

## A Kárpát-medence félsivatagi és sztyeepsíkság-formálódása és a messinai sókrízis

SCHWEITZER FERENC<sup>1</sup>

### Abstract

#### Formation of semidesert and steppe plains in the Carpathian Basin and the Messinian salinity crisis

There has been a long lasting debate about a dry–warm or dry–hot semidesert climate in the Carpathian Basin following the total drying up of the Pannonian Lake. The „desert theory” was introduced by LÓCZY, L. sr. (1890, 1913) and CHOLNOKY, J. (1918). Several geomorphological features were attributed to this period, eg. the basaltic mesas in the Little Plain and Tapolca Basin.

At the end of the Miocene, ca. 6.3–5.3 Ma BP., the climate suddenly changed into a semidesert or an almost desert one (Bérbaltavárium), indicated by the presence of fossils of extreme steppe elements as gazelles and *Epimeriones* (desert mouse) species. These geomorphological features and mammal remnants were the only evidence for an arid to semiarid climatic phase. In absence of other proofs the existence of such a phase has been denied by many authors.

In several parts of the Pannonian Basin, eg. in Western Hungary or in the northeastern part of the Pest Plain red and reddish brown varnish-coated desert crust were found. These objects of several square cm size occur in sands situated at an elevation of 200–250 m a.s.l., which crop out in windows or are covered with red clays. These crusts are very similar to those collected at Hassi Zegdou in Algeria. Thermoanalytical results are almost identical for samples from these localities. Siliceous desert crusts form under climates with a mean annual precipitation below 130 mm and a mean annual temperature between 16 and 24 °C. The similarity of crust from Mogyoród (northeast of Budapest) with the Algerian ones, varnish coated crusts, pebbles, and rootcasts in Hungarian sand prove the presence of a dry–warm or dry–hot period in the Carpathian Basin.

The sands yielding these crusts and rootcasts are capped with younger red clays. These red clays may help determine the age of the crusts. The age of the *in situ* red clays is ca. 3–4.5 Ma BP. based on bio- and lithostratigraphical and paleomagnetic data as well as on their geomorphological position.

### Bevezetés

A tanulmányban áttekintést szeretnék adni azokról az eredményekről, amelyeket az utóbbi 10–12 évben értem el a Pannon-medence belsejének vizsgálata során. Ezek a vizsgálatok a területen a későneogénben és a negyedidőszak elején végbement domborzatformálódási sajátosságokról, valamint

---

<sup>1</sup> MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.

a magyarországi felsőmiocén végén és a pliocén időszakban lejátszódott fontosabb geomorfológiai folyamatokról, azok újszerű értelmezéséről, a folyamatok eredményeként létrejött geomorfológiai formákról és azok koráról adnak áttekintést.

Különös hangsúlyt fektettem, sőt, sajátos célként tűztem ki – egzaktabb és összetettebb eredmények elérése érdekében – egyrészt az emlősfanára alapított *biokronológiai-biosztratigráfiai*, másrészt a *paleomágneses*, az *abszolút kronológiai* vizsgálatokra alapozott lehetőségek feltárását és alkalmazását is.

Hazánk mai felszínének kialakulását a felszín alatt található kőzetösszletek képződésének 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 *ősföldrajzi rekonstrukciók* tárják elénk, a rendelkezésre álló földtani adatok mennyiségétől és minőségétől függően több-kevesebb bizonytalansággal.

A jelenből induló, időben visszafelé haladó ősföldrajzi 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

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

A *lemeztektonika szemléletében* született számos modern tektonikai, 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; BÁLDI T. 1982; FÜLÖP J.–BREZSNYÁNSZKY K.–HAAS J. 1988) eredményeként ma már tudjuk, hogy *hazánk, ill. a Kárpát-medence csak a középsőmiocénre* állt össze alapvetően két kéregszerkezeti egységből, kéreglemez töredékből: az afrikai eredetű ÉNy-i és az európai eredetű DK-i szegmensből.

A pliocén időszak értékelésében az áttekintő ősföldrajzi kapcsolatokra 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 elméleti alapok helyességére adatokhoz igazítsam, vállalva a rétegtani azonosítás kockázatait is. Magyarország felszínfejlődéstörténeti kutatásának egyik legnagyobb adóssága a *pliocén időszaki domborzatformálódás a tisztázása, időtartamának pontosítása*, helyes értelmezése, valamint *ősföldrajzi képének megrajzolása*.

A *pliocén időszak tartama* olasz-francia javaslat szerinti terjedelemben 2,5–3 millió év. Ez idő alatt Magyarországon 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 vett pliocén kor terméke egy kelet-európai kifejlődésű szárazföldi üledéksor, amely a levantei emelet megnevezéssel került be a magyar szakirodalomba. *Szintekre* (piacenzai, asti) történő tagolását viszont már a mediterrán térségből írták le. A Kárpát-medence belsejében található pliocén üledékek azonban teljes mértékben nem azonosíthatók az eredetileg leírt levantei üledékekkel és szintekkel, vagyis a *határkérdések* vitatottak.

Többen ezért nem használják az utóbbi időben a levantei elnevezést, hanem ezt a szakaszt csak felsőpliocénnek (ekkor a miocén-pliocén határ a szarmata-pannon határ volt), később csak a pliocén emeletként (itt a miocén-pliocén határ 5,2 millió év) emlegették.

## 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.

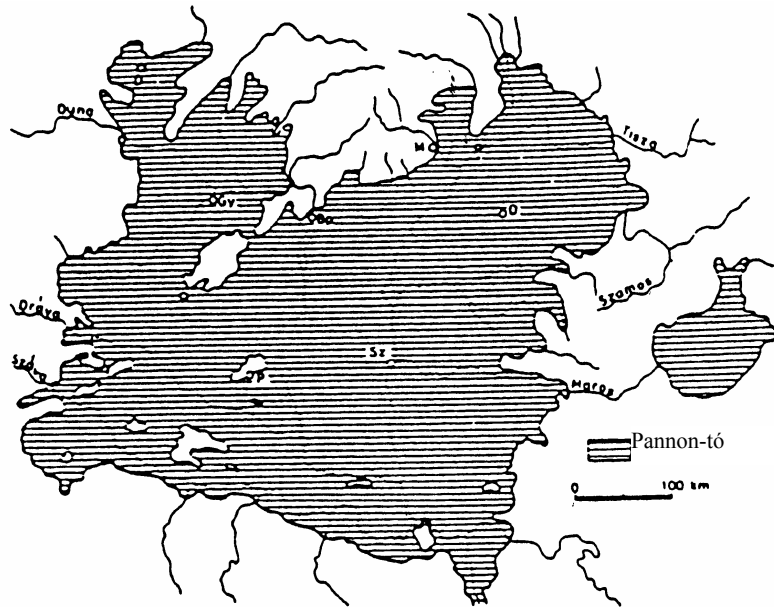
A Pannon-tó gyorsan süllyedő üledékgyűjtőjében a legerősebben süllyedő területeken 4000 m-t is meghaladó vastagságú, aligsós, tavi molasz jellegű homokos, finomhomokos, agyagos, agyagmárgás üledéksor halmozódott fel, s a negyedidőszak elejére teljesen fel is töltődött a tó.

Magyarországon a *felsőmiocén posztszarmata megjelölés alatt is használatos*. Ez az időszak a szarmata és a dáciai, a 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 Pannóniai 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, Györszentmárton, Sümeg, Szabadság-hegy, Polgárdi, Hatvan, Baltavár stb.) mellett nagyszámú szórványleletet tartalmaznak, amelyeknek biokronológiai értékelését főként KRETZOI M. végezte el (KRETZOI M. 1942, 1952, 1961, 1969, 1982, 1987; KORDOS L. 1987).

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

*Újabb* az alsó- és felsőpannóniai rétegeket sokan a felsőmiocénhez sorolják és a miocén–pliocén határt 5,3 millió évben, az olaszországi messinai rétegek tetején, míg mások a felsőpannóniai határt a negyedidőszak határánál, 2,5 millió évben vonták meg. Hazánkban ennek megfelelő korú üledéknek a Bérbaltavári 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*.

A *pliocén 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 (1. ábra), amely megegyezik a Mediterráneum messinai korú vízszintcsökkenésével (5,3–6,8 millió 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 lemeztektonikai mozgások következtében, ami a deszifikációhoz vezetett. Mások szerint bonyolult 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  $\delta^{13}\text{C}$  stabilizotóp arány megváltozik, kulminál a keleti-antarktisz eljegesedés – datálása 7,4 Ma K/Ar módszerrel a Hadson- és a Jones-hegységekben –, majd a Maud királyné-föld 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”.



1. ábra. A Pannon-tó legnagyobb kiterjedése idején (JÁMBOR Á. 1987 alapján)

The Pannonian Lake during its maximum extension (JÁMBOR, Á. 1987)

A messinai sókrízis 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 határát* a nemzetközi szakirodalom jelenleg általában 1,8 millió évre teszi. 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: egy *alsó-* (MN 14), egy *középső-* (MN 15) és egy *felsőpliocén* (MN 16) részre (KRETZOI M.–PÉCSI M. 1979; KORDOS L. 1992) (1., 2. táblázat).

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 és felszínek kialakulását. LÓCZY (1913) és CHOLNOKY (1918) deflációs elméletével, BULLA (1954) éghajlati geomorfológiai koncepciójával, PÉCSI (1980) alternatív eróziós és akkumulációs felszínformálódási modelljével a mindenkor magyar geomorfológusok témaválasztását és kutatási szemléletét jelentősen formálta.

1. táblázat. A középső- és a keleti-Paratethys korrelációs kapcsolata (KRETZOI M. 1987 alapján)

Hozzávetőleges kor (millió év)	Mediterrán biokronológia		Európai teresztrikus biokronológia <sup>2</sup>							Középső Paratethys			
	Kód		Név (Emelet)	Csoport	Korszak (Emelet*)	MN Zóna-kódok					Litosztratigráfia		
	Foramin zóna	Nannoplankton zóna				POMEL 1853	GANDRY 1878	CRUSAFONT 1971	C-F-F (1972)	CRUSAFONT 1974	MEIN 1975	Kárpát-medence	KM <sup>3</sup>
5	N-18	NN-13	(Tabianium-Zancleum)	Barótium	Ruscinium		14	22	11	23	MN 14	Dunai	
6	N-17	NN-12	Messinium	Battavarium*(= Turolium etc.)	Bérbaltavarium*						MN 13		
7			Tortonium (s. str.)		Hatvanium*								
8		NN-11			Sümegium		13	21	10	22	MN 12		
9	N-16				Csákvarium							MN 11	Pannónia
10				Eppelchémium*(= Vallésium)	Rhenohassium*						MN 10		
11	N-15	NN-10	Serravallium		Bodvaium*		12	20b	9	21b	MN 9		
12		NN-9			Monacium*			20a		21a			
13	N-14	N-13	NN-8		(Oeningium)*	5	11	19b	8	20b	MN 8	(Mediterrán)	(Szar-máciai)

<sup>1</sup> Hagományos, ún. vegyes (bio-litho) taxonok; <sup>2</sup> Biokronológiai egységek, a \*-gal jelzettek litosztratigráfiai tartalommal is; <sup>3</sup> A szerzők (KRETZOI M. 1987) szerint, <sup>4</sup> A Magyar Régéztani Bizottság Pliocén Albizottsága ajánlása szerint.

A beltengeri állapot megszűnése, a szárazulattá válás nem sok helyen „fogható meg” olyan jól, mint a Kárpát-medencében. A folyamat elemzése olyan témaköröket érint, mint a Kárpát-medence belsejének feltöltődése és elsivatagosodása, a hegyláb felszín-formálódás problematikája és ideje, a folyóhálózat kialakulása, továbbá a plio-pleisztocén határ kérdése, a vörösagyagok és a vöröses talajok kora, valamint a későkainozoikum szerkezeti mozgásainak mértéke.

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 nyíltzíni üledékeiben talált gerinces leletekkel. Itt ugyanis a messinai tengeri és a szárazföldi rétegek összetagozódnak.

2. táblázat. A klasszikus polgárdi (2. sz.) lelőhely faunája\*

Millió év	Kor			MN zóna	Emlőscsoportok első megjelenése	Lelelőhelyek
		Felső-pliocén	Romániai	Villafrankium	17	
				16		Csarnóta 2
4	Alsó pliocén	Dáciai	Ruscium	15	Arvicolidae	
5				14		
6	Felső-miocén	Pontusi	Turolium	13	Muridae	Baltavár
7						
8				12		Tardos Tihany Sümegeg
9				11		Csákvár
10	Pannóniai	Vallesium	10	Hipparion		Rudabánya
11			9			
12			8			

\*A bemutatott fauna anyag KORMOS T. (1911); KRETZOI M. (1952); KORDOS L. (1993).

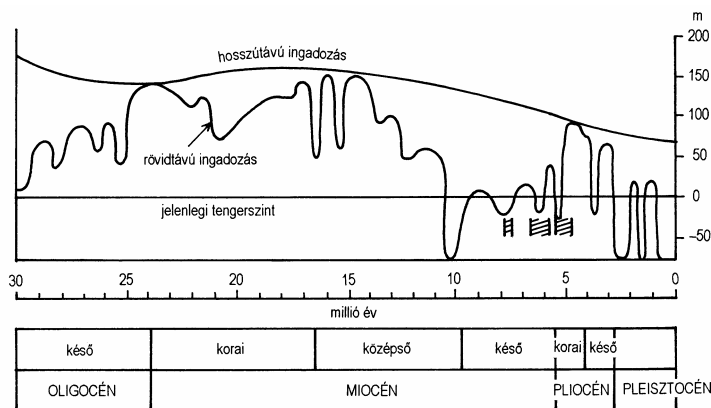
## Jelentősebb száraz–meleg időszakok a későneogénben és a negyedidőszak alsó határán

A késő harmadidőszak és a korai negyedidőszak határán, a Kárpát-medence területén és környezetében *három jelentősebb száraz–meleg időszakot különíttem el* a geomorfológiai vizsgálatok alapján és igazoltam az üledékföldtani, geokémiai, paleontológiai, abszolút kronológiai és paleoklimatológiai adatok segítségével.

A Pannon-medence belsejében a geomorfológiai felszíneken találunk olyan faunákat is tartalmazó üledékeket, amelyek alapján arra lehet következtetni, hogy a medence belsejében a szarmatát követően több száraz–meleg, ill. száraz–forró időszak alakult ki. Bár a HAQ et al. (1987) által publikált tengerszint-változási görbe alapján POGÁCSÁS és JÁMBOR et al. (1987) a Békési-medencében kimutatott egy üledékképződési hiátust 10,5–11,0 millió év körül, hegységeinkben, ill. hegységelőtereinkben ennek nyomát eddig nem ismerjük (2. ábra). A 4 és 12 millió év közötti globális tengerszint minimumokat (5,2; 6,3; 7,8; 1/0,4) összevetve a Pannon-medence É-i selfjén azonosított hiátusokkal (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) hiátus korával (= 10,5 millió év), szembevetendő a korreláció.

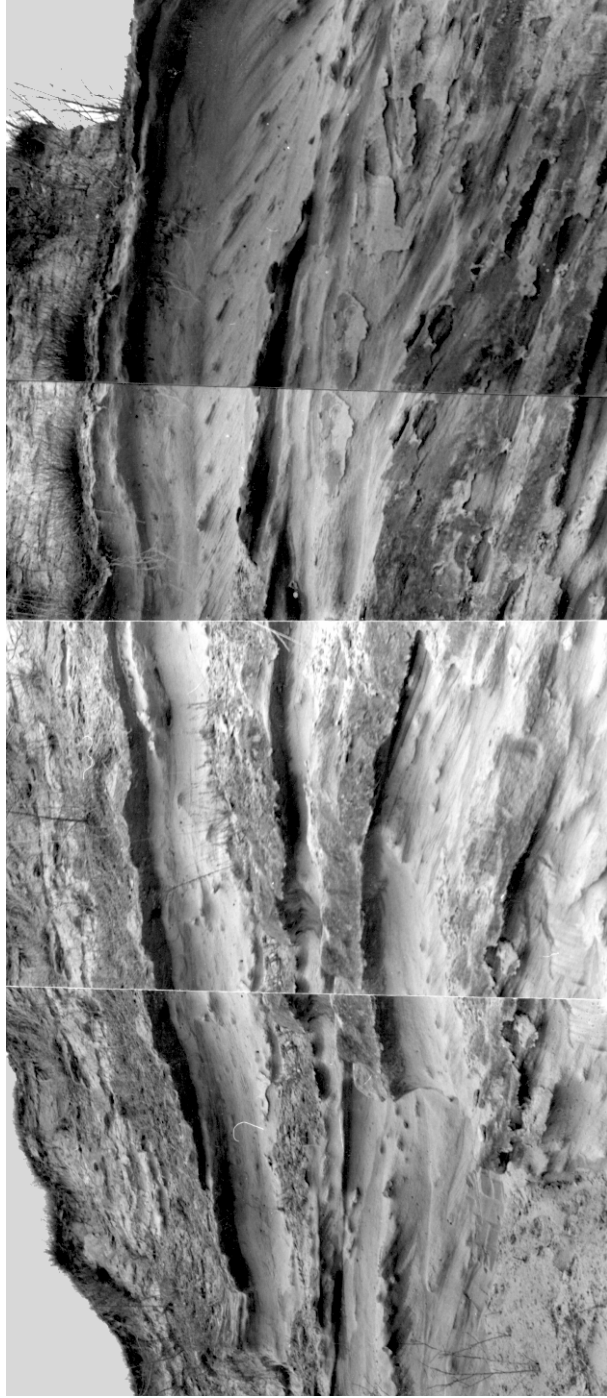
a) A szarmatát követően az *első* jelentősebb száraz–meleg (*Ophisaurussal*, *Gerbilinával*) ökológiai viszonyokkal jellemezhető időszak a *Sümegium*; kora 7–8 millió év, az MN 12 zónának felel meg.

b) A *második* meleg–száraz időszak a *Bérbaltavárium* (a mediterrán térségben messinai sókrízis), ami *hegyláb felszíneink képződésének fő időszaka*. Jellemzői a machiás, bokros, füves félsivatagba hajló ökológiai viszonyok. Kora 6,3–5,0 millió év, MN 13 zóna. Vastag szürke, szürkéssárga, magas csillám tartalmú homokösszletek képződtek ebben az időszakban, amelyek a szárazság hatására több esetben mésszel összecementálódtak (1. kép). Sekélyebb részében, ahol a fluvio-lakusztikus vízrendszer



2. ábra. Eusztatikus tengerszint-ingadozások a földtörténet utolsó 30 millió éve során a tengerszint-változások hozzávetőleges nagyságával (HAQ et al. 1987 nyomán).

Eustatic sea level oscillations during the past 30 million years of geohistory and their relative extent (after HAQ et al. 1987).



*1. kép.* Az eredeti felszíneket jelölő meszes kőrgyökkel lefedett, ún. pudingos keresztretegzett homokkőves homok (fossilis dűnematadványok a Gödöllői-dombságon)

So called 'pudding-like' cross-bedded sand overlain by carbonate crusts; the latter indicates the initial surface (remains of fossil dunes on the Gödöllői Hills)



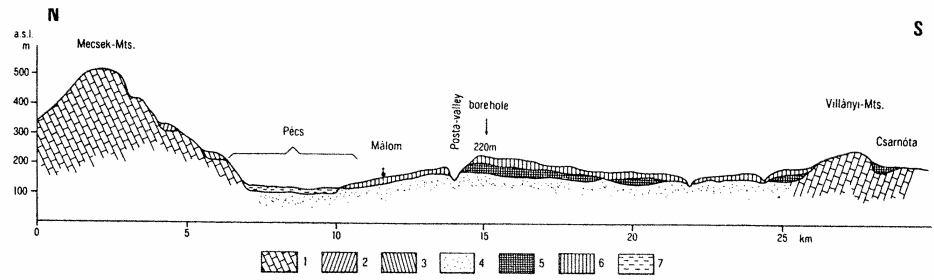
alakult ki, a közeli szállítás és a sekély vízzel való borítottság miatt osztályozatlan agyagos–homokos képződmények, „tarkaagyagok” keletkeztek. Ehhez járulnak hozzá újabb adataink is, a fiatalabb korú *Rusciniumban*, ill. *Csarnótánumban* képződött *vörös-agyagokkal és negyedidőszaki üledékekkel lefedett homokfelületek, ill. a sivatagi kérégek*.

c) A harmadik fontosabb száraz–meleg klímaszakasz a *Villányium*. Alacsonyabb, gyengén fejlett hegyláb felszínek, *hordalékkúpok* (pl. Kislángi összlet tevével és struccal), feltehetően a *legidősebb ún. „meleg-időszaki löszök”* – Pécs–Postavölgy, Dunaalmás, Szekszárd stb. – és a szárazság repedéseket kitöltő mészes–mészgumós *vöröses talajok* (pl. Duna-almás, Villány) tartoznak ide. Kora 3,0–2,0 millió év (MN 16–17 zóna) (3. ábra).

Geomorfológiai formákkal, üledékföldtani adatokkal megkíséreltem értelmezni és igazolni a közel 100 év óta vitatott tudományos kérdést, a *félsivatagi és a sztyepek-sík-formálódás fizikai környezetét. A Kárpát-medence ún. sivatagi időszakára vonatkozó felszínfejlődési munkahipotézissel* (geológiai, geomorfológiai és paleontológiai szempontból is) sok kutató foglalkozott. LÓCZY (1890, 1913) pannóniai–pontusi sivatagi fázisának korlátozott érvényességét többen elismerték ugyan, de csak a pleisztocénben, ám itt sem kizárólagos hatással tartották érvényesnek. A magyar geomorfológiai szemléletet alapvetően határozta meg BULLÁnak (1953) az a tudományos elképzelése, miszerint az egész harmadidőszak, ill. a pliocén folyamán (a 40-es és 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 és a típusos vörösayagok képződésére. Miután BULLA (1947, 1954) egyértelműen kizárta a pannon–pontusi emelet végi deflációs sivatagi, félsivatagi klímaszakasz létezését, a tudományos problémával később – PÉCSIT kivéve – alig foglalkoztak.

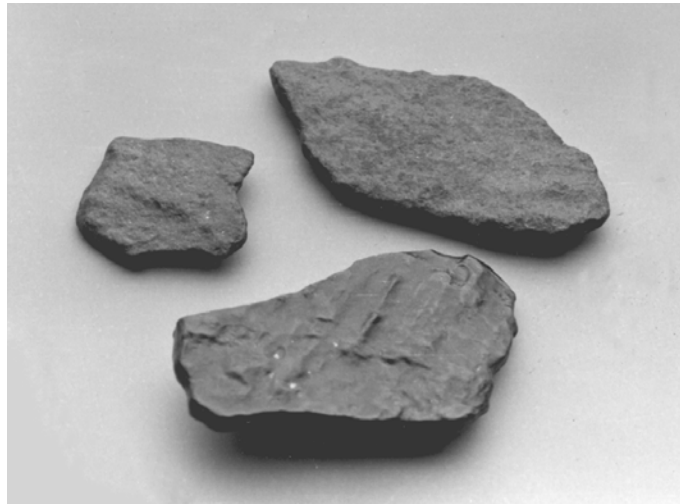
a) A száraz–félig száraz területeken igen jellegzetesek a különböző geomorfológiai szinteken kialakult, eltérő anyagú, *2–5 cm vastagságú kérégek, evaporitok*. Ilyeneket az utóbbi 10 évben a Kárpát-medencében is *több helyről* – pl. Mogyoród, Bana, Bábolna – *gyűjtöttem* (2. kép). Az utóbbi években doktorandusz tanítványaim, FÁBIÁN Szabolcs, KOVÁCS János és VARGA Gábor gyűjtött csodálatos anyagot a későmiocénben (a polgárdi és a bérbaltavári emlősfaua alapján datálva, KRETZOI M. 1952, 1987a; KORMOS T. 1911; KORDOS L. 1982) először szárazulattá vált Dunántúl számos részéről, így pl. a Tapolcai-medence több pontjáról. A Kemeneshátról, a Kőszegi-hegység D-i előteréről, valamint a Bérbaltaváriumban képződött hegységeink, hegyláb felszíneink számos helyéről (FÁBIÁN SZ.–KOVÁCS J.–VARGA G. 1999).

A szemiarid időszakban kialakult geomorfológiai felszíneken nagy vastagságú homokösszletek, delta- és hordalékkúp felszínekbe bevágódott torrens vízfolyások üledékei halmozódtak fel, sziliciumos sivatagi kérégek keletkeztek, a pannóniai agyagon vagy a tarkaagyagok között 0,5–1,5 m vastag meszes bepárlódások, ill. a sivatagi származás kétségtelen bizonyítékaként elfogadott és ismert *sivatagi mázas kavicsok* képződtek. Ezek a kavicsok csak szemiarid–arid területeken, a sivatagokban található meg. Az ország területéről eddig számos helyről kerültek elő „sivatagi mázas” kavicsok. Előfordulási helyeik főként a pliocén hordalékkúpok és törmelékkúpok kavicsos anyagai (Mogyoród, Csömör, Bábolna, Pozsony, Bazin, Bécsi-medence stb.).



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

Geomorphological and geological situation of Posta valley borehole at Pécs (PÉCSI, M.–SCHWEITZER, F. 1987). – 1 = Mesozoic limestone, marl, sandstone; 2 = Upper Miocene marine terrace with Sarmatian limestone; 3 = Upper Miocene marine terrace (Upper Pannonian); 4 = Upper Miocene (Pannonian) sandy formation; 5 = Pliocene reddish paleosols, red clay formation; 6 = Pleistocene loess and paleosol sequence; 7 = Upper Pleistocene-Holocene alluvial sequence

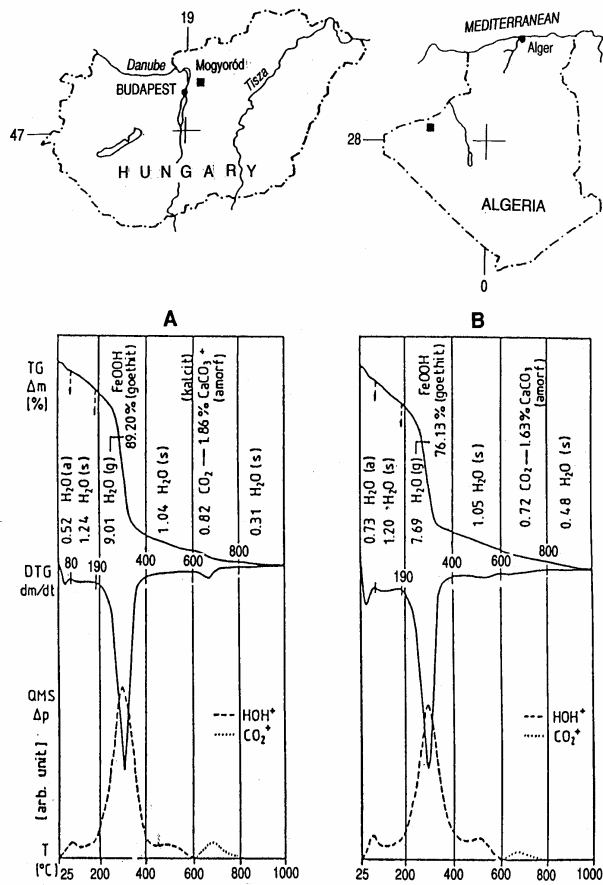


2. kép. Sivatagi fénymázás kérgék a Kárpát-medence belsejéből (lelőhelyek: Mogyoród, Bana, Bábolna, Csömör stb.)

Crusts with desert varnish found in the central part of the Carpathian Basin (sites of occurrence: Mogyoród, Bana, Bábolna, Csömör etc.)

A Kárpát-medencében található több cm<sup>2</sup>-es vörös karcos, vörösésbarna, a szél által kipolírozott fényes-mázás (sivatagi lakk) felületű konkréció-képződmények nem csak makroszkópos ismérvek (szín, alak, felület) alapján hasonlítanak az arid (szemi-arid) területekre jellemző sivatagi kérgekhez (alakjuk lapos, szabálytalan vagy

ovális, méretük 2–10 cm-es átmérővel és 0,5–2,5 cm-es vastagsággal jellemezhető), hanem ásványtani–kémiai összetétel és szöveti felépítés tekintetében is. A kapcsolt–szimultán termogázelemző módszerrel (BERECZ J. et al. 1983) elvégzett összehasonlító értékelés is bizonyítja, hogy mind a szaharai, mind pedig a Kárpát-medencei sivatagi kéreg alapvető összetétele azonos: amorf kovaanyagból ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ), jelentős mennyiségű kriptokristályos goethitből ( $\text{FeO} \cdot \text{OH}$ ) és kevés  $\text{CaCO}_3$ -ból épül fel (4. ábra). A polarizációs mikroszkóppal, továbbá elektronmikroszkóphoz csatlakoztatott röntgenanalizátorral elvégzett összehasonlító elemzések is a két eltérő helyről származó minta genetikai hasonlóságát, azonosságát támasztják alá.



4. ábra. A delta összetétel fedő vastag homok összetételben talált mogyoródi (A) és az algériai (B) karbonátos–vasas–kovás konkréciók termoanalízise. (SZŐÖR GY. 1992 alapján)

Results of thermal analyses of carbonaceous–ferrous–siliceous concretions found in a thick sand deposit covering delta sediments at Mogyoród, Hungary (A) and in Algeria (B) (after SZŐÖR, GY. 1992)

A belső sivatagokban található vasas, mangános, kovás mázak, kérges 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 pórusvízű homokösszletre települt agyagos–homokos képződményekben válnak ki és környezetükben meszes–dolomitos, gipszes képződmények találhatók. A szilíciumos sivatagi kérges <130 mm/év csapadékú, 16–24 °C évi középhőmérsékletű területekre jellemzők.

A mogyoródi kiválásokról ezért feltételezem, hogy egy hasonló *beszáradási folyamat* produktumai. Az algériai mintával mutatott hasonlóságuk és a környezetükben tapasztalható indikációk (bórfeldúsulás a mogyoródi fluviolakusztikus rétegsor és fekü homok határán, báriumtartalmú fekete mangánbevonatos kavicsok, a sivatagi származásra annyira jellemző sivatagi fénymáz [lakk] szilíciumos kérges és kavicsok, gyökérmadaradvány pszeudomorfózák a homokösszletben) alátámasztják feltételezésemet.

b) A *geomorfológiai formák* (pl. hegyláb felszínek, törmelék- és hordalékküppök), „sivatagi” fénymázos kavicsok, „sivatagi” kérges, részben *bazalttanúhegyeink deflációs kialakulása* stb. jelenlétét együttesen értékelve a gerinces szukcesszió változásával, a „sókrízis” területünkre vonatkozó hatását tekintve, LÓCZY L. (1913); CHOLNOKY J. (1918), KRETZOI M. (1952, 1969), KRETZOI M.–PÉCSI M. (1979) adataira alapozva nagy valószínűséggel tételezem fel a „Messinium” és a „Bérbaltavárium” korrelálásának lehetőségét (SCHWEITZER F. 1992, 1994, 1997). Ez az esemény egyezne meg a Földközi-tenger csaknem teljes kiszáradásával, a „Messinian salinity crisis” szakaszával, amikor is benne só- és gipsztelepek maradtak vissza.

A meleg–száraz és a forró–száraz időszakra vonatkozó adatokat a 950 m mélyű Jászladány 1. sz. fúrásszelvényben is találunk, 432–720 m közötti mélységben (RÓNAI A. 1985) (3. táblázat). A fúrásszelvényben a felsőpannóniai (930–740 m) fajgazdag, meleg, lombos erdejének a klímája határozottan elkülönül a „levantei”-től, amely erdőtlenségével és félsivatagi forró–száraz klímájával esemény-sztratigráfiai választóvonal. Ezt támasztja alá az egyházasdengelei homokbányában HIR J. (1995) által gyűjtött kisémlős leletegyüttes, amely keresztrétegzett homokból került elő. Ezek közül igen fontos a sivatagi futóegér (*Gerbillinae*), amely Közép-Európa számos felsőmiocén–legalsópliocén lelőhelyeiről ismert s mai leszármazottaik az óvilág sivatagi, ill. félsivatagi tájainak lakói (5. ábra). A szerzők (HIR J.–MÉSZÁROS L. GY. 1995) szerint jelentőségük abban is áll, hogy Magyarországon mindezidáig az – egyetlen kisémlős lelet együttes, amelyet a felsőmiocén keresztrétegzett homokból gyűjtöttek.

### **Szemiarid klimatikus körülmények és a pedimentáció fő időszaka**

A hegyláb felszínek (jellegükben a pleisztocén periglaciális viszonyok közt képződöttéktől eltérően) a Kárpát-medencében szemiarid klimatikus körülmények között alakultak ki. A típusos hegyláb felszínek – kriopedimentek és a krioglaciások kivételével – három szakaszban és három különböző időszakban képződhettek.

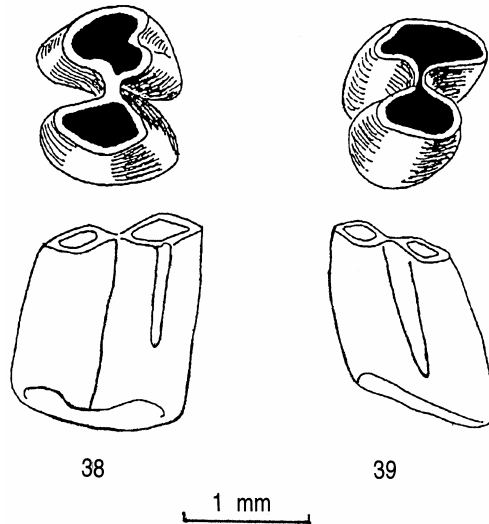
3. táblázat. Éghajlati szakaszok a Jászladányi I. sz. fúrás pollenképei alapján (RÓNAI A. 1985 alapján)

Kor	Minták mélysége (m)	Éghajlati jelleg
Holocén		Mérsékelt–száraz
Q <sub>4</sub>	0–6	
↓	↓	↓
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–mérsékeltlen 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	432–550	meleg–száraz
Pl <sub>3-2</sub>		
Levantei alsó tagja	550–740	forró–nedves
Pl <sub>3-1</sub>		
Felsőpanóniai utolsó szakasz		
Pl <sub>2-3</sub>	740–800	meleg–mérsékeltet nedves
Pl <sub>2-2</sub>	800–860	meleg–száraz
Pl <sub>2-1</sub>	860–930	meleg–nagyon nedves

a) *Sümegium* (7,0–7,5 millió év, MN 12 zóna) a heglábfelszín-képződés kezdete. A Budai-hegységben a Széchenyi-hegyen a 400–420 m (a Gerecsében 300–350 m) tszf-i magasságú szint képződött a meleg–száraz éghajlati adottságok mellett. Ezt igazolja a típuslelőhely faunája (pl. az *Ophisansus* vagy a *Gerbillina*), amely határozottan meleg–száraz igényű.

b) A valódi, típusos heglábfelszín képződésének kora a *Bérbaltavárium* (6,3–5,0 millió év), MN 13 zóna. Erdőtlen, száraz–bokros, olykor füves, majdnem fél-sivatagba hajló élettér. A heglábfelszín-képződés a szemiárid klimatikus feltételek között ható areális eróziós folyamatokkal hozható kapcsolatba a Kárpát-térségben általánosan ható emelkedés mellett. A félsivatagi száraz időszakot, a csapadékszegénységet a Kárpát-medencebeli édesvízi mészkőösszletek hiánya is jelzi. Pl. a Budai-hegység K-i peremén 370–230 m tszf-i magasság között képződtek a heglábfelszín szintjei, amit a karsztforrás működés újbóli megindulását (jelentős mennyiségű csapadék beszivárgás történt u.i. a karsztrendszerbe) jelző édesvízi mészkőszint (275 m a tszf.) oszt ketté egy magasabb (370–270 m a tszf) Bérbaltavárium korú, és egy fiatalabb (270–230 m a tszf.) Villányium időszaki szintre (6. ábra, 3. kép).

c) A *Villányium* (3,0–2,0 millió év, MN 16–17 zóna) idején – a Bérbaltaváriumban képződött heglábfelszín lealacsonyodása mellett – nem tipikus heglábfelszín képződése is folyt. Ferde lejtőjű felszínükbe vörös, lilás talajokkal



5. ábra. Epimeriones őrlőfogak Egyházasdengelegről (HIR, J.–MÉSZÁROS, GY. 1995)

Epimeriones molars from Egyházasdengeleg (according to HIR, J.–MÉSZÁROS, GY. 1995)

kitöltött deráziós völgyek mélyülnek és felszíneik teraszos hordalék-kúpokban folytatódnak.

#### A meleg mediterrán terra rossa-képző időszak, a Csarnótánum

A sivatagi kérgék korának tisztázására vonatkozóan a vörösayag rétegek, vöröses agyagok, talajsintek és ezek geomorfológiai helyzete is támpontot nyújtanak. A vörösayag, ill. a vörös színű agyagos képződmények helyzetéről, elterjedéséről, tulajdonságairól mind nemzetközi, mind hazai vonatkozásban nagyon sok nézet ismeretes (BÜDEL J. 1950; KUBIENA, W. L. 1956; KUKLA, G. 1987; ill. STEFANOVITS P. 1958; BIDLÓ G. 1982; BORSY Z.–SZŐÖR GY. 1981; PÉCSI M. 1985; KRETZOI M.–PÉCSI M. et al. 1982). Voltak, akik a vörösayagok képződését a bauxitosodással hozták kapcsolatba, míg a legtöbbben KUBIENA,

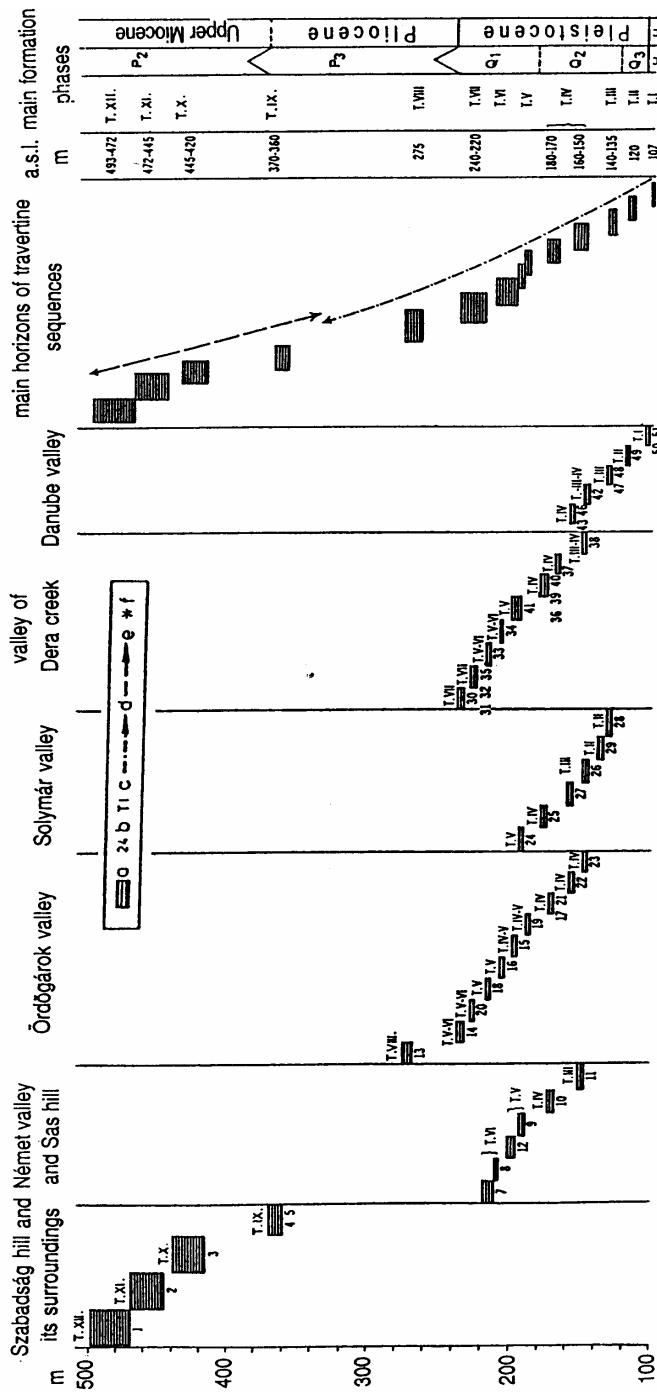
W. L. (1956) véleményét osztják. KUBIENA szerint a vörös színű agyagos talajokat két egymástól eltérő folyamat eredményeként értelmezhetjük:

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.

– A vörösayag *egyrészt* a felszín fejlődése szempontjából ún. „*korrelatív üledék*”, amely az egykori paleogeográfiai viszonyok (a paleoklíma, a talaj, a felszín alakító folyamatok: erózió és tektonika együttes tevékenysége) rekonstruálására nyújt jó lehetőséget. Képződése ún. morfoklímazonális jellegű: a meleg szubhumidus, ligeterdős, enyhe lejtőjű, a már kialakult vagy felszabdaldó hegyláb felszínein otthonos, ahol az agyagos mállás jelentős. Az in situ képződött vörösayag bármilyen okból, a felületi lejtés erősödése következtében részben vagy egészben könnyen erodálódik, gyenge lejtőn egymásra halmozódik, ill. más üledékekkel közbeékelődik, kisebb üledékgyűjtőkben pedig vörösayagos talajszediment sorozat képződhet. A vörösayag tehát mint „*korrelatív üledék*” paleogeográfiai szempontból a „*hegylábi felszín konzerválódásának klímamaxa*” jegyeként értelmezhető (4. kép).

– *Másrészt* pedig a *morfoklímazonális vörösayag* geomorfológiai, ill. litosztratigráfiai helyzete sajátos földtörténeti–felszínfejlődési időszakaszt képvisel. Ilyen tekintetben analóg formáció a löszsorozat is, amely periglaciális zónák erdős-sztyep, sztyepes övezetének és bizonyos sivatagok sztyepes peremöveiben szemiárid viszonyok között képződött a pleisztocén hideg szakaszai folyamán.



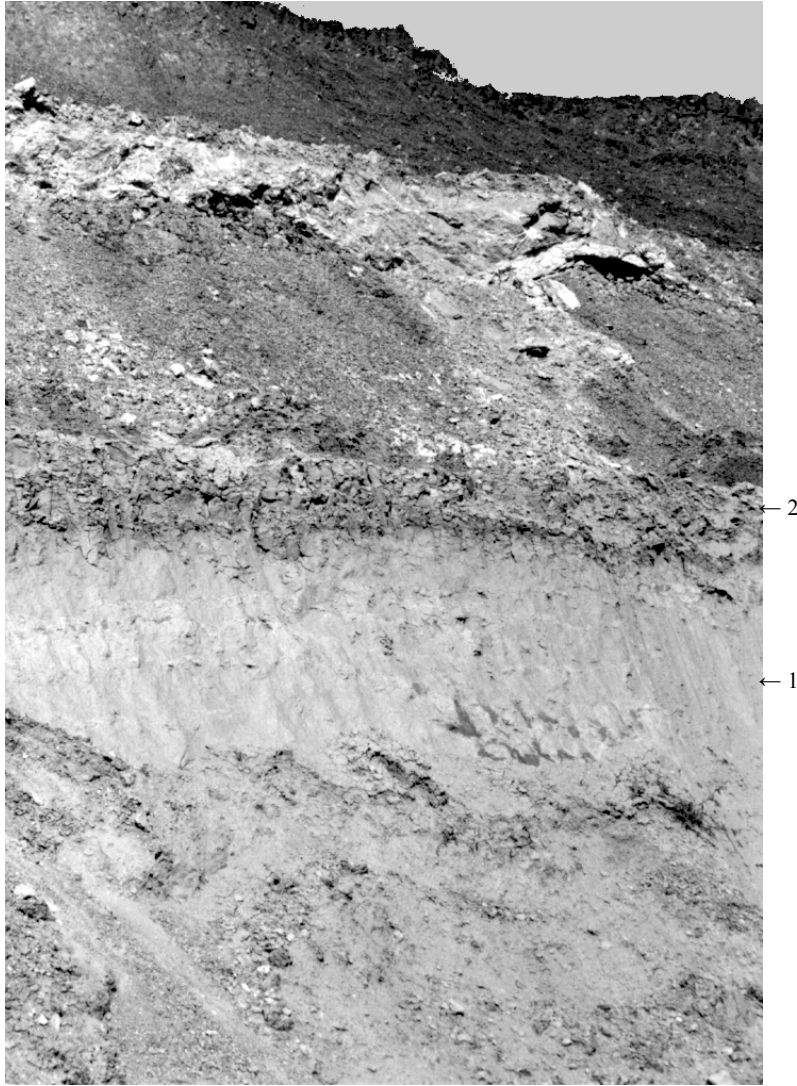
6. ábra. A pannóniai abráziós színlők (TXII–TIX-es édesvízi mészkőszint), a hegylábfelelőnek (H<sub>1</sub>–H<sub>3</sub>) és a Budai-hegység völgyeihez (TVIII–TI) kapcsolódó édesvízi mészkővek összefüggése (SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1972). – a = az édesvízi mészkőösszletek szintje; b = előfordulások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

Relationship between the Pannonian abrasional terraces (travertine horizons TXII–TIX), pediment surfaces (H<sub>1</sub>–H<sub>3</sub>) and travertines confined to the valleys of the Buda Hills (TVIII–TI) (SCHEUER, GY. and SCHWEITZER, F. 1972). – a = travertine horizons; b = occurrences; c = TI–TXII – main phases of travertine formation; d = beginning of the formation of erosional valleys and travertines confining to them; e = stadial tectonic movement of the János Hill and Szabadság Hill with a dominant trend of uplift; f = travertines confining to tectonic movements



3. kép. Magasabb (M) és alacsonyabb (A) hegylábfelszín maradvány a Szentendrei-hegység K-i peremén  
Remnants of a higher (M) and a lower (A) piedmont surface on the eastern margin of the Szentendre Hills





4. kép. A Bérbaltavárium korú vöröses sárga színű keresztrétegzett homokot (1), a szintén faunamentes tarkaagyagot (2), ill. a 0,5–1 m vastag meszes kérget vastag, típusos vörösgyag fedi a Mátra D-i előterében. (A képek a szerző felvételei)

The reddish yellow cross-bedded sand (1) of Bérbaltavárium age, the also fauna-free variegated clay (2) and the carbonate crust of 0.5–1 m thickness is superimposed by a thick layer of typical red clay in the southern foreland of the Mátra Mountains. (Photos by the author)

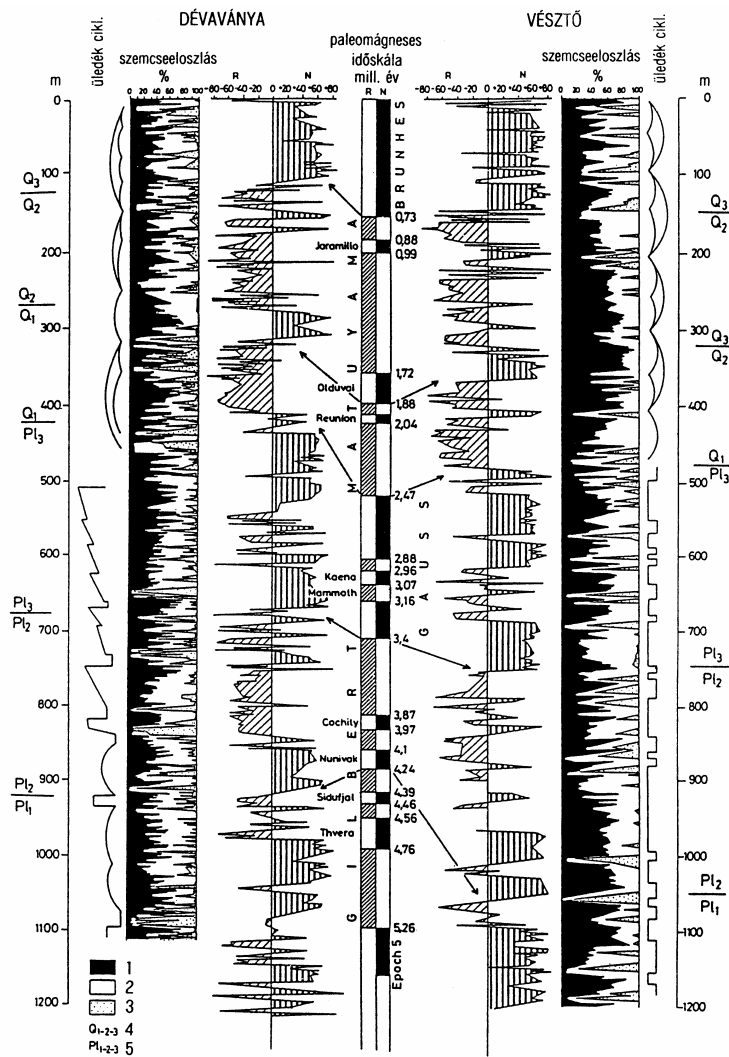
A vörösgyag formáció a Közép-Duna-medencében, az Orosz-síkság D-i övezetében és Kínában is a legidősebb löszök, ill. lösszerű formációk fekéjében telepszik. Az idős löszökben gyakori a vöröses okker színű talajok közbetelepülése, de ezek egyi-

ke sem vörösagyag, bár kétségtelen, többnyire meleg–száraz, szubhumidus (eteziás) klímák sztyepes talajai (gesztenyebarna vagy cinamontalajok). Különösen jellemzők e talajok a Kínai-löszfennsík (pl. Baoji) és Közép-Ázsia (Tadzsikisztán, Kaszanigar stb.) alsópleisztocén löszeiben, ahol a talajok – több mint 20 esetben – szinte egymásra települve, vagy csak kisebb löszrétegek közbeékelődésével – 50–80 m összvastagságban – települnek egymásra. Ez utóbbi *vöröses talajok* a vörösagyagoktól paleoökológiailag – az agyagos mállás alacsony foka miatt – lényegesen különböznek és helyenként vastagabb legalsópleisztocén (Villányium) löszkötegekkel váltakoznak; a talajok mérsékelt szubhumidus, szemiarid meleg sztyepzóna, a közties löszök, az ún. meleg löszök pedig kissé nedvesebb szemiarid száraz sztyepzóna képviselői. Fő képződési idejük 2,4–1,7 millió év közé esik. Ezzel szemben a vörösagyagok 1–2 m vastag egységei pl. Kínában 30 m-t is meghaladó vastagságban települnek egymásra. Képződési idejük >5–2,4 millió év közé esik. A vörösagyagok fekszik a Középső-Duna-medencében felsőmiocén, alsópliocén formáció, vagy annál idősebb képződmény. Típusos kifejlődésük a hazai feltárásokban több helyen tanulmányozható (Gödöllői-dombság [Bag], Hatvani téglagyár, Mogyoród, Gyöngyösvisonta Rókus-hegy, Kulcs, Dunaföldvár, Szekszárdi és Bátaszéki téglagyár stb.).

A hazai fúrásokban (Pécs–Postavölgy, Szekszárd, Dunakömlőd, Dunaföldvár, Dunaszekcső, Tass, Tengelic stb.) a típusos vörösagyag rétegek fekszik szintén felsőpannóniai (felsőmiocén) formáció (bentonit közbeteleplüléses), fedő üledéke pedig az idős löszök alatt települő, főként homokos–iszapos rétegek sorozata. Több szempontú és módszerű vizsgálataink szerint a hazai vörösagyagok litosztratigráfiaiban a Bérbaltavári homok, a Gyöngyösvisontai bentonit képződését követő és a legidősebb löszök alatti tarkaagyag vagy vöröses talaj(ok) között helyezkedik el (PÉCSI M. 1985; FEKETE Z. 1994; SCHWEITZER F.–SZÖÖR GY. 1998). Geomorfológiailag az idősebb hegylábi felszínek és az idősebb pannóniai abrúziós szintek kialakulását követően képződtek, egészen a pliocén végi–pleisztocén eleji (Villányium) fiatalabb hegyláb felszínnek formálódásáig, amelyek korrelatív üledékében a lepusztuló vagy lepusztult vörösagyagnak csak törmeléke vagy áthalmozott anyaga van jelen szemipedolitiként. Kronosztratigráfiaiban ez az időszak hasonlóan a kínai vörösagyagokhoz 4,5–2,5 millió év közé esik.

Ez a kor egybeesik a RÓNAI féle dévaványai magfúrás szelvényanyagában 700 és 1000 m között 3 szelvényrészben elkülönített, összesen 10 vörösagyag egység korával (7. ábra). Képződési koruk a paleomágneses mérések szerint az 5. epoch és a Gauss–Gilbert határ közé esik (>5,0–3,3 millió év), hasonlóan mint a kínai löszösszletek alatti vörösagyagoké (8. ábra).

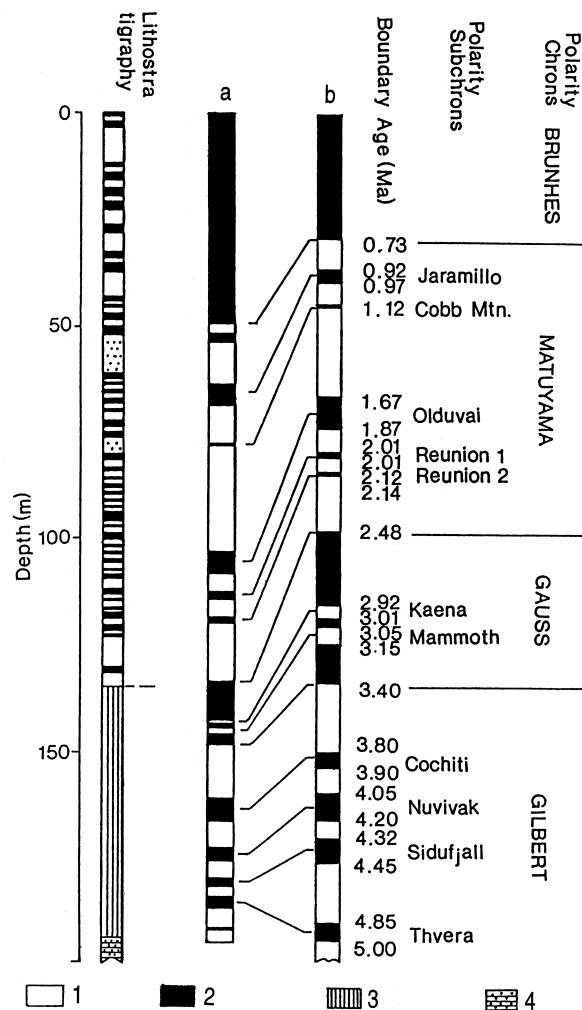
A vörösagyag formáció képződése tehát a löszformáció képződéséhez hasonló időtartamú paleogeográfiai időszakot ölel fel. A felszínalakulás és az üledékképződés azonban klímamorfológiailag már lényegesen más volt. A lösz–paleotalajok ciklusos éghajlati okokra visszavezethető változása egyszerűen szólva a lösz (hideg) és a talaj (melegebb) képződéseinek váltakozását képviseli, tanúsítva a klímaváltozások emlékeit. Ezzel szemben a vörösagyag rétegek egységei a meleg (szubtrópusi) humidus klímaszakaszokat igazolják; ezek ciklusos képződését megszakító meleg szemiarid klímaszakaszok alatt számottevő üledékképződés nem folyt, ill. a vörösagyag-képződési szakaszban részben lemosódott, részben a vörösagyagosodás ásványi anyagát képezte. A vörösagyag formáció in situ egységei tehát a meleg (szubtrópusi) humidus és a meleg szemiaridus ciklusos klímaváltozás emlékeit képviselik, főként a hegylábi felszínek középső és alsó szakaszán.



7. ábra. A dévaványai és vésztői mélyfúrások paleomágneses vizsgálatának összehasonlítása a vörösagyagok geomorfológiai helyzetének feltüntetésével (RÓNAI A. 1985 szerint). – 1 = agyag; 2 = szilt; 3 = homok; 4 = negyedidőszak; 5 = pliocén

A comparison of deep boreholes at Dévaványa and Vésztő indicating the geomorphological position of red clays. (RÓNAI, A. 1985). – 1 = clay; 2 = silt; 3 = sand; 4 = Quaternary; 5 = Pliocene

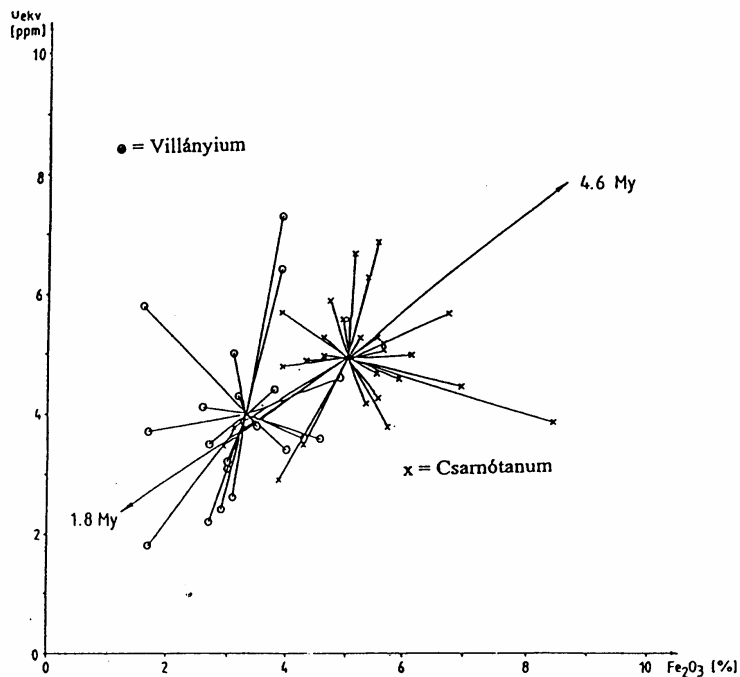
A meleg (szubtrópusi)–humidus klíma mállásterméke a kaolinit–halloysit, a mérsékelt meleg–humidus és szemiaridus klímaváltozások eredménye az illit–montmorillonit és a változatos karbonát paragenézis. SZŐÖR GY. e két eltérő típusú képződményt (a vörösagyag és a vöröses agyag) több geokémiai paraméter segítségével



8. ábra. Duanjiapoi (Kína) löszfeltárás szelvénye és paleomágneses vizsgálata (a), összehasonlítva MANKINEN, E.-A.–DALRYMPLE, G. B. (1979) paleomágneses időskálájával (b); 1 = lösz; 2 = paleosol; 3 = vörösgyag; 4 = homokkő

Section of the loess sequence at Duanjiapoi (China) and the results of paleomagnetic (a), as compared with the paleomagnetic time scale by MANKINEN, E.-A.–DALRYMPLE, G. B. (1979) (b); 1 = loess; 2 = paleosol; 3 = red clay; 4 = sandstone

is elkülönítette. Az urán és thorium összmenyisége (U ekv.) és a ferroxid ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) arány változása jó példa erre (9. ábra). Ennek a törvényszerűségnek a magyarázata összekapcsolható az ásványparagenezist alakító mállási–oldási folyamatokkal.



9. ábra. A pliocén típusos vörösgagyagok és az alsópleisztocén fosszilis talajok és üledékek elkülönítése az U-Th és ferrioxid-tartalom. (SZŐÖR GY. 1993 alapján)

Separation of the typical Pliocene red clays from the Lower Pleistocene paleosols and sediments based on the U-Th and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content (after SZŐÖR, GY. 1993)

A MILANKOVIĆ által a pleisztocén éghajlatváltozásokkal kapcsolatban kimutatott földpályaelem-változások ciklusai (23 ka, 100 ka, 400 ka) feltehetően a plio-miocén folyamán is hatottak.

#### IRODALOM

- BACSÁK, GY. 1942. Die Wirkung der skandinavischen Vereisung auf die Periglazialzone. – Bp. 86 p.
- BERECZ, I.–BOHÁTKA, S.–LANGER, G.–SZŐÖR, GY. 1983. Quadruple mass-spectrometer coupled to Derivatograph. – Internat. Journ. of Mass Spectrometry and Ion Physics. 47. pp. 273–276.
- 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.
- BIDLÓ, G. 1974. Thermal investigation of different types of Hungarian red clays. – Thermal Analysis II. Proced. Fourth ICTA, Bp., pp. 599–600.
- BULLA B. 1947. Tönkfelszínek (Rumpfflächen.) – Tankönyvkiadó, Bp., 554 p.
- BULLA B. 1954. A szilárd kéreg domborzata fejlődésének területi rendszere. – MTA Társadalmi-Történelmi Tudományok Osztályának Közleményei, Bp., 32 p.

- BÜDEL, J. 1950. Das System der klimatischen Morphologie. – Deutscher Geographentag, München. 1948. Landshut. Amt für Landeskunde, 36 p.
- CHOLNOKY J. 1918. A Balaton hidrográfiája. – A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. I. köt. II. rész. Magyar Földr. Társ. Balaton Biz. Bp. 316 p.
- DANK V.–JÁMBOR Á. 1987. A magyarországi kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződmények általános földtani jellegei. – Földt. Int. Évk. *XIX*. pp. 9–18.
- FÁBIÁN SZ.–KOVÁCS J.–VARGA G. 1999. Újabb sivatagi fénymázás sivatagi kérgék Magyarországról. – Földr. Ért. elfogadott közlemény.
- HARLAND, W. B. et al. 1982. A geologic time-scale – Cambridge, Univ. Press, 130 p.
- HAQ, B. U.–HARDENBOL, J.–VAIL, P. R. 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic. – Science Vol. 235. pp. 1156–1167.
- HIR J.–MÉSZÁROS L. GY. 1995. Felsőmiocén aprógerincesek Egyházasdengeléről. – Nógrád megyei Múzeumok Évkönyve. Természettudomány. *XX* kötet, pp. 167–174.
- JÁNOSSY D. 1979. A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. – Akad. Kiadó, Bp. 207 p.
- JUX, U. Zusammensetzung und Ursprung von Wüstenglasern aus der Grossen Sandsee–Ägyptens. – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. *134*. pp. 521–553.
- KORDOS, L. 1987a. Neogene Vertebrate Biostratigraphy in Hungary. – Földt. Int. Évi Jel. 1984-ről. Bp. pp. 523–553.
- KORDOS L. 1988. A spalax nemzetség (Rodentia) európai megjelenése és a plio–pleisztocén határkérdés. – Földt. Int. Évi Jel. 1986-ról. Bp. pp. 469–491.
- KRETZOI, M. 1942. Eomellivora von Polgárdi and Csákvár. – Földt. Közl. *72*. pp. 318–323.
- KRETZOI M. 1952. A polgárdi Hipparion-fauna ragadozói. – Földt. Int. Évk. *40*. (3.). pp. 1–35.
- KRETZOI M. 1961. A diósi gerinces fauna és a miocén–pliocén határ kérdése. – Földt. Közl. *91*. pp. 208–214.
- KRETZOI M. 1969. A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi sztratigráfiájának vázlatja. – Földr. Közl. *17*. (93.) 2. pp. 197–204.
- KRETZOI M. 1982. Fontosabb szórványleletek a MÁFI Gerinces-gyűjteményében (7. közlemény). – Földt. Int. Évi Jel. 1980-ról. Bp. pp. 385–393.
- KRETZOI M. 1987. A Kárpát-medence pannóniai (s. l.) terasztrikus gerinces biokronológiája. – Földt. Int. Évk. *LXIX*. pp. 393–422.
- KRETZOI, M.–PÉCSI, M. 1979. Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin. – Acta Geol. Hungary. *22*. 1–4. pp. 3–33.
- KUBIENA, W. L. 1958. The Classification of Soils. – J. of S. Sc. Vol. 9. N° 1. pp. 9–19.
- LÓCZY L. 1890. Geológiai megfigyelések és eredmények Kelet-Ázsiában. Gróf Széchenyi Béla kelet-ázsiai útjának (1877–1880) tudományos eredményei. I. köt. – Bp.
- LÓCZY L. id. 1913. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepődése. – A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. I. köt. I. rész. – Magyar Földr. Társ. Balaton Biz. Bp. 617 p.
- MILANKOVIČ, M. 1930. Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. – In: KÖPPEN, W.–GEIGER, R. (eds.): Handbuch der Klimatologie. I. Berlin, Gebr. Borntrüeger, pp. 1–176.
- PEVZNER, M. A.–VANGENGEM, E. A.–VISLOBOKOVA, I. A.–SOTNIKOVA, M. V. and TESAKOV, A. S. 1996. Ruscianian of the territory of the former Soviet Union. – Newsl. Stratigr. Berlin–Stuttgart, *33*. (2), pp. 77–97.
- PÉCSI M. 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, Bp. pp. 89–98.
- PÉCSI M. 1986. A zalai meridionális völgyek, dombhátak. – Földr. Közl. *41*. (117.) 2. pp. 3–12.

- 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 kronosztratigráfiai viszonyai szeizmikus és paleomágneses adatok összevetése alapján. – Magyar Geofizika. XXX. 2–3. pp. 41–62.
- 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 Geogr. in Hung. 19. Akad. Kiadó, Bp. pp. 21–49.
- SCHWEITZER, F. 1977. On late Miocene–early Pliocene desert climate in the Carpathian Basin. – Geomorph. N. F. Suppl. Bd. 110. pp. 37–43.
- SCHWEITZER F. 1994. Kárpát-medence belsejének későneogén domborzatformálódása (Landform evolution in the inner parts of the Carpathian Basin during the late Neogene.). – Akad. doktori disszertáció. Kézirat. MTA FKI Bp. 170 p.
- STEFANOVITS P. 1958. Vörösiszapok előfordulása és tulajdonságai Magyarországon. – MTA Agrártudományi Oszt. Közl. pp. 15–29.
- STEININGER, F. F.–SENES, J.–KLEEMANN, K.–ROGL, F. 1985. Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys (Stratigraphic correlation tables and sedimentg distribution maps). – Institute of Paleontology, University Press of Vienna, 1. 189 p., 2. 524 p.