d. Szigethegységeink és környezetük pannóniai képződményeinek fácies típusai és ösföldrajzi jelentőségük – Földt. Közl. 110. 3–4. pp. 498–511.
- JÁMBOR Á.–MOLDVAY L.–RÓNAIA. 1966. Magyar- és Magyarország 1:200 000-es földtani térképsorozatahoz, L-34-II. Budapest. – MÁFI Kiadv. Budapest
- JÁMBOR Á.–KORPÁSL. 1969. A Dunántúli-középhegység kavicsképződményeinek rétegtani helyzete. – MÁFI Évi Jel. 1969. pp. 76–92.
- JÁMBOR, Á.–KORPÁS-HÓDI, M.–SZÉLES, M.–SÜTŐ-SZENTAI, M. 1985. Zentrales Mittleres Donaubecken: Bohrung Lajoskomárom Lk-1, S–Balaton. In: Chronostratigraphie und Neostatotypen. – Miozän M6 Pannonian, Akad. Kiadó, Budapest, pp. 204–241.
- JÁNOSSY, D. 1963. Die altpleistozäne Wirbeltierfauna von Kövesvárad bei Répáshuta (Bükk-Gebirge, Nordost Ungarn) I–II. – Acta Zool Hung. 55. pp. 109–141.
- JÁNOSSY D. 1966. Az európai közép-pleisztocén gerinces fauna rétegtani értékelése. – Akadémiai Doktori Értekezés. Kézirat, 424 p.
- JÁNOSSY, D. 1970a. Ein neuer Eomyde (Rodentia, Mammalia) aus dem Altpleistozän („Oberes Villafrankium“, Villanyium) des Osztramos (Nordostungarn). – Ann. Mus. -Nat. Mus. Nat. Hung. 62. pp. 99–113.
- JÁNOSSY, D. 1970b. The Boundary of Lower-Middle Pleistocene on the Basin of Microvertebrates in Hungary. – Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol., 8. pp. 147–152.
- JÁNOSSY, D. 1972. Middle Pliocene Microvertebrate Fauna from the Osztramos Loc. 1. – Ann. Mus. Nat. Hung. 64. pp. 27–52.
- JÁNOSSY, D. 1973a. New Species of *Episoruculus* from the Middle Pliocene of Osztramos (North Hungary). – Ann. Hist. -nat. Mus. Nat. Hung. 65. pp. 49–55.
- JÁNOSSY, D. 1973b. The Boundary of the Plio-Pleistocene based on the Microfauna in North Hungary (Osztramos, Locality 7.). – Vertebr. Hung. 14. pp. 101–113.
- JÁNOSSY, D. 1976. Plio-Pleistocene bird remains from the Carpathian Basin. I. – Galliformes. I. Tetraornides. *Aquila*, 82. pp. 13–36.
- JÁNOSSY D. 1979. A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. – Akad. Kiadó, Bp. 207 p.
- JÁNOSSY D. 1981. Tardosbánya, előzetes lista. – Kézirat
- JÁNOSSY, D. 1987. Ältestpleistozäne Vertebratenfauna von Beremend 15 (Süd-Ungarn). – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica*, pp. 89–96.
- JÁNOSSY, D. 1991. Late Miocene bird remains from Polgárdi (W-Hungary). – *Aquila*, 98. pp. 13–35.
- JÁNOSSY D.–KORDOS L. 1977. Az Osztramos gerinces lelőhelyeinek faunisztikai és karsztmorfológiai áttekintése (1975-ig). – *Fragm. Min. et Pal.*, 8. pp. 39–72.
- JÁNOSSY, D.–KROLOPP, E. 1981. Die pleistozänen Schnecken- und Vertebraten-Faunen von Süttő (Travertine, Deckschichten und Spalten). – *Fragm. Min. et Pal.* 10. pp. 31–58.

- JOHNSON, D. V. 1932. Rocks planes in arid regions. – *Geogr. Review* 22. pp. 656–666.
- JUX, U. 1983. Zusammensetzung und Ursprung von Wüstenglasern aus der Grossen Sandsee-Ägyptens. – *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.* 134. pp. 521–553.
- KÁDÁR L. 1954. A szél felszínalakító munkája. – In: BULLA B. Ált. term. földrajz II. pp. 206–245.
- KÁDÁR, L. 1966. Klimatisch–dynamisch–geomorphologische Bemerkungen zu den Fragen der Rumpftreppenbildung und der Richtungsänderungen der tropischen Flüsse. – *Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen Instituts für Länderkunde*. 23–24. pp. 279–286.
- KING, I. C. 1957. The geomorphology of Africa. Erosion surfaces and their mode of origin. – *Science and Progress*. 49. 180.
- KING, C. A. M. 1963. Some problems concerning marine planation and the formation of erosion surfaces. – *Transactions and Papers. Institute of British Geographers. London*. 33. pp. 29–43.
- KOENIGSWALD, W. V.–MÜLLER-BECK, H.–PRESSMAR, E. 1974. Die Archäologie und Paläologie in den Weinberghöhlen bei Mauern (Bayern). Grabungen 1937–1967. – *Archaeologica Venetoria*. 3. pp. 67–76.
- KOPPÁNY ZS. 1992. Az utolsó 2–4 M év közötti időszak paleoklimatológiai rekonstrukciója. – Számítógépes feldolgozás. Kézirat. Szolnok
- KORDOS L. 1979. A magyarországi paleoklimatológiai kutatások módszerei és eredményei. – *Orsz. Met. Szolg.* 167. Budapest
- KORDOS, L. 1985. Lower Turolian (Late Miocene) *Anomalospalax* n.g. from Hungary and its Phylogenetic Position. – *Fragm. Min. et Pal.* 12. pp. 27–42.
- KORDOS, L. 1987a. Neogene Vertebrate Biostratigraphy in Hungary. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1984-ról. pp. 523–553.
- KORDOS, L. 1987b. *Karstocricetus skofleki* gen. n. sp. n. and the evolution of the Late Neogene Cricetidae in the Carpathian Basin. – *Fragm. Min. et Pal.* 13. pp. 65–88.
- KORDOS L. 1988. A *Spalax* nemzetség (Rodentia) európai megjelenése és a plio–pleisztocén határkérdés. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1986-ról. pp. 469–491.
- KORMOS T. 1911a. A polgárdi pliocén csontlelet – *Földt. Közl.* 41. pp. 48–64.
- KORMOS T. 1911b. A polgárdi szubtrópusi oázis. – *Földt. Közl.* 41. pp. 88–89.
- KORMOS, T. 1917. Die Pliozänen Schichten von Ajnacskö und ihre Fauna. – *Jber. ung. geol. R. – Anst.* 1915. pp. 564–582.
- KORMOS T. 1937. A Villányi-hegység felsőpliocénkori csontbreccsiáinak földtani viszonyai és a lelőhelyek története – *Math. term. tud. Ért.* 56. pp. 1061–1062.
- KORPÁSL. 1981. A Dunántúli-középhegység oligocén–alsó-miocén képződményei. – *Földt. Int. Évk.* 64.
- KORPÁS-HÓDIM. 1982. A Tengelic–2. sz. fúrás pannóniai Mollusca faunája – *MÁFI Évk.* 65. pp. 291–303.
- KORPÁS-HÓDIM. 1983. A Dunántúli-középhegység északi előtere pannóniai Mollusca faunájának paleoökológiai és biosztratigráfiai vizsgálata – *MÁFI Évk.* 66. 163 p.
- KOVÁCS L. és mtsai 1990. Kaskantyú–2. sz. fúrás kainozóos képződményeinek földtani és anyagvizsgálati eredményei – Kézirat
- KÖRÖSSYL. 1963. Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete – *Földt. Közl.* 93. pp. 153–172.
- KRETZOI, M. 1938. Die Raubtiere von Gombaszög nebst einer Übersicht der Gesamtfaua (Ein Beitrag zur Stratigraphie des Altquartärs.) – *Ann. Mus. Nat. Hung.* 31. pp. 88–157. 3 Abb., 3. Taf.
- KRETZOI, M. 1942. *Eomellivora* von Polgárdi and Csákvár. – *Földt. Közl.* 72. pp. 318–323.
- KRETZOI M. 1951. A csákvári Hipparion-fauna. – *Földt. Közl.* 8. pp. 384–401.
- KRETZOI M. 1952. A polgárdi Hipparion-fauna ragadozói. – *Földt. Int. Évk.* 40. (3.) pp. 1–35.
- KRETZOI M. 1952. A csákvári Hipparion fauna – *Földt. Közl.* 81. pp. 384–417.
- KRETZOI M. 1953. A negyedkor taglalása gerinces faunák alapján. – *MTA Műsz. Tud. Oszt.* pp. 89–99.
- KRETZOI M. 1954. Jelentés a kislángi kalabriai (Villafrankai) fauna feltárásáról. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1953-ról. I. pp. 213–264.
- KRETZOI M. 1955. Adatok a Magyar-medence negyedkori tektonikájához – *Hidrol. Közl.* 35., 44.

- KRETZOI M. 1956. A Villányi hegység alsó-pleisztocén gerinces faunái. – *Geologica Hungarica*. 27. pp. 1–264.
- KRETZOI M. 1961. A diósdői gerinces-fauna és a miocén–pliocén határ kérdése. – *Földt. Közl.* 91. pp. 208–214.
- KRETZOI M. 1962. A csarnótai fauna és faunasztint – MÁFI Évi Jel. 1959. pp. 297–382. 1–10. ábra, 1–5. tábla
- KRETZOI M. 1964. A gerinces állatok fejlődése. – In: TASNÁDI KUBACSKA A. (szerk.): *Az élővilág fejlődés-története*. Gondolat Kiadó, Budapest
- KRETZOI M. 1969. A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi sztratigráfiájának vázlata – *Földr. Közl.* 17. 93. 2. pp. 197–204.
- KRETZOI M. 1980. Fontosabb szórványleletek a MÁFI Gerinces-gyűjteményében (5. közlemény). – *Földt. Int. Évi Jel.* 1978-ról. pp. 385–394.
- KRETZOI M. 1981. Fontosabb szórványleletek a MÁFI Gerinces-gyűjteményében (6. közlemény). – *Földt. Int. Évi Jel.* 1979-ről. pp. 483–490.
- KRETZOI M. 1982. Fontosabb szórványleletek a MÁFI Gerinces-gyűjteményében (7. közlemény). – *Földt. Int. Évi Jel.* 1980-ról. pp. 385–393.
- KRETZOI M. 1983. Kontinentstörténet és biosztratigráfia a felső harmadkor és a negyedidőszak folyamán a Kárpát-medencében és korrelációi. – *Földr. Közlem.* 31. 3–4. pp. 230–240.
- KRETZOI M. 1987a. A Kárpát-medence pannóniai (s.l.) teresztrikus gerinces biokronológiája. – *Földt. Int. Évk.* LXIX. pp. 393–422.
- KRETZOI, M. 1987b. Remarks on the Correlation of European, North American and Asian Late Cenozoic Local Biochronologies (1). – *Pleistocene environment in Hungary*, pp. 5–38.
- KRETZOI M.–KROLOPPE. 1972. Az Alföldharmadkorvégi és negyedkorirétegtana az őslénytani adatok alapján. – *Földr. Ért.* 21. 2–3. pp. 133–158.
- KRETZOI M.–KROLOPPE.–PÁLFALVY I. 1976. A magyar földtan teresztrikus rétegtani dokumentációja a MÁFI gyűjteményében. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1973-ról. pp. 383–388.
- KRETZOI, M.–PÉCSI, M. 1979. Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin. – *Acta Geol. Hungary*. 22. 1–4. pp. 3–33.
- KRETZOI, M.–MÁRTON, P.–PÉCSI, M.–SCHWEITZER, F.–VÖRÖS, I. 1982. Pliocene–Pleistocene piedmont correlatives sediments in Hungary (based on lithological, geomorphological, paleontological and paleomagnetic analyses of the exposures in the open cast mine at Gyöngyösvisonta). – *Quaternary Studies in Hungary*. pp. 43–73.
- KRIVÁN P. 1970. A paksi és villányi alsópleisztocén kifejlődésének párhuzamosítása. – *Földt. Közl.* 90. 3. pp. 303–321.
- KROLOPPE. 1961. Budakörnyéki alsópleisztocén mészszipak csigafaunája. – *Egyet. dokt. ért.* Budapest
- KSIAZBIEWICZ, M.–LESKO, B. 1959. On the relation between the Krasno and Magura flysh. – *Bull. de Acad. Polonise Sci.* 7. pp. 773–780.
- KSU, K. J.–CITA, M. B.–RYAN, W. B. F. 1973. The origin of the Mediterranean evaporites. – In: RYAN, W. B. F. and others eds. *Report on Deep Sea Drilling Project. No. 13*. pp. 1203–1231.
- KUBIENA, W. L. 1956. Rubefizierung und Lateritisierung. – *Rapp. VI. Congr. Int. de la Sc. du Sol. Paris. Vol. E.* pp. 247–249.
- KUBIENA, W. L. 1958. The Classification of Soils. – *J. of S. Sc.* Vol. 9. N<sup>o</sup> 1. pp. 9–19.
- KUKLA, G. J. 1987. Correlation of Chinese, European and American loess series with deep-sea sediments. – In: *Aspects of Loess Research*. China Ocean Press, Beijing, pp. 29–37.
- KUKLA, G. J.–HELLER, F.–LIU XIN MING–XU TONG CHUN–LIU TUNG SHENG–AN ZHI SHENG 1988. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. – *Geology*. 16. pp. 811–814.
- LIU, TUNGSHENG 1985. *Loess and the Environment*. – China Ocean Press, Beijing, 249 p.
- LIU, TUNGSHENG–AN, ZHISHENG 1981. A preliminary magnetostratigraphic Study of the Beihanzhai loess section. – *Geochimica* (2). Beijing, China, pp. 134–137.
- LÓCZY L. 1890. *Geológiai megfigyelések és eredmények K-Ázsiában. Gróf Széchenyi Béla Kelet-ázsiai útjának (1877–1880) tudományos eredményei. I. köt.* Budapest

- LÓCZY L. id. 1913. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. – A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. I. köt. I. rész 1. sz. – Magyar Földr. Társ. Balaton Biz. Bp. 617 p.
- LOUIS, H. 1957. Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimamorphologie. – Geomorphologi-sche Studie. Machatschek-Festschrift. pp. 9–26.
- LOVÁSZ GY. 1975. Zalai-dombság. A domborzat kialakulása és mai képe. – A Kisalföld és a Nyugat-magyarországi-peremvidék. Magyarország tájféldrajza 3. Akad. Kiadó, Budapest. pp. 442–454.
- LŐRENTHEI I. 1905. Adatok a Balaton-melléki pannóniai korú rétegek faunájához és sztratigráfiai helyzetéhez – Balaton monográfia. 4. App. 3. pp. 1–192.
- LŐRENTHEI I. 1906. Budapest pannóniai és levantei korú rétegei és ezek faunája. – Magyar Term. Tud. Ért. 24. pp. 298–342.
- LUNGU, A. H. 1981. Gipparionovaja fauna srednevo szarmata Moldavii. – Kisinyev
- MARKOVA, A. K. 1990. The Sequence of Early Pleistocene Small-mammal Faunas from the South Russian Plain. – Quartaral. Berlin. 8. pp. 131–151.
- MAROSI. 1954. Geomorfológiai megfigyelések a Mezőföld Balatontól északkeletre elterülő részén. – Földr. Ért. 3. pp. 433–443.
- MAROSI S. 1962. Belső-Somogy. – Földr. Ért. 11. 1. pp. 61–68.
- MAROSI. 1967. Megjegyzések a magyarországi futóhomok területcgenetikájához és morfológiájához. – Földr. Közl. pp. 231–255.
- MAROSI S. 1968. A Marcali-hát geomorfológiája. – Földr. Ért. 17. pp. 185–210.
- MAROSI S. 1970. Belső-Somogy kialakulása és felszínalaktana. – Akad. Kiadó, Budapest. 169 p.
- McGEE, W. J. 1897. Sheetflood erosion. – Geol. Soc. Am. Bull. 8. pp. 87–112.
- MECKELEIN, W. 1959. Forschungen in der zentralen Sahara. 1. – Klimamorphologie. pp. 1–181.
- MEIN, P. 1979. Mammal Zonations: Introduction. – Ann. Géol. Pays Hellen, H. S. 4. pp. 83–88.
- MENSCHING, H. (ed.) 1982. Physische Geographie der Trockengebiete. pp. 1–380.
- MOCSANOV, I. A. 1988. Drevnejsij paleolit Disinga Akademia nauk CCCR Szibirszkoje Otgelenyje. Jakuts. 41 p.
- MOLNÁR B. 1965. Adatok a Duna–Tisza köze fiatal harmadidőszaki és negyedkori rétegeinek tagolásához és származásához nehézsavány-összetétel alapján. Földt. Közl. 95. pp. 217–225.
- MOLNÁR B. 1966. Pliocén és pleisztocén lehordási területváltozások az Alföldön. – Földt. Közl. 96. pp. 403–413.
- MOLNÁR, B. 1968. Sedimentationszyklen in den pleistozänen Ablagerungen des südlichen Ungarischen Beckens. – Geol. Rundschau 57. 2. 3. 1–3. Budapest. pp. 259–267.
- MOLNÁR B. 1973. Az Alföld harmadidőszak végi és negyedkori feltöltődési ciklusai. – Földt. Közl. 103. 3–4. Budapest. pp. 294–310.
- MOLNÁR, B. 1975. Über die Gesetzmäßigkeiten der Terrestrischen Klastischen Sedimentation in der Ungarischen Tiefebene. – Zeitschr. Geol. Wiss. 9. 10. Berlin. pp. 1349–1367.
- MOLNÁR B. 1977. A Duna–Tisza köze felsőpliocén (levantei) és pleisztocén földtani fejlődéstörténete. – Földt. Közl. 107. 1. Budapest. pp. 1–16.
- MOLNÁR, B. – MURVAI, I. – HEGYI-PAKÓJ. 1976. Recent Lacustrine Dolomite Formation in the Great Hungarian Plain. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 20. 3–4. Budapest. pp. 179–198.
- MOLNÁRNÉ DOBOSI. 1953. Komárom város környékének levantei és pleisztocén rétegei. – Földt. Int. Évi Jel.
- MOTTL M. 1939. A gödöllői vasúti bevágás középső-pliocénkori emlősfanája. – Földt. Int. Évk. 32. pp. 257–350.
- MOTTL M. 1941. Pliocén problémák és a plio–pleisztocén határkérdés. – Besz. a Földt. Int. Vitaül. Munk. Földt. Int. Évi Jel. 1940-ról. pp. 43–63.
- MÜLLER P. – SZÓNOKY M. 1988. Tihanyi-félsziget, Tihany, Fehér-part. – Magyarország geológiai alapszelvényei, MÁFI kiadv.
- NAGYMAROSY, A. 1981. Chrono- and biostratigraphy of the Pannonian Basin. A review based mainly on data from Hungary. – Earth Evolution Sciences, Vol. 1. no. 3–4. pp. 183–194.



- NESS, G.–LEVI, SH.–COUCH, R. 1980. Marine Magnetic Anomaly Timescales for the Cenozoic and Late Cretaceous: a précis, Critic and Synthesis. – Reviews of Geophys. and Space Phys. 18. pp. 753–770.
- NÉMEDI-VARGA Z. 1986. A Tengelic–1. sz. szerkezet- és vízkutató, valamint a Tengelic–2. sz. alapfúrás összehasonlító földtani és szerkezeti vizsgálata. – MÁFI Évi Jel. 1984. pp. 103–114.
- NIKIFOROVA, K. V. 1977. General Stratigraphic scale of Upper Pliocene and quaternary deposits on the USSR territory. – In: Quaternary System, Vol. 1. M: Nedra
- NOSZKY J. 1925. Levantei forrásmezsek a pesti oldalon. – Földt. Közl. 55. pp. 238–239.
- ÖRVÖS E. Szárazföldi vörösgyag a Budai-hegységben. – Földt. Közl. 88. 2. pp. 221–227.
- PAPP, A. 1951. Das Pannon des Wiener Beckens. – Mitt. Geol. Ges. in Wien. 39–41 (1946–48). pp. 99–193.
- PAPP, A.–JÁMBOR, Á.–STEINIGER, F. F. 1985. Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozän der Zentralen Paratethys, M<sub>6</sub> Pannonien (Slavonien und Serbien). – Akad. Kiadó. Budapest
- PAPP K. 1899. Éles kavicsok (Dreikanterek) Magyarország hajdani pusztáin (sztyeppén). – Földt. Közl. XXIX. (29.) pp. 193–198.
- PÁLFALVYI. 1950. Alsó-pliocén növénymaradványok Rózsaszentmárton környékéről – MÁFI 1949. Évi Jel. pp. 63–65.
- PÁLFALVYI.–NAGY L. 1961. Felsőpannóniai növények Rudabányáról – MÁFI 1957–58. Évi Jel. pp. 417–420.
- PÁVAY-VAJNA F. 1941. Az 1938. évi Budapest környéki kiegészítő geológiai felvételek. – Földt. Int. Évi Jel. 1936–1938 évekről. Budapest. pp. 399–438.
- PÁVAI-VAJNA F. 1953. Az alföldi Dunamellék rétegtana és hegység szerkezete. – Földt. Int. Évi Jel. 1951-ről. pp. 69–74.
- PENCK, A. Morphologie der Erdoberfläche. II. 276 p.
- PETHŐ GY. 1885. Baltavár ősemlőseiről – Földt. Int. Évi Jel. 1884-ről. pp. 59–73.
- PEVZNER, M. A.–VANGENGEIM, E. A. 1985. On understanding the range and stratigraphic position of the Pannonian. – In: Problems of the Neogene and Quaternary. Akad. Kiadó. Budapest
- PETTIJOHN, F. J.–POTTER, P. E.–SIEVER, R. 1972. Sand and Sandstone. – Berlin–Heidelberg–New York. 618 p.
- PÉCSI M. 1956. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. – Akad. Kiadó. Budapest. 344 p.
- PÉCSIM. 1959a. A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Duna-völgy magyarországi szakaszán. – Geofizikai Közlem. 8. pp. 73–83.
- PÉCSI M. 1959b. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. Földr. Monogr. III. Akad. Kiadó. Budapest
- PÉCSI M. 1963. Hegylábi (pediment) felszínek a magyarországi középhegységekben – Földr. Közl. 11. 3. pp. 195–212.
- PÉCSIM. 1964. A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései – Földr. Ért. Budapest. 13. 1. pp. 1–30.
- PÉCSI, M. 1965a. Upper Pliocene–post Pannonian pediments in the middle mountains of Hungary. – Geomorphological Problems of Carpathians. Bratislava. Vyd. Slovensk. Akad. Vied. pp. 199–221.
- PÉCSIM. 1965b. A Kárpát-medence beli löszök, löszszerű üledék típusai és litosztatigráfiai beosztásuk. – Földr. Közlem. 13. (89.) 4. pp. 305–356.
- PÉCSI, M. 1970. Surface of planation in the Hungarian Mountains and their relevance to pedimentation. – Akad. Kiadó. Budapest. Studies in Geography in Hungary 8. pp. 29–40.
- PÉCSIM. 1975. A Kisalföld és a Nyugat-magyarországi peremvidék. – Magyarország tájféldrajza 3. Akad. Kiadó. Budapest. pp. 46–60.
- PÉCSIM. 1980. A Pannóniai-medence morfogenetikája. – Földr. Ért. 29. 1. pp. 105–127.
- PÉCSI, M. 1985. The Neogene red clays of the Carpathian Basin. – Studies in Geogr. in Hung. 19. Akad. Kiadó. Budapest. pp. 89–98.
- PÉCSI M. 1986. A zalai meridionális völgyek, dombhátak. – Földr. Közl. 1–2. pp. 3–12.
- PÉCSIM. 1991. Geomorfológia és domborzatminősítés. – Elmélet–Módszer–Gyakorlat 53. 296 p.

- PÉCSI M. 1993. Negyedkor és löszkutatás. – Akad. Kiadó. Budapest. 375 p.
- PÉCSI, M.–SCHEUER, GY.–SCHWEITZER, F. 1978. Die plio–pleistozänen tektonischen Bewegungsphasen im Budaer Berge. – DEUQUA–excursion 3–5 Sept. 1978. Wiener Becken–Mittleres Burgenland–Transdanubien. Excursionführer. Ed Helga Schneiderbauer. Budapest–Wien. pp. 45–49.
- PÉCSI, M.–SCHWEITZER, F.–SCHEUER, GY. 1988. Neogene and Quaternary geomorphological surfaces and lithostratigraphical units in the Transdanubian Mountains. – In: Palaeogeography of Carpathian Regions. Elmélet–Módszer–Gyakorlat 47. MTA FKI. Budapest, pp. 11–41.
- PÉCSI, M.–SCHWEITZER, F. 1991. Short- and long-term terrestrial records of the Middle Danubian Basin. – In: PÉCSI, M.–SCHWEITZER, F. (eds.) Quaternary environment in Hungary. Studies in Geography in Hungary. 26. Akad. Kiadó. Budapest. pp. 9–26.
- PÉCSI M.–SZILÁRD J. 1969. Elegyengetett felszínek főbb kutatási és nomenklaturai problémái. – Földr. Ért. 18. pp. 153–176.
- PÉCZELY GY. 1981. Éghajlat. – Tankönyvkiadó. Budapest. pp. 125–334.
- PINCZÉS Z. 1960. A tönkösödés kérdése a Zempléni-hegység déli részén – Földr. Ért. Budapest. 9. 4. pp. 463–478.
- PINCZÉS, Z. 1974. Evaluation of the physico-geographical features of the upper reach of the Hernád-River. – Debrecen. 23 p. Acta Geogr. Debrecina 1974. XIII. pp. 81–104.
- PINCZÉS Z. 1977. Hazai középhegységek periglaciális planációs felszínei és üledékei a Bükk és Tokaji-hegység példáján. – Földr. Közl. 25. 101. pp. 29–45.
- PINCZÉS, Z. 1986. Form and sediments of periglacial slope evolution. – In: International Geomorphology. Abstracts of Papers for the First International Conference Geomorphology. 476 p.
- POGÁCSÁS, GY. 1985. Seismic stratigraphic features of Neogene sediments of the Pannonian Basin. – Geophysical Transaction, 30. 4. pp. 373–410.
- POGÁCSÁS GY.–JÁMBOR Á.–MATTICH, R. E.–ELSTON, D. P.–HÁMOR T.–LAKATOS L.–LANTOS M.–SIMON E.–VAKARCS G.–VÁRKONYI L.–VÁRNAI P. 1989. A nagyalföldi neogén képződmények kronostratigráfiai viszonyai szeizmikus és paleomágneses adatok összevetése alapján. – Magyar Geofizika. XXX. évf. 2–3. pp. 41–62.
- POULIANOS, N. A. 1987. Petralonian microfauna status 1987. – Antropologia Contemporanea. 10. 3–4. pp. 161–174.
- RAYNAL, R. 1961. Plaines et piedmonts du bassin de la Moulouyana (Maroc oriental). – Étude géomorphologique. Rabat. 617 p.
- REA, D. K.–LEINEN, M.–JANACEK, Th. R. 1985. Geologic Approach to the Long-Term History of Atmospheric Circulation. – Science 227. pp. 721–725.
- REIFENBERG, A. 1929. Zur Frage der Roterdebildung. – Z. Pflz. D. u. Bk. A. XIV. pp. 257–261.
- REIFENBERG, A. 1929. Die Verwitterung von Sandstein, Kalkstein und Basalt im Roterdegebiet. – Z. Pflz. D. u. Bk. A. XIII. 53 p.
- ROSIWAL, A. 1898. Über geometrische Gesteinanalysen. – Verh. d.k.k. Geo. Reichsaust. Wien. 48. 5–6. pp. 143–175.
- RÓNAI A. 1969. A medencebeli pleisztocén sztratigráfia hazai eredményei – Földr. Közl. 17. 3. pp. 218–229.
- RÓNAI A. 1972. Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. – Földt. Int. Évk. 56. 1. Budapest. 421 p.
- RÓNAI, A. 1981. Magnetostratigraphy of Miocene–Quaternary sediments in the Great Hungarian Plain. – Earth Evol. Sci. 1. 3–4. pp. 265–267.
- RÓNAI A. 1985. Az Alföld negyedidőszaki földtana. Geol. Hung. Ser. Geol. 21. Budapest. 445 p.
- RÓNAI, A. 1985. Limnic and terrestrial sedimentation and the N/Q boundary in the Pannonian Basin. – In: Problems of the Neogene and Quaternary. Studies in Geography in Hungary 19. Akad. Kiadó. Budapest. pp. 21–49.
- RÖGL, F.–STEININGER, F. F. 1978. Middle Miocene salinity crisis and paleogeography of the Paratethys (Middle and Eastern Europe). – In: Initial Reports of the Deepsea Drilling Project–Washington. 42. pp. 985–990.

- RÖGL, F. STEININGER, F. F. 1981. Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die Neogene Paleogeographie und Palinspastik des zirkummediterranean Raumes. – *Ann. Naturhist. Mus. Wien.* 85. A. pp. 135–163.
- RUGGIERI, G. – RIO, D. – SPROVIESI, R. 1984. Remarks on the chronostratigraphic classification at the Lower Pleistocene. – *Bull. Soc. Geol. It.* 103. pp. 251–259.
- SCHEUER, GY. – SCHWEITZER, F. 1973. The development of the Hungarian Travertine sequence in the Quaternary. – *Földr. Közl.* 21. 2. pp. 133–141.
- SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1974. Új szempontok a Budai-hegység környéki édesvízi mészkőösszletek képződéséhez. – *Földr. Közl.* 1. 22. 2. pp. 113–134.
- SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1980. A budai termális karsztforrások fejlődéstörténete a felsőpannontól a holocénig. – *Hidr. Közl.* 60. 12. pp. 223–244.
- SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1981. A Gerecse-hegység paleokarszthidrologiai viszonyainak rekonstrukciója a felsőpannontól napjainkig. – *Hidr. Közl.* 61. 8. pp. 333–380.
- SCHRÉTER Z. 1941. A Kárpátok által körülvelt medencék szarmáciai képződményei és azok állatvilága. – *Mat. Term. tud. Ért.* 60. pp. 243–295.
- SENES, I. – MARINESCU, F. 1974. Cartes paleogeographiques du Neogene de la Paratéthys Centrale. – *Mem. B. R.G.M.* 30. pp. 309–317.
- SENES, I. 1978. Geochronologie des stratotypes des étages du Miocène inférieure et moyenne de la Paratéthys Centrale utilisables pour la corrélation globale. – *Geol. Zborn. Geol. Carpath.* 30. (1) pp. 99–100.
- SHACKLETON, N. J. – OPDYKE, N. D. 1973. Oxygen Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28–238. Oxygen Isotope Temperature and Ice Volumes on a 105 Year and 106 Year Scale. – *J. Quaternary Research.* 3. (1.) pp. 39–55.
- SOLTIG G. 1988. Az egyházaskeszői tufakráterben települő bentonit és alginit telep. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1986-ról. pp. 379–397.
- SOMOGYI S. 1960. Hazánk folyóhálózatának kialakulása. – *Kand. ért. MTA FKI. Kézirat.* 475 p.
- SOMOGYI S. 1975. Kemeneshát. A Kisalföld és a Nyugat-magyarországi peremvidék. Magyarország tájféldrajza 3. – *Akad. Kiadó. Budapest.* pp. 413–425.
- STARKEL, L. 1965. Evolution of the Upper San Basin during the Neogene. – *Geomorphological Problems of Carpathians.* Bratislava. Vyd. Slovensk. Akad. Vied. pp. 127–181.
- STEFANOVITS P. 1958. Vörösgyagok előfordulása és tulajdonságai Magyarországon. – *MTA Agrártudományi Oszt. Közl.* pp. 15–29.
- STEFANOVITS P. 1959. Az agyagos rész vizsgálata jellemző talajtípusokon. – *Agrokémia és Talajtan.* 8. pp. 37–48.
- STEFANOVITS P. 1963. Magyarország talaja. – *Akad. Kiadó. Budapest.* 442 p.
- STEFANOVITS, P. 1989. Effect of clay mineral content on soil acidification. – In: *Ecological Impact of Acidification.* (ed. SZABOLCS, I.) Proc. Joint Symposium 'Environmental threats to forest and other natural ecosystems' Oulu, Finland. Nov. 1–4. 1988. pp. 49–59.
- STEFANOVITS, P. 1989. Die Karte der Bodentonmineralien und ihre Verwendung in der Landwirtschaft Ungarns. – *Mitt. d. Österr. Bodenkundlichen Ges. H.* 38. pp. 41–64.
- STEVANOVIC, P. M. 1959. A szűkebb értelemben vett pontusi emelet kifejlődései és tagolása Észak-Jugoszláviában, tekintettel a szomszédos országok pontusi képződményeire. – *Földt. Közl.* 89. pp. 3–15.
- STEVANOVIC, P. M. (ed.) 1990. Chronostratigraphie und Neostatotypen Neogen der Westlichen („Zentrale”) Paratethys, Pl<sub>1</sub> Pontien. – *Zagreb–Beograd*
- STEININGER, F. F. – SENES, J. – KLEEMANN, K. – ROGL, F. 1985. Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys (Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps). – *Institute of Paleontology, University Press of Vienna,* 1. 189 p., 2. 524 p.
- STEININGER, F. F. – ROGL, F. – DERMITZAKIS, M. 1987. Report on the roundtable discussions: Mediterranean and Paratethys correlations: Proceedings 8th Congress on Mediterranean Neogene stratigraphy. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* LXX. pp. 397–421.
- STEININGER, F. F. – MÜLLER, C. – ROGL, F. 1988. Correlation of Central Paratethys, Eastern Paratethys and Mediterranean Neogene Stages. – *AAPG Memoire.* 45. pp. 79–87.

- SUC, J. P. 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. – *Nature* 307. pp. 429–432.
- SUC, J. P.–ZAGWIJN, W. H. 1982. Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and paleoclimatic data. – *BOREAS* 12. pp. 153–166.
- SÜMEGHY J. 1953. Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. – *MÁFI Évi Jel.* 1951-ről. pp. 83–109.
- SÜMEGHY J. 1955. A magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése. – *MÁFI Évi Jel.* 1953-ról. II. pp. 395–401.
- SZABÓ J. 1978. A Cserhát felszínfejlődésének főbb vonásai. – *Földr. Közl.* 28. 3. pp. 246–268.
- SZALAI T.–SZENTES F. 1940. Földtani tanulmányok Kárpátalján. Beszámoló a M. kir. Földtani Intézet vitauléseinek munkálatairól. pp. 27–41.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1938. Geologie der rumpfungarischen Kleinen Tiefebene. – *József Nádor Műsz. Egyet. Közl.* 10. Sopron. 444 p.
- SZÉKELY, A. 1968. Die Grossformen der Mátra und ihrer Ausbildung. – In: *Die geomorphologische und Nomenkultur Probleme der Abtragungsformen der Mittelgebirge und ihrer Pedimente.* MTA FKI. Budapest. pp. 15–25.
- SZÉKELY A. 1969. A Magyar-középhegység periglaciális formái és üledékei. – *Földr. Közl.* 17. 3. pp. 272–289.
- SZÉKELY, A. 1971. Landforms of the Mátra Mountains and their evolution, with special regard to the surfaces of planation. – In: *Problems of relief planation. Studies in Geography in Hungary* 8. Akad. Kiadó. Budapest. pp. 41–151.
- SZÉKELY, A. 1973. Periglacial landforms and sediments in the central part of the Hungarian Mountains. – *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica.* 7. Kraków. pp. 66–73.
- SZÉKELY, A. 1986. Experiments on the exact assesment of relief from different aspects. – *International Workshop on Theoretical Geomorphological Models. Abstracts.* Aachen. pp. 29–30.
- SZILÁRDJ. 1963. A Külső-Somogyi-dombság felszínalkotása és gazdasági életének természetföldrajzi feltételei. – *Kand. Ért. Kézirat.* Budapest
- SZILÁRDJ. 1965. A külső-somogyi meridionális völgyek. – *Földr. Ért.* 14. pp. 201–227.
- SZILÁRDJ. 1983. A dunántúli és a Duna–Tisza közeli löszfeltárások új szempontú litológiai értékelése és tipizálása. – *Földr. Ért.* Budapest. pp. 109–166.
- SZÖÖR GY. 1981. Hazai karszterületek negyedkori és pliocén Vertebrata leletanyagának krono-sztratigráfiai értékelése. – *Földt. Közl.* 111. pp. 1–18.
- SZÖÖR, GY. 1982. Derivatographic examination of soils for soil mechanical and construction-geological applications. – *Proceedings 4th International Congress International Association of engineering geology, India.* 3. pp. 213–219.
- SZÖÖRGY. 1992. Termoanalitikai, kemofáciestani, paleobiogeokémiai megoldások. – *Akad. dokt. ért.* pp. 54–59.
- SZÖÖR GY. 1992. (szerk.) Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. – *MTA Debreceni Akadémiai Bizottság, Debrecen.* 263 p.
- SZÖÖR GY.–SCHWEITZER F.–BALÁZS É. 1993. Plio–pleisztocén agyagos képződmények kemosztratigráfiai elemzése. – *Kézirat.* 1742. OTKA-pályázat.
- TREITZ P. 1904. Jelentés az 1904. évben végzett agrogeológiai felvételezésről. – *Földt. Int. Jel.* az 1904. évről. pp. 39–47.
- VADÁSZ E. 1960. Magyarország földtana. – *Akad. Kiadó.* Budapest. 646 p.
- VIGH GY. 1939. A Mátra déli aljának földtani viszonyai a Zagyva és a baktai Hideg-völgy között – *MÁFI Évi Jel.* 1933–35. 2. pp. 653–731.
- VITÁLIS I. 1911. A balatonvidéki bazaltok. – *A Balaton Tud. Tanulm. Eredm.* 1. Függ. II. rész. pp. 1–169.
- VITÁLIS I. 1951. Sopron környékének szarmáciai és pannóniai–pontusi üledékei és kövületei. – *Földt. Int. Évk.* 40. pp. 3–75.
- VÖLGYIL. 1956. Miocén üledékek kifejlődése a lovászi mélyfúrásokban – *Földt. Közl.* 86. pp. 139–150.

- VÖRÖS, I. 1979. *Archidiskodon meridionalis ürömiensis* n. ssp. from the Lower Pleistocene of the Carpathian Basin. – *Fragm. Min. et Pal.* 9. Budapest. pp. 5–8.
- WEERDvander, A. 1976. Rodent faunas of the Mio–Pliocene continental sediments of the Teruel–Alfambra region, Spain. – *Utrecht Micropal. Bull. Spec. Pub.* 2. pp. 1–217.
- WILSON, I. G. 1972. Aeolian bedforms – their development and origins. – *Sedimentology*. 19. pp. 173–210.
- ZUBAKOV, V. A. 1988. Climatostratigraphic Scheme of the Black Sea Pleistocene and its Correlation with the Oxygen-Isotope Scale and Glacial Events. – *Quatern. Res.* 29. pp. 1–24.