

A Kárpát–Pannon-medence kiszáradása és elsvatagosodása: Pikkermien–Messinai sókrízis – Bérbaltavárium¹

Bevezető

E tanulmány azokat a geomorfológiai eseményeket foglalja össze, amelyek a Kárpát–Pannon-medence belsejében történtek a késő-kainozoikum során. Ezek a vizsgálatok a késő-neogénben és a negyedidőszak elején végbement domborzatformálódási sajátosságokról, valamint a magyarországi felső-miocén végén és a pliocén időszakban lejátszódott fontosabb geomorfológiai folyamatokról, azok újszerű értelmezéséről, a folyamatok eredményeként létrejött geomorfológiai formákról és azok koráról adnak áttekintést.

Az egzaktabb és összetettebb eredmények elérése érdekében sajátos célként tűztem ki egyrészt az emlősfanára alapított biokronológiai-biosztratigráfiai, másrészt a paleomágneses, valamint az abszolút kronológiai vizsgálatokra alapozott lehetőségek feltárását és alkalmazását is.

Hazánk mai felszínének kialakulását a felszín alatt található kőzetösszletek képződésének több százmillió 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 eléink, a rendelkezésre álló földtani-geomorfológiai 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, exogén és endogén 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. Emiatt 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 modellrendszer koherenciájára.

Magyarország az Alpok, a 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 eredményeként ma már tudjuk, hogy hazánk, a Kárpát-medence csak a középső miocénre 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 áttekinthető 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

¹ Első közlés: SCHWEITZER F. 2013. A Pannon-medence kiszáradása és elsvatagosodása: Messinai sókrízis – Bérbaltavárium. In: KIS É. (szerk.): Terresztikus domborzatfejlődés a Vértes és a Gerecse környezetében a felső-miocéntól a holocénig. MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest. 9–34.

esetben általam is vizsgált rétegtani adatokhoz igazítsam, vállalva a rétegtani azonosítás kockázatait is. Magyarország felszínfejlődés-történeti kutatásának máig is egyik legnagyobb adóssága a pliocén idôszaki domborzat-formálódás tisztázása, idôtartamának pontosítása, helyes értelmezése, valamint ôsföldrajzi képének megrajzolása.

A pliocén idôszak tartama olasz-francia javaslat szerinti terjedelemben 2,5–3 millió év. Ez idô alatt Magyarországon a belsô 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 kifejlôdésû szárazföldi üledéksor, amely a levantei emelet megnevezéssel került be a magyar szakirodalomba. Szintekre (piacenzai, asti) történô tagolását viszont már a mediterrán térségbôl 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 idôben a levantei elnevezést, hanem ezt a szakaszt csak felsô-pliocénnek (ekkor a miocén-pliocén határ a szarmata-pannon határ volt), késôbb csak a pliocén emeletként emlegették (itt miocén-pliocén határként – 5,2 millió év – említjük).

A miocén-pliocén határ

A miocén középsô harmadának a szarmata végén – a mediterrán beosztás szerint a torton szakasz alsó részén – az Érden talált fôka fosszília (*Praepusa pannonica* – KRETZOI M. 1941) a dévényújfalu (*Miofoca vetusca* – PIA, J., SICKENBERG, O. 1934) vagy a Kisinyov környezetébôl elôkerült (*Pontophoca Simionescui* – SIMIONESCU, I. 1925) fôkaleletek is mutatják, hogy a mediterrán beosztás szerint miocén végén a Paratethys önálló részmedencékre tagolódik (1. ábra). E részmedencék egyike a Pannon-beltenger, amelynek üledékei alig nyúlnak túl Magyarország mai területén.



1. ábra. A Paratethys feltehető kiterjedése (sötétkék szín) és a Pusa-csoport földrajzi elterjedése (PIA, J., SICKENBERG, O. 1934, SIMIONESCU, I. 1925 és KRETZOI M. 1941a fôkaleletei, továbbá Közép-Ázsia és Szibéria e területeinek olajkutató fúrásadatai alapján szerk. SCHWEITZER F. 2013). A *praepusa* lelôhelye Erd, a belsô-ázsiai tavak pusa fajok fossziliáinak elôfordulásait a piros foltok jelzik. A *pusa hispida* jelenkori tengeri elterjedését a fekete nyilak mutatják

A Pannon-tó gyorsan süllyedô üledékgyűjtôjében a legerősebben süllyedô területeken 4000 m-t is meghaladó vastagságú, alig sós, tavi molasz jellegű homokos, finomhomokos, agyagos, agyagmárgás üledéksor halmozódott fel, s a pliocén idôszak elejére teljesen fel is töltődött a tó.

Magyarországon a felsô-miocén, poszt-szarmata megjelölés alatt is használatos. Ez az idôszak a szarmata és a dáciai, a szárazföldi gerinces biokronológiai rendszerben az astaracian és a ruscianian, a Mein-féle emlôs zónabeosztásban az MN 8 és az MN 14 között van (STEININGER, F.F. *et al.* 1985). A hazai sztratigráfiai rendszerben ennek megfelelôje a Pannóniai s. st. korszak, Kunsági emelet (DANK V., JÁMBOR Á. 1987).

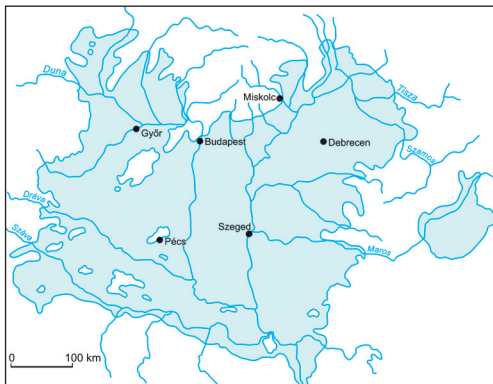
Korábban a miocén-pliocén határát fôleg a Kárpát-medencére vonatkoztatva mintegy 12 millió évvel ezelôttre, a szarmata kor végére helyezték. A pliocén rétegekhez sorolták az alsó- és felsô-pannon beltengeri és tavi ré-

tegeket és az azokra települő édesvízi-folyóvízi, ún. levantei rétegeket is.

Újabbban az alsó- és felső-pannóniai rétegeket a felső-miocénhez sorolják, és a miocén-pliocén határt 5,3 millió évben, az olaszországi messinai rétegek tetején, míg mások a felső-pannóniai 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 (később tó) erőteljes vízszintcsökkenése (2. ábra), amely megegyezik a Mediterráneum messinai korú vízszintcsökkenésével (5,3–6,8 millió éve), amikor is a Földközi-tenger medencéjében általános volt az evaporitképződés („Messinai sókrízis”).

Az erős evaporitképződés oka egyelőre tisztázatlan. Egyesek szerint a Földközi-tenger ciklikus lefűződése az ok a lemeztektonikai mozgások következtében,



2. ábra. A Pannon-tó legnagyobb kiterjedése a Kárpát-medencében (JÁMBOR Á. *et al.* 1987 után)

ami a deszikkációhoz vezetett. Mások szerint bonyolult, megszakadó kapcsolat van a Földközi-tenger és az Atlanti-óceán között. Ennek előidézéséhez hozzájárult a 6. paleomágneses epoch normál esemény idején (6,4 Ma) bekövetkezett, globálisan azonosított fontos éghajlati esemény, amikor a Csendes-óceánban a $\delta^{13}\text{C}$ stabilizotóp arány megváltozik, kulminál a keleti-antarktiszi eljegesedés – egyelőre anonim jégkorszak datálása 7,4 Ma K/Ar módszerrel a Hudson- és a Jones-hegységekben –, majd a Maud királyné-föld maximális eljegesedése – 5,5–4,5 Ma K/Ar. Az Antarktiszi 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, W.A. *et al.* 1985; HARLAND, W.B. *et al.* 1982), kiemelkedik a Gibraltári-földszoros és elkezdi a „Messinai sókrízis” (3. ábra).

A 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 fúrásai-ból (ZUBAKOV, V.A., BORZENKOVA, I.I. 1990). 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 1,8 millió évre, az olduvai eseményekre 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 felső-pliocén (MN 16) részre (KRETZOI, M., PÉCSI, M. 1979; KORDOS L. 1992) (1., 2. táblázat, 3. ábra).

A domborzatalakító endogén és exogén hatások szerepét és egymáshoz viszonyított arányát különböző módon értékelték idehaza és külföldön egyaránt. Voltak, akik inkább a tektonikának, többen főként az exogén erőeknek, míg mások a két folyamat együttes hatásának tulajdonították a geomorfológiai formák és felszínek kialakulását. LÓCZY L. (1913) és CHOLNOKY J.



3. ábra. A polgárdi késő-miocén őskerincses csontlelőhely vázlatos szelvénye és kora (KORMOS T. 1911 és KORDOS L. 1991 alapján). 1–4 = csontos rétegek; 5 = rágcsáló réteg; pm = paleozóos mészkő; pah = pannóniai agyag és homok; a = pliocén agyag; 1 = lész

(1918) deflációs elméletével, BULLA B. (1954) éghajlati-geomorfológiai koncepciójával, PÉCSI M. (1980) alternatív eróziós és akkumulációs felszínformálódási modelljével a mindenkor magyar geomorfológusok témaválasztását és kutatási szemléletét jelentősen formálta.

A beltengeri állapot – a Pannóniai-Pontuszi tengeri kapcsolat (CVIJIĆ, J. 1910; TAKTAKASHVILI, I. 1977), majd a tóvá válás megszűnése, a szárazulattá válás és kiszáradás – ami az Északi-félteke globális klímaváltozásaihoz kapcsolódik – kevés 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 travertinók, a vörösigyagok és a vöröses talajok kora, valamint a késő-kainozoikum szerkezeti mozgásainak mértéke.

Jelentősebb száraz-meleg időszakok a késő-neogénben és a negyedidőszak alsó határán

A késő-harmadidőszak és a korai negyedidőszak határán, a Kárpát-medence területén és környezetében három jelentősebb száraz-

meleg időszakot különítettem el a geomorfológiai vizsgálatok alapján és igazoltam az üledékföldtani, geokémiai, paleontológiai, abszolút kronológiai és paleoklimatológiai adatok segítségével (SCHWEITZER F. 1993).

A Pannon-medence belsejében a geomorfológiai felszíneken találunk olyan faunákat is tartalmazó üledékeket, amelyek alapján arra lehet következtetni, hogy a medence belsejében a szarvatát is beleértve és az követően több száraz-meleg, ill. száraz-forró időszak alakult ki. Bár a HAQ és munkatársai (1987) által publikált tengerszint-változási görbe alapján POGÁCSÁS Gy. és munkatársai (1989) a Békési-medencében kimutattak egy üledék-képződési hiátust 10,5–11,0 millió év körül; hegységeinkben, ill. hegységelőttereinkben ennek nyomát eddig nem ismerjük (4. ábra).

A 4–12 millió év közötti globális tengerszint-minimumokat (5,2, 6,3, 7,8, 10,4 millió év) összevetve a Pannon-medence É-i seljén 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), szembevetve a korreláció.

KRETZOI M. (1982) és KORDOS L. (1992) vizsgálati alapján kiténik, hogy nagyon je-

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

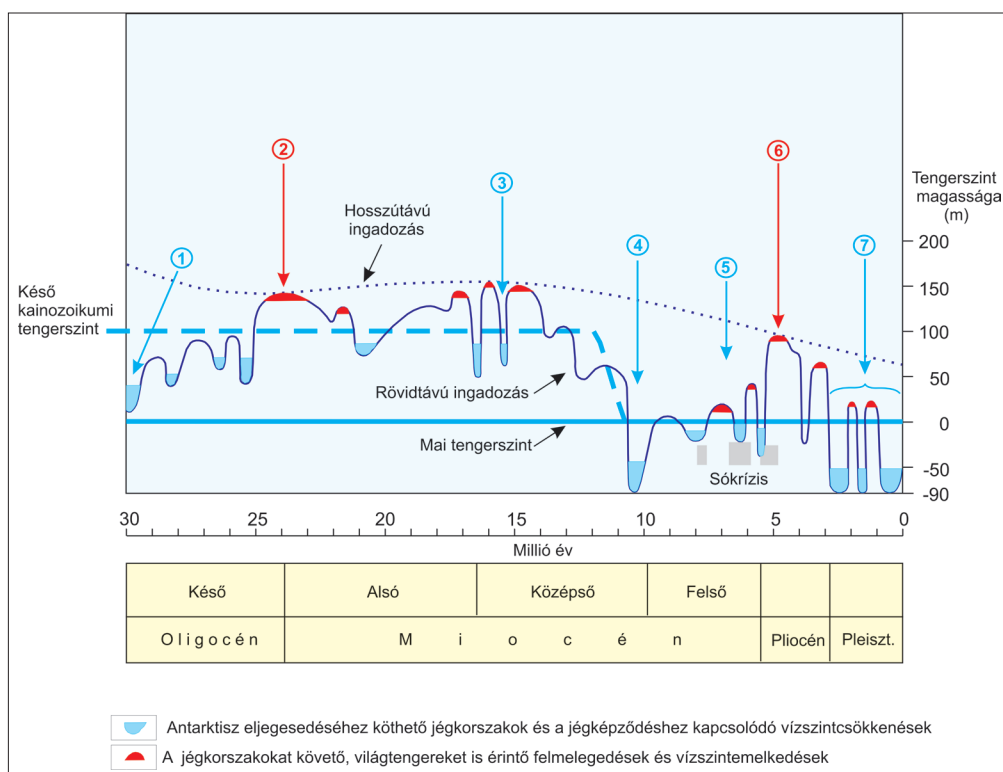
Hozzávetőleges kor (millió év)	Mediterrán biokronológia		Európai teresztikus biokronológia ²							Középső Paratethys				
	Kód		Név (Elmélet ¹)	Csoport	Korszak (Elmélet ¹)	MN Zóna-kódok					Litosztratigráfia			
	Foramin zóna	Nannoplankton zóna				POMEL 1853	GANDRY 1878	CRUSAFONT 1971	C-F-F 1972	CRUSAFONT 1974	MEIN 1975	Kárpát-medence		
			Km ³	Rb ⁴										
5	N-18	NN-13	(Tabianium-Zancleum)	Barótiium	Rusciniium		14	22	11	23	MN 14	Dunai		
6	N-17	NN-12	Messinium	Battaváriium* (=Turoliium etc.)	Bérbaltaváriium*						MN 13	Dunántúli		
7		NN-11	Tortonium (s. str.)		Hatvaniium*						MN 12			
8					Sümeგიium			10	22					
9	N-16				Csákváriium						MN 11	Pannónia		
10											MN 10	Premartonian		
11	N-15	NN-10	Serravalliium	Eppelcheimiium* (=Vallesiium)	Rhenohassiium*		12	20b	9	21b				
12		NN-9		Bodvaiium*							MN 9			
13	N-14			Monaciium*								MN 8		
13	N-13	NN-8			(Oeningiium)*		5	11	19b	8	20b		(Mediter-rán)	(Szar-mácia)

¹Hagyományos, ún. vegyes (bio-litho) taxonok; ²Biokronológiai egységek, a *-gal jelzettek litosztratigráfiai tartalommal is; ³A szerző (KRETZOI M. 1987) szerint; ⁴A Magyar Rétegtani Bizottság Pliocén Albizottságának ajánlása szerint.

2. táblázat. A klasszikus polgárdi 2. sz. lelőhely faunája*

Millió év	Kor			MN zóna	Emlőscsoportok első megjelenése	Lelőhelyek	
	17	Felső-pliocén	Romániai	Villafrankium	17	Equus	Osztramos 7
16				16		Csarnóta 2	
4	Alsó-pliocén	Dáciai	Ruscium	15	Arvicolidae		
5						14	
6	Felső-miocén	Pontusi	Turolium	13		Baltavár	
7							Polgárdi 2 4.5
8						12	
9				11	Muridae	Csákvár	
10	Pannóniai		Vallesium	10			
11						9	Hipparion
12				8			

*A bemutatott faunaanyag KORMOS T. (1911), KRETZOI M. (1952) és 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 nyíltszíni üledékeiben talált gerinces leletekkel. Itt ugyanis a messinai tengeri és a szárazföldi rétegek összetagozódnak.



4. ábra. A jégkorszakok lehetősége a késő-kainozoikumban (SCHWEITZER, F. 2004–2013 szerint, az eusztatikus tengerszint ingadozások HAQ, B.U. *et al.* 1987 után). 1 = Az Antarktisz a D-i pólusra kerül és megkezdődik a belső eljegesedése (32–30 millió év); 2 = HAQ, B.U. *et al.* (1987) szerint az átlaghőmérséklet 3–6 °C-kal emelkedik; 3 = a Kárpát-bádeni szakaszban (17,2 millió év STEINIGER 1999 alapján) nagyobb mértékű kontinentalizálódás. A világtengerek szintjének újabb nagyarányú csökkenése és az Antarktisz újabb eljegesedésének lehetősége. Eurázsia–Észak-Amerika kontinentális kapcsolatának hatására Alaszka felől bevándorolnak az ormányosok (*Anchitheriumok*), majd később a Paratethys visszahúzódásának hatására Afrikából pl. a *Miomastodon-Zigolophodon* ormányosai; 4 = Az Antarktisz szarmata időszaki eljegesedésének újabb lehetősége, a világtengerek vízszintcsökkenésének hatására *Hipparion*-invázió Észak-Amerikából a Bering-szoroson át (*Hipparion* dátum); 5 = Miocén-pliocén határ. Limno-brakk (*Congeria*) – édesvízi (*Unio*) üledékképződés váltása. A Pannon-tó feltöltődése és kiszáradása. Az Antarktisz újabb eljegesedése (7–6 millió év), mely globális klímaváltozást mutatott, pl. Észak-Kína elsivatagosodása (6,2–5 millió év); 6 = 4,4–3 millió év (Ruscium-Csarnótánum), a grönlandi és az antarktisi jég elolvad. A parti vizek hőmérséklete 8–10 °C-ot emelkedik, világtengerek szintje a maiánál 80–100 m-rel magasabb volt; 7 = Pleisztocén eljegesedés, a világtengerek újabb vízszintcsökkenése, Észak-Amerika–Eurázsia közötti újabb szárazföldi kapcsolat (2,50–0,01 millió év), belső jégtakarók kialakulása, *Equus* dátum.

lentsős szárazföldi fauna kicserélődés alakult ki a szarmata-pannon határon, mégpedig a *Hipparion* nemzetség hirtelen beáramlása a Beringi-hídon keresztül Észak-Amerikából Eurázsia felé. Ez esetben is – hasonlóan, mint a Burdigalia során az *Anchitheriumok* beáramlása a Bering-szoroson keresztül – KRETZOI

M. (1987) szerint ez volt az első kontinentális érintkezés Észak-Amerika és Eurázsia között, amit a világtengerek erőteljes vízszintcsökkenései eredményezhettek (HAQ, B.U. *et al.* 1987; SCHWEITZER, F. 1997). A nagyarányú vízszintcsökkenés, valamint a belső jégtakarók D-i és É-i pólusokon való kialakulásá-

nak hatására a tengeri és a légköri áramlások megváltoztak, s emiatt globális környezeti változások, jégkorszakok alakulhattak ki, amelyeknek hatása a Kárpát-medencét és környékét is érinthette. Ilyen lehetett a boreális alsó-miocén, akvitánikum, vierlandi emelete, amelynek üledéktere az Északi-tenger felől öblösödött be az európai kontinensrész területére (KAUTZKY, F. 1925; HORUSITZKY, F. 1979). Ez volt az V. sz. jégkorszak, amikor a felső oligocénra jellemző *mikrobunodonok* eltűntek és a nagy *anthracotheriumok* kihaltak. Ezek a faunák a miocénba már nem léptek át (SIEBERT, R. 1935). Ilyen lehetett továbbá a kárpát-bádeni (IV. sz.) jégkorszak, a szarmata (III. sz.) jégkorszak, a messiniumi (II. sz.) jégkorszak a pleisztocén (1,02 millió év) (I. sz.) jégkorszak mellett (SCHWEITZER, F. 2004).

a) A szarmatát követően az első jelentősebb száraz-meleg (*Ophisauriis*-sal, *Gerbiliae*, *Tapiriscus*-sal) ökológiai viszonyokkal jellemezhető időszak a Sümegium; kora 7–8 millió év, az MN 12 zónának felel meg. Ezt a szakaszt követi a már felszakadozó Pannon-tó feltöltődése és beszáradása.

b) A második meleg-száraz időszak a Béraltavárium (a mediterrán térségben a Pikermien és a Messinai sókrízis), ami hegyláb felszíneink képződésének fő időszaka. Jellemzői a macchiás, bokros, füves félsivatagba, sivatagba hajló ökológiai viszonyok. Kora 6,3–5 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).

A Pannon-tó sekélyebb részében – hasonlóképpen, mint a Dáciai-medencében levő „Perche-tó” esetében vagy a Csád-tónál –, ahol a fluvio-lakusztikus vízrendszer alakult ki, a közeli szállítás és a sekély vízzel való borítottság miatt osztályozatlan agyagos-homokos képződmények, „tarkaagyagok”, meszes dolomitos bepárlódások keletkeztek. Ehhez járulnak hozzá újabb adataink is, a fiatalabb korú Rusciniumban, ill. Csarnótánumban képződött vörösagyagokkal és negyedidőszaki üledékekkel lefedett vádík, homokfelületek, ill. a sivatagi kérgék.

c) A harmadik fontosabb száraz-meleg klímaszakasz a Villányium. Alacsonyabb, gyengén fejlett hegyláb felszínek, hegyláb-lépcsők, hordalékkúpok (pl. Kislángi összlet tevével [*Camelus cf. bessarabensis*] és struccal [*Ostrich*]), feltehetően a legidősebb ún. „melegidőszaki löszök” – Pécs-Postavölgy, az olduvai paleomágneses eseményekhez tartozó Dunaalmás (Kislángium), Szekszárd stb. – és a szárazság repedéseket kitöltő mészes-mészgumós vörös talajok (pl. Dunaalmás, Beremend, Szekszárd, Villány) tartoznak ide. Kora 3–1,8 millió év (MN 16–17 zóna) (5. ábra).

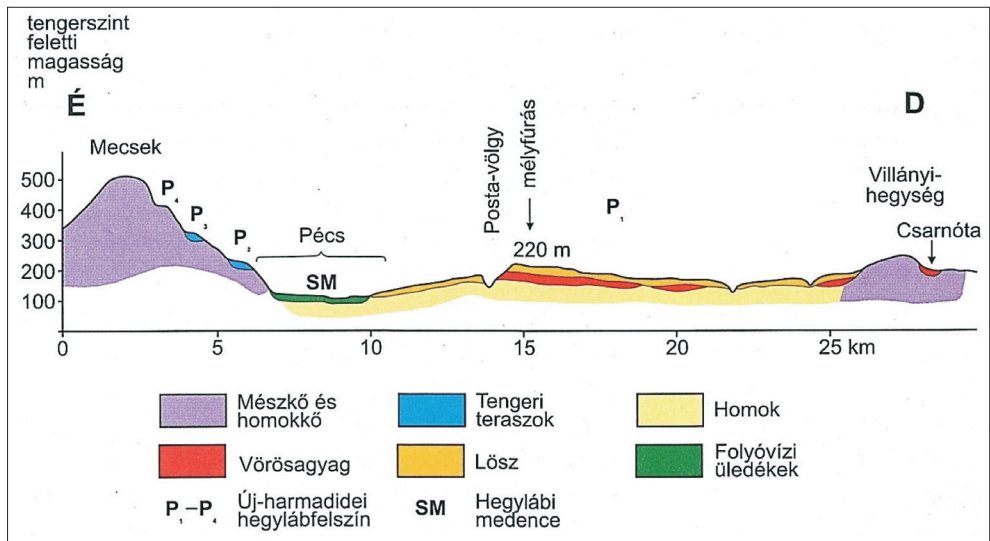
Geomorfológiai formákkal, üledékföldtani adatokkal megkíséreltem értelmezni és igazolni a 100 évvel ezelőtt felmerült, s azóta sokat vitatott tudományos kérdést, a félsivatagi és a sztyeptsíkság-formálódás fizikai környezetét (SCHWEITZER, F. 1993, 1997). A Kárpát-medence ún. sivatagi időszakára vonatkozó felszínfejlődési munkahipotézissel korábban is (geológiai, geomorfológiai és paleontológiai szempontból is) sok kutató foglalkozott. LÓCZY pannóniai-pontusi sivatagi fázisának korlátozott érvényességét (LÓCZY L. 1890, 1913; KORMOS T. 1911; CHOLNOKY J. 1918) többen elismerték ugyan, de csak a pleisztocénben, ám itt sem kizárólagos hatással tartották érvényesnek.

A magyar geomorfológiai szemléletet alapvetően meghatározta az a tudományos elképzelés, miszerint jórészt az egész harmadidőszak, ill. a pliocén folyamán (az 1940-es és 60-as évek között a pliocén-negyedkor határát 0,6–1 millió év között húzták meg) meleg-nedves trópusi, szubtrópusi éghajlat uralkodott, amely alatt a trópusi mállás dominált, és ez nyújtott lehetőséget a tönkfelszínek kialakulására és a típusos vörösagyagok képződésére. Miután BULLA B. (1947, 1954) egyértelműen kizárta a pannon-pontusi emelet végi deflációs sivatagi, félsivatagi klímaszakasz létezését, a tudományos problémával később – PÉCSI M. (1963), továbbá SCHWEITZER F. és SZŐR GY. (1992), SCHWEITZER, F. (1997) munkáit kivéve – alig foglalkoztak.

a) A száraz-félig száraz területeken igen jellegzetesek a különböző geomorfológiai szinteken kialakult, eltérő anyagú, 2–5 cm



1. kép. Eredeti felszíneket jelölő meszes kéreggel lefedett, ún. pudingos, keresztrétegzett homokkőes homok (fosszilis dűnemaradványok a Gödöllői-dombságon) (Fotó: SCHWEITZER F.)



5. ábra. A pécsi postavölgyi fúrás geomorfológiai-geológiai helyzete és szelvénye, valamint kapcsolata a csarnótai vörösagyagokkal a Mecsek és a Villányi-hegység között. Itt a legidősebb, ún. "melegidőszaki löszök" vörösagyagra települnek (PÉCSI M., SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. 1987 alapján)

vastagságú kérgék, evaporitok. Ilyeneket az utóbbi 20 évben a Kárpát-medencében is több helyről (pl. Mogyoródról, Veregyháztól, Banáról, Bábólnáról) gyűjtöttem. Az utóbbi években FÁBIÁN Szabolcs, KOVÁCS János Péter és VARGA Gábor gyűjtött csodálatos anyagot a polgárdi, a hosszúperesztegi és a béraltavári emlősfáunára alapozva.

Ezek a leletek az először szárazulattá vált Dunántúl számos részéről, pl. a Tapolcai-medence több pontjáról, a Kemeneshátról, a Kőszegi-hegység D-i előteréről, valamint a Béraltaváriumban képződött hegységeink, hegyláb felszíneink számos helyéről származnak (FÁBIÁN Sz. *et al.* 2002) (2. kép).

A szemiárid időszakban kialakult geomorfológiai felszíneken nagy vastagságú homokösszletek, delta- és hordalékkúp felszínebe bevágódott torrens vízfolyások

üledékei halmozódtak fel, szilíciumos sivatagi kérgék 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 fénymázás kavicsok, evaporitok képződtek (3. kép). Ezek a kavicsok csak szemiárid-arid területeken, a sivatagokban találhatók meg.

A Kárpát-medencében található több cm-es vörös karcos, vörösesbarna, a szél által kipolírozott fényes-mázás (sivatagi lakk) felületű konkrécio-képződmények nem csak makroszkópos ismérvek (szín, alak, felület) alapján hasonlítanak az arid (szemiárid) területekre jellemző sivatagi kérgékhez (alakjuk lapos, szabálytalan vagy ovális, méretük 2–10 cm-es átmérővel és 0,5–2,5 cm-es vastagsággal jellemezhető), hanem ásványtani-



2. kép. Amorf kovaanyagból (SiO_2 , H_2O), jelentős mennyiségű kriptokristályos goethitből (FeO OH) és kevés CaCO_3 -ból felépült fénymázás sivatagi kérgék a Kárpát-medencéből. (Fotó: VARGA G.)



3. kép. A Mátra D-i előterében (Gyöngyösvisonta) a Bértaltavárium korú vöröses és sárga keresztrétegzett homokot (1), a szintén faunamentes tarkaagyagot (2), ill. a 0,5–1 m vastag meszes kérget (3) vastag típusos vörösagyag (4) fedi (Fotó: SCHWEITZER F.)

kémiai összetétel és szöveti felépítés tekintetében is. A kapcsolt-szimultán termogáz-elemző módszerrel (BERECZ, I. *et al.* 1983) elvégzett összehasonlító értékelés is bizonyítja, hogy mind a szaharai, mind pedig a Kárpát-medencei sivatagi kéreg alapvető összetétele azonos: amorf kovaanyagból (SiO_2 , H_2O), jelentős mennyiségű kriptokristályos goethitből (FeO OH) és kevés CaCO_3 -ból épül fel (6. ábra).

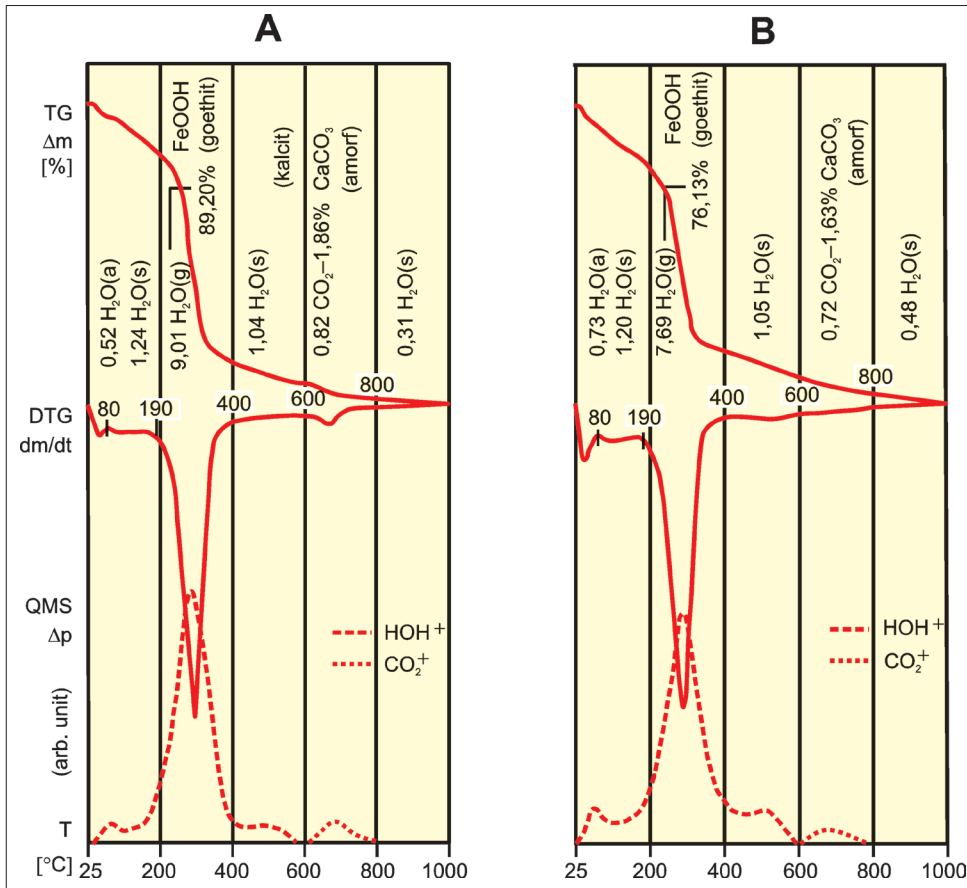
A polarizációs mikroszkóppal, továbbá elektronmikroszkóphoz csatlakoztatott röntgen-analizátorral elvégzett összehasonlító elemzések is a két eltérő helyről származó minta genetikai hasonlóságát, azonosságát támasztják alá.

A belső sivatagokban található vasas, mangános, kovás mázak, kérgék többnyire egykori időszakos tavak, deflációs mélyedések – oázisok – 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 biogén jellegű, a kiválásokat algák is befolyásolják. (Hasonló vasas-mangános kérgeket és ilyen kérgekkel bevont ventifaktokat figyelt meg például a Spirit a Marson, lásd SCHWEITZER F. 2017.)

További fontos megállapítást tesz Jux, U. (1983) arra vonatkozóan, hogy a felszálló alkalikus pórusvíz homokösszletre települt agyagos-homokos képződményekben válnak ki és környezetükben meszes-dolomitos, gipszes képződmények találhatóak. A szilíciumos sivatagi kérgék <130 mm/év csapadékú, $16\text{--}24$ °C évi középhőmérsékletű területekre jellemzők.

A magyoriódi kiválásokról ezért feltételezem, hogy egy hasonló beszáradási folyamat



6. ábra. Deltaösszletet fedő vastag homokösszletben talált magyarországi (A) és az algériai (B) karbonátos-vasas-kovás konkréciók termoanalízise (BERECZ, I. et al. 1983).

termékei. Az algériai mintával mutatott hasonlóságuk és a környezetükben tapasztalható indikációk (bórfeldúsulás a magyarországi fluvio-lakustrikus rétegsor és fekvő homok határán, báriumtartalmú fekete mangánbevonatos kavicsok, a sivatagi származásra annyira jellemző sivatagi fénymázás [lakk] szilíciumos kéreg és kavicsok, gyökérmaradvány pszeudomorfozók a homokösszletben) alátámasztják feltételezésemet.

b) A geomorfológiai formák (pl. hegyláb felszínek, törmelék- és hordalékkúpok), a „sivatagi” fénymázás kavicsok, „sivatagi” kéreg, a zalai meridionális völgyek

maradékgerinceit fedő vastag vörös színű meddő homok és az ezt beborító vörös „piros színes agyag” (NAGY K.A. 1928), részben bazalt tanúhegyeink deflációs kialakulása stb. jelenlétét együttesen értékelve a gerinces szukcesszió változásával, a „sókrisis” területünkre vonatkozó hatását tekintve LÓCZY L. (1913), CHOLNOKY J. (1918), KRETZOI M. (1969) és PÉCSI M. (1986) adataira alapozva nagy valószínűséggel tételzem fel a „Pikkermien”, a „Messinium” és a „Bérbaltavárium” korrelálásának lehetőségét (SCHWEITZER, F. 1992, 1993, 1997). A Földközi-tenger vidékén ennek felel meg az

Arenazzolo homokok lerakódása és a tenger-alatti kanyonok kialakulása (ZUBAKOV, V.A., BORZENKOVA, I.I. 1990). A Fekete-tengerben az algasztromatolitok és deltakavics-összletek 864 m mélyen (DSD.P-3 jelű fekete-tengeri fúrás) voltak megfigyelhetők (SEMENENKO, V.N., PEVZNER, M.A. 1979). A fentiekben leírt esemény egyezne meg a Földközi-tenger csaknem teljes kiszáradásával, a „Messinian salinity crisis” szakaszával, amikor is benne só- és gipsztelepek maradtak vissza.

Feltűnő üledékföldtani és geomorfológiai jelenség, hogy minden ilyen száraz időszakhoz (így pl. oligocén-miocén határhoz a Kárpát-bádeni [Burdigáliumi] szarmata, bérbaltavári-messinium) vastag só- és gipsztelepek kapcsolódnak. Ilyenek pl. az erdélyi, vagy a német-lengyel sótelepek.

A meleg-száraz és a forró-száraz időszakra vonatkozó adatokat a 950 m mélységű Jászladány 1. sz. fúrásszelvényben is találunk, 432–740 m közötti mélységben (RÓNAI, A. 1985) (3. táblázat).

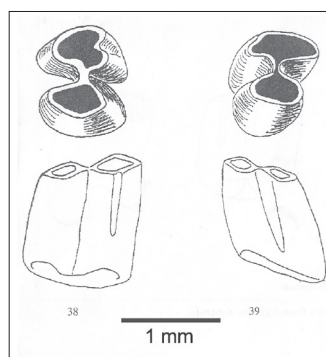
3. táblázat. Éghajlati szakaszok a Jászladányi 1. sz. fúrás pollenképei alapján (RÓNAI, A., LŐRINCZ 1985)

Kor	Minták mélysége, m	Éghajlati jelleg
Holocén Q ₄ ↓	0–6 ↓	Mérsékelt-száraz ↓
Pleisztocén alsó része		
Q ₁₋₇	285–303	meleg-nedves
Q ₁₋₆	303–333	mérsékelt-száraz
Q ₁₋₅	333–347	meleg-nedves
Q ₁₋₄	347–363	meleg-mérsékelt száraz
–	363–366	a szakasz eleje hűvös-száraz
Q ₁₋₃	366–397	meleg-nedves
Q ₁₋₂	397–410	mérsékelt-nedves
Q ₁₋₁	410–432	meleg-nedves
Levantei felső tagja		
Pl _{3,2}	432–550	meleg-száraz
Levantei alsó tagja		
Pl _{3,1}	550–740	forró-száraz
Felső-pannóniai utolsó szakasz		
Pl _{2,3}	740–800	meleg-mérsékelt nedves
Pl _{2,2}	800–860	meleg-száraz
Pl _{2,1}	860–930	meleg-nagyon nedves

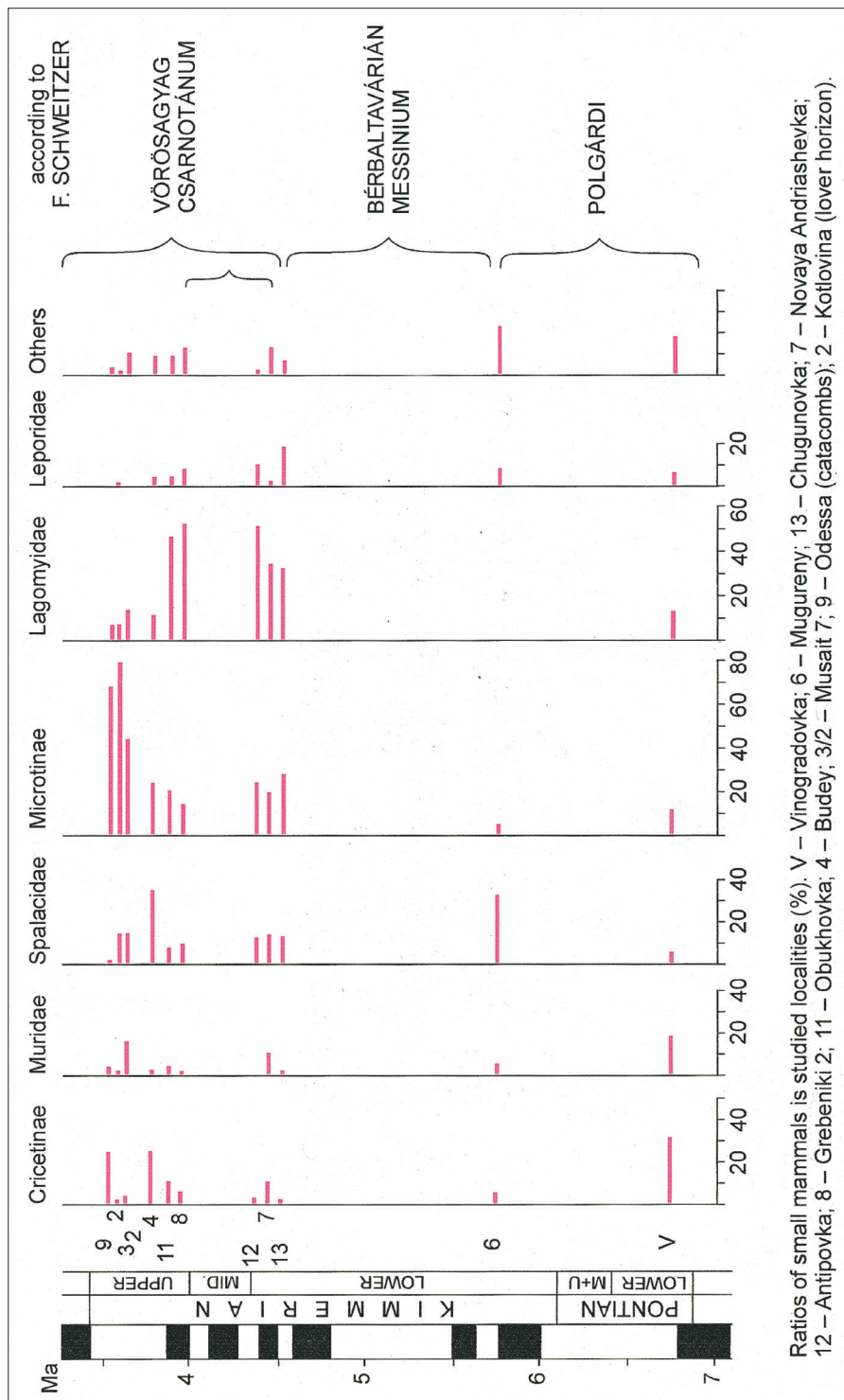
A fúrásszelvényben a felső-pannóniai (930–740 m) fajgazdag, meleg, lombos erdejének a klímája LŐRINCZ Hajnalka pollenvizsgálata alapján határozottan elkülönül a „levantei”-tól, amely erdőtlenségével és félsivatagi forró-száraz klímájával eseménystratigráfiai választóvonal. Ezt támasztja alá az egyházasdengelegi homokbányában Hír János által gyűjtött kismélységi leletgyűttes is, amely keresztretégett homokból került elő. Ezek közül igen fontos a sivatagi futóegér (*Gerbillinae*), amely Közép-Európa számos felső-miocén–legalsó-pleiocén lelőhelyeiről ismert, s mai leszármazottai az óvilág sivatagi, ill. félsivatagi tájainak lakói (7. ábra). A szerzők (Hír, J., MÉSZÁROS, L.GY. 1995) szerint jelentőségük abban is áll, hogy Magyarországon – mindeztáig – az egyetlen kismélységi leletgyűttes, amelyet a felső-miocén keresztretégett homokból gyűjtöttek.

Erre a faunamentes, ill. faunaszegény száraz-meleg klímára utalnak az Orosz-síkság és Nyugat-Szibéria (az é.sz. 40°–50°-a közötti terület) nagy kiterjedésű vidékei is (8. ábra) (PEVZNER, M.A. et al. 1996).

A Mugureny (5,8 millió év) és a Novaya Stanitsa (5,5 millió év) felső-miocén (pontusi) időszak leleteket leszámítva mintegy 7–6,5 millió évtől kezdve a Novaya Andriashevka (4,4 millió év ± 0,06 millió év), a középső-pleiocén Csarnótánium időszak leletek megjele-



7. ábra. Sivatagi futóegerek (*Epimeriones*) őrlőfogai egyházasdengelegi keresztretégett homokból (Hír, J., MÉSZÁROS, L.GY. 1995)



Ratios of small mammals is studied localities (%). V – Vinogradovka; 6 – Mugureny; 13 – Chugunovka; 7 – Novaya Andriashevka; 12 – Antipovka; 8 – Grebeniki 2; 11 – Obukhovka; 4 – Budey; 3/2 – Musait 7; 9 – Odessa (catacombs); 2 – Kotlovina (lower horizon).

8. ábra. Kisemlősök %-os aránya a vizsgált szelvényekben. További magyarázat az ábrán (PEVZNER, M.A. et al. 1996).

néség, tehát több, mint 2 millió éven át, feltehetően a Kárpát-medencebeli fizikai környezethez hasonlóan ezen a területen is félsivatagi sztyeepsíkság-formálódás ment végbe. Ez az ún. béraltavári szakasz Spanyolországtól a Távol-Keletig egy hatalmas klímaöv eltolódására utal, amelynek magyarázatát egyelőre nem ismerjük, csak sejtjük, de feltűnő, hogy az Antarktisznak a D-i-pólusra kerülését (32–33 millió év) követően 5–6 millió évenként jelentős globális klímaváltozások történtek, a klímaövek eltolódásával és feltehetően a jégkorszakok kialakulásának hatásaként. Ezt követte az erőteljes mállási és folyóvízi erózióval járó vörösagyag-képződési időszak kialakulása, és a szemiarid időszakban kialakult hegyláb felszínek feldarabolódása is.

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 krioglacisok kivételével – három szakaszban és három különböző időszakban képződhettek.

a) A *Sümegium* (7–7,5 millió év, MN 12 zóna), főként annak második fele a hegyláb felszín-képződés kezdete. A Budai-hegységben a Széchenyi-hegyen a 400–420 m (a Gerecsében 300–350 m) tszf.-i magasságú szint képződött már a meleg-szárazra váló éghajlati adottságok mellett. Ezt igazolja a típuslelőhely faunája (pl. az *Ophisaurus* vagy a *Gerbillinae*), amely határozottan meleg-száraz igényű.

b) A *Béraltavárium* (6,3–5 millió év, MN 13 zóna), a valódi, típusos hegyláb felszínek képződésének kora. Erdőtlen, száraz, bokros, olykor füves, majd nem félsivatagba hajló környezet. A hegyláb felszín-képződés a szemiarid 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

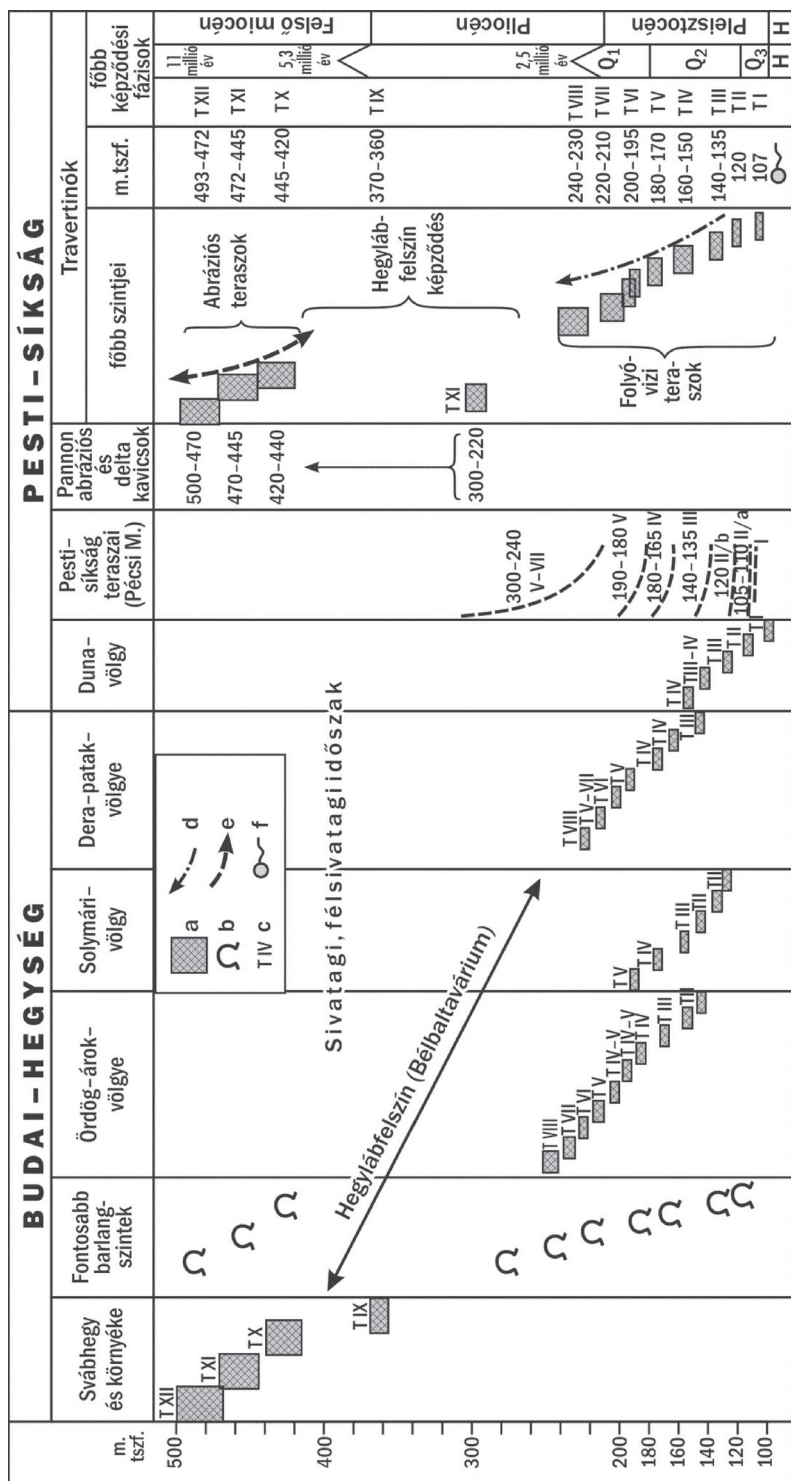
travertínösszletek hiánya is jelzi. Például a Budai-hegység K-i peremén 400–230 m tszf.-i magasság között képződtek a hegyláb felszínek szintjei, amit a karsztforrás működés újbóli megindulását (jelentős mennyiségű csapadék beszivárgás történt ui. a karsztrendszerbe) jelző travertínók, valamint barlangszintek (275 m a tszf.) osztanak ketté egy magasabb (400–270 m a tszf.), Béraltavárium korú és egy fiatalabb (270–230 m a tszf.), Villányium időszaki szintre (9. ábra).

c) A *Villányium* (3–1,8 millió év, MN 16–17 zóna) idején – a Béraltaváriumban képződött hegyláb felszínek lealacsonyodása mellett – nem tipikus hegyláb felszín képződése is folyt. Ebben az 1,2 millió évet kitöltő földtörténeti időszakban jelentős folyóvízi tevékenység nem volt a vízutánpótlás hiánya miatt. A szezonális csapadék hatására törmelékkúpok képződtek. Ferde lejtőjű felszínükbe vöröses talajokkal kitöltött deráziós völgyek mélyülnek és felszíneik teraszos hordalékkúpokban folytatódnak.

A száraz béraltaváriumi időszak befejeződése a beerdősülés és a meleg humidus mediterrán terra rossa képző időszak, a Ruscinium–Csarnótánium

A sivatagi kérgék korának tisztázására vonatkozóan a vörösagyag rétegek, vöröses agyagok, talajsintek és ezek geomorfológiai helyzete is támpontot nyújtanak. A vörösagyag, ill. a vörös színű agyagos képződmények helyzetéről, elterjedéséről, tulajdonságairól mind nemzetközi, mind hazai vonatkozásban nagyon sok nézet ismeretes (BÜDEL, J. 1950; KUBIËNA, W.L. 1958; STEFANOVITS P. 1959; BÁRDOSY, Gy. 1977; JÁMBOR Á. 1980; KRETZOI M. 1982; PÉCSI, M. 1985). Voltak, akik a vörösagyagok képződését a bauxitosodással hozták kapcsolatba, míg a legtöbben KUBIËNA, W.L. (1958) véleményét osztják, aki szerint a vörös színű agyagos talajokat két egymástól eltérő folyamat eredményeként értelmezhetjük:

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



5. ábra. A Kárpát-medence folyóhálózatának kialakulása és fejlődése a travertin sztratiográfia alapján (SCHWEITZER F. 1993-2013). - a = travertinószintek (SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. 1984 alapján); b = barlangok; c = a travertinóképződés fontosabb fázisai; d = völgyoldalakban megjelenő travertinóképződés; e = tektonikus emelkedések a Budai-hegység és a Pesti-síkság területén; f = jelenkori karszforrások fakadási szintje

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

A vörösgyag 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 ui. morfo-klímaazonális jellegű: a meleg szubhumidus, ligeterdős, enyhe lejtőjű, a már kialakult vagy felszabdaldó hegyláb felszíneken jellegzetes, ahol az agyagos mállás jelentős. Az *in situ* képződött vörösgyag bármilyen okból, a felületi lejtés erősödése következtében részben vagy egészben könnyen erodálódik, gyenge lejtőn egymásra halmozódik, ill. más üledékekkel közbeékelődik, kisebb üledékgyűjtőkben pedig vörösgyagos talajszediment sorozat képződhet. A vörösgyag tehát mint „korrelatív üledék” paleogeográfiai szempontból a „hegylábi felszín konzerválódásának klimaxa” jegyeként értelmezhető. Másrészt pedig a morfoklímaazonális vörösgyag geomorfológiai, ill. litosztratigráfiai helyzete sajátos földtörténeti-felszínfejlődési időszakaszt képvisel (PÉCSI, M. 1985). Ilyen tekintetben analóg formáció a löszsorozat is, amely periglaciális zónák erdőssztyep-sztyepes övezetének és bizonyos sivatagok sztyepes peremöveiben szemiarid viszonyok között képződött a pleisztocén hideg szakaszai folyamán.

A vörösgyag formáció a Kárpát-medencében, az Orosz-síkság D-i övezetében és Kínában is a legidősebb löszök, ill. lösszerű formációk – Wucseng löszök, vöröses talajok sorozata – fekéjében telepszik. Az idős löszökben gyakori a vöröses okker színű talajok közbetelepülése, típusos, de ezek egyike sem vörösgyag, bár kétségtelen, többnyire meleg-száraz, szubhumidus (eteziás) klímák sztyepes taljai (gesztenyebarna vagy cinamontalajok). Különösen jellemzők e talajok a Kínai-löszfennsík (pl. Baoji) és Közép-Azsia (Tádzsikisztán, Kasmanigar stb.) alsó-pleisztocén löszeiben, ahol a talajok – több, mint 20 esetben – szin-

te egymásra települnek, vagy csak kisebb löszrétegek közbeékelődésével települnek egymásra. Ez utóbbi vöröses talajok a vörösgyagoktól paleoökológiailag – az agyagos mállás alacsony foka miatt – lényegesen különböznek és helyenként vastagabb legalsó-pleisztocén (Villányium) löszkötegekkel váltakoznak. Fő képződési idejük 2,4–1,7 millió év közé esik (4. kép)

Ezzel szemben a típusos vörösgyagok 1–2 m vastag egységei például Kínában 30 m-t is meghaladó vastagságban települnek egymásra (5. kép). Képződési idejük 4,5–3 millió év közé esik. A vörösgyagok fekéje a Kárpát-medencében felső-miocén, alsó-pliocén formáció, vagy annál idősebb, főként mezozoos képződmény (6. kép). Típusos kifejlődésük a hazai feltárásokban több helyen tanulmányozható (Gödöllői-dombság: Bag, Hatvani téglagyár, Mogyoród, Gyöngyösvisonta: Rókus-hegy, Kulcs, Dunaföldvár, Csarnóta, Bátaszéki téglagyár stb.).

A hazai fúrásokban (Pécs-Postavölgy, Szekszárd, Udvari, Dunakömlőd, Duna-földvár, Dunaszekcső, Tass, Tengelic stb.) a típusos vörösgyag rétegek fekéje szintén felső-pannóniai (felső-miocén) formáció (bentonit közbetelepüléses), fedő üledéke pedig az idős löszök alatt települő, főként homokos-iszapos rétegek sorozata. Több szempontú és módszerű vizsgálataink szerint a hazai vörösgyagok litosztratigráfiailag a béraltavári homok, és a legidősebb löszök alatti tarkaagyag vagy vöröses talajok között helyezkednek el (BIDLÓ, G. 1974; PÉCSI, M. 1985; SCHWEITZER F., SZŐR GY. 1992; FEKETE, I. *et al.* 1997). Geomorfológiailag az idősebb hegylábi felszín kialakulását követően képződtek, egészen a pliocén végi-pleisztocén eleji (Villányium) fiatalabb hegyláb felszínének formálódásáig, amelyek korrelatív üledékében a lepusztuló vagy lepusztult vörösgyag maradványa vagy áthalmazott anyaga van jelen szemipedolitként.

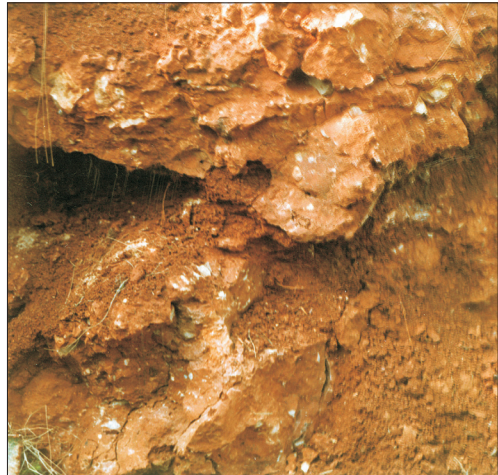
Ez a kor egybeesik a RÓNAI-féle dévaványai magfúrás szelvényanyagában 700 m és 1000 m között, 3 szelvényrészben elkülönített több vörösgyag egység korával. Képződési koruk a paleomágneses mérések szerint az



4. kép. 2,4–1,7 millió év között kialakult, legalsó-pleisztocén vöröses talajokkal osztott, dellét kitöltő idős löszkőtegek Beremendnél (Fotó: SCHWEITZER F.)



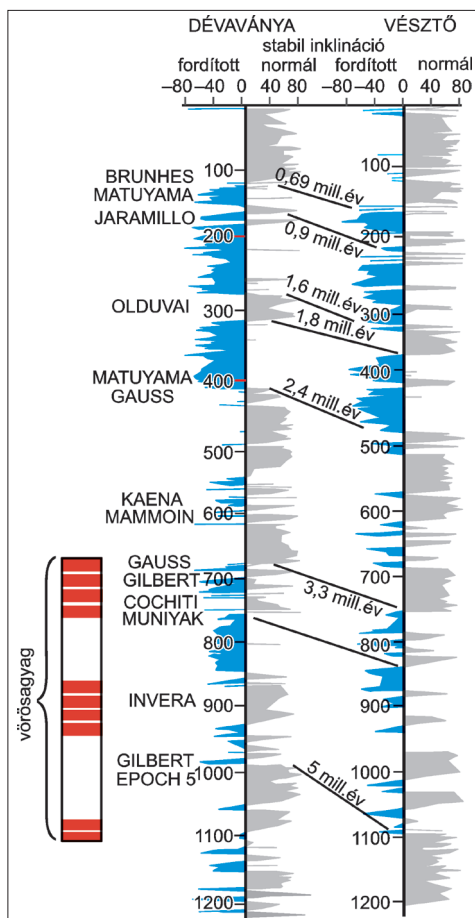
5. kép. Kínai (Duanjiapai) löszfeltárás fekéje. Gilbert korú típusos vörössagyagok a geomorfológiai viszonyoktól függően olykor 25–30 m vastagságban is települnek egymásra. (Fotó: SCHWEITZER F.)



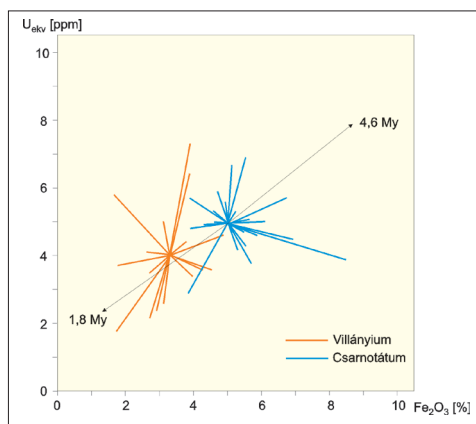
6. kép. A csarnótai típusos vörössagyag eredeti feltárása – a bányaművelés miatt megszűnt – Csarnótán. (Fotó: SCHWEITZER F.)

5. epoch és a Gauss-Gilbert határ közé esik (5,0–3,3 millió év), hasonlóan, mint a kínai löszösszletek alatti vörösgyagoké (10. ábra).

A meleg (szubtrópusi)-humidus klíma mállásterméke a kaolinit-halloysit, a mérsékelt meleg-humidus és szemiaridus klíma-változások eredménye az illit-montmorillonit és a változatos karbonát paragenézis. Szőőr e két eltérő típusú képződményt (a vörösgyag és a vörös agyag) több geokémiai paramé-



10. ábra. A dévaványai és vésztői mélyfúrások paleomágneses vizsgálatának összehasonlítása a vörösgyagok geomorfológiai helyzetének feltüntetésével. (RÓNAI, A. 1985 szerint)



11. ábra. A pliocén típusú vörösgyagok és az alsópleisztocén vörös talajok és üledékek elkülönítése az U-Th és a ferroxid-tartalom alapján (SZŐÖR Gy. 1993)

ter segítségével is elkülönítette (BERECZ, I. *et al.* 1983). Az urán és thórium összmenyisége (U ekv.) és a ferroxid (Fe_2O_3) arány változása jó példa erre (11. ábra).

Ennek a törvényszerűségnek a magyarázata összekapcsolható az ásványparagenézist alakító mállási-oldási folyamatokkal.

A MILANKOVIĆ, M. (1930) által a pleisztocén éghajlatváltozásokkal kapcsolatban kimutatott földpályaelem-változások ciklusai (23 000 év, 100 000 év, 400 000 év) feltehetően a pliocén folyamán is hatottak. Ezt látszik igazolni a Messinai sókrízis (6,4–5,3 millió év) során kialakult erős evaporit képződés, amelynek során például az Északi-Appennineken 10 evaporit-ciklus játszódott le.

IRODALOM

- BÁRDOSY Gy. 1977. *Karsztbauxitok*. Budapest, Akadémiai Kiadó.
- BERECZ, I., BOHÁTKA, S., LANGER, G., SZŐÖR, Gy. 1983. Quadruple mass-spectro-meter coupled to Derivatograph. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Physics* 47. 273–276.
- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., VAN COUVERING, J.A. 1985. The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy. In: SNELLIG, N.J. (ed.): *The chronology of the geological record*. Memoirs of the Geological Society of London, 10. Oxford, Blackwell, 211–260.
- BIDLÓ, G. 1975. Thermal investigation of different types of Hungarian red clays. In: Buzás, I. (ed.): *Proceedings of the 4. International Conference on Thermal Analysis*. Budapest, Akadémiai Kiadó, 599–600.
- BULLA B. 1947. Tönkfelszínek (Rumpfflächen). *Természettudomány: a Magyar Természet-tudományi Társulat közlönye* 2. 9. 270–277.
- BULLA B. 1954. A szilárd kéreg domborzata fejlődésének alapsajátságai és törvényei. *MTA Társadalmi-Történelmi Tudományok Osztályának Közleményei*. 4. 1–2. 123–135.
- BÜDEL, J. 1950. *Das System der klimatischen Morphologie: Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeitklima*. Landshut, Amt für Landeskunde. 36. Deutscher Geographentag; Verhandlungen des Deutschen Geographentages 27. 4.
- CVJIĆ, J. 1910. The evolution of lake Eordeal during the Diluvium age. *Glasnik srpske Kraljevske Akademije* 81. Belgrade. (in Serbian)
- CHOLNOKY J. 1918. *A Balaton hidrografiája*. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. 1. kötet. 2. rész. Budapest, Magyar Földrajzi Társaság Balaton Bizottsága.
- DANK V., JÁMBOR Á. 1987. *A magyarországi kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződmények általános földtani jellegei*. MÁFI Évkönyve 69. 9–18.
- FÁBIÁN Sz., KOVÁCS J., VARGA G. 2002. Újabb sivatagi fénymázás kérgék Magyarországról. *Földrajzi Értesítő* 51. 3–4. 407–412.
- FEKETE, I., STEFANOVITS, P., BIDLÓ, G. 1997. Comparative study of the mineral composition of red clays in Hungary. *Acta Agronomica Hungarica* 45. 4. 427–441.
- HARLAND, W.B., COX, A.V., LLEWELLYN, P.G., PICKTON, C.A.G., SMITH, A.G., WALTERS, R. 1982. *A geologic time-scale*. Cambridge, Cambridge University Press.
- HAO, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235. 1156–1167.
- HÍR, J., MÉSZÁROS, L.Gy. 1995. *Late Miocene Microvertebrata from Egyházasdengeleg*. Nógrád megyei Múzeumok Évkönyve 20. 167–200.
- HORUSITZKY, F. 1979. *Alsó miocén vitakérdések*. Budapest, Akadémia Kiadó.
- JÁMBOR Á. 1980. Szigethegységeink és környezetük pannóniai képződményeinek fácies típusai és ös-földrajzi jelentőségük. *Földtani Közlöny* 110. 3–4. 498–511.
- JÁMBOR, Á., BALÁZS, E., BALOGH, K., BÉRCZI, I., BÓNA, J., HORVÁTH, F., GAJDOS, I., GEIGER, J., HAJÓS, M., KORDOS, L., KORECZ, A., KORECZ-LAKY, I., KÖRPÁS-HÓDI, M., KÓVÁRY, J., MÉSZÁROS, L.Gy, NAGY, E., NÉMETH, G., NUSSZER, A., PAP, S., POGÁCSÁS, Gy., RÉVÉSZ, I., RUMPLER, J., SÜTŐ-SZÁNTAI, M., SZALAY, Á., SZENTGYÖRGYI, K., SZÉLES, M., VÖLGYI, L. 1987. *General characteristics of Pannonian s.l. deposits in Hungary*. MÁFI Évkönyve 70. 155–167.
- JUX, U. 1983. Zusammensetzung und Ursprung von Wüstengläsern aus der Großen Sandsee Ägyptens. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 134. 521–553.
- KAUTZKY, F. 1925. Das Miozän von Hemmoor und Basbeck-Osten. *Abhandl. Preuss. Geol. Landesamt* 97. 1–255.
- KORDOS, L. 1982. Éghajlatváltozás és környezet-fejlődés. Climatic change and Environmental Development. *MTA X. Osztály Közleményei* 14. 2–4. 209–222.
- KORDOS, L. 1991. *Csarnóta, pliocén őserinces lelőhelyek*. Pliocene Vertebrate localities, Csarnóta. Magyarország geológiai alapszelvei. Budapest, MÁFI.
- KORDOS L. 1992. *Magyarország harmad- és negyedidőszaki emlős faunájának fejlődése és biokronológiája*. Akadémiai doktori értekezés, Budapest.
- KORDOS, L. 1994. Revised biostratigraphy of the early man site at Vértesszőlős, Hungary. *Courier Forschungs-Institute Senckenberg* 171. 225–236.
- KORDOS L. 2005. Ásatások a baltavári őserinces lelőhelyen. In *Őserincesek állandó kiállítására Bérbaltaváron*. Szerk.: SZAKÁLY F., Szombathely, Bérbaltaváriak Szülőfalujukért Egyesület. 1–14.
- KORMOS T. 1911. A polgárdi pliocén csontlelet. *Földtani Közlöny* 41. 1–2. 48–64.
- KRETZOI M. 1941. Főka-maradványok az érdi szarmatából. *Földtani Közlöny* 71. 7–12. 274–279.
- KRETZOI, M. 1952. *Die Raubtiere der Hipparionfauna von Polgárdi*. A MÁFI Évkönyve 40. 3. 1–42.
- KRETZOI M. 1961. A diósi gerinces fauna és a miocén-pliocén határ kérdése. *Földtani Közlöny* 91. 2. 208–216.
- KRETZOI M. 1969. A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlata. *Földrajzi Közlemények* 93. 2. 179–204.
- KRETZOI M. 1982. *Fontosabb szőrványleletek a MÁFI gerinces-gyűjteményében (7. közlemény)*. A MÁFI Évi Jelentése az 1980. évről. 385–394.
- KRETZOI M. 1987. *A Kárpát-medence pannóniai (s. l.) terrisztrikus gerinces biokronológiája*. A MÁFI Évkönyve 69. 393–422.
- KRETZOI, M.–PÉCSI, M. 1979. Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian

- Basin. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 22. 1–4. 3–33.
- KUBIĚNA, W.L. 1958. The classification of soils. *Journal of Soil Science* 9. 1. 9–19.
- LÓCZY L. 1890. A geológiai megfigyelések leírása és eredményei. In: *Széchenyi Béla kelet-ázsiai útjának tudományos eredménye: 1877–1880*. 1. kötet. Budapest, Kilián. 309–736.
- LÓCZY L. 1913. *A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése*. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. 1. kötet. 1. rész. 2. szakasz. Budapest, Magyar Földrajzi Társaság Balaton Bizottsága.
- MILANKOVIĆ, M. 1930. *Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen*. In: KÖPPEN, W., GEIGER, R. (Hsg.): *Handbuch der Klimatologie. Band 1., Allgemeine Klimalehre*. Berlin, Gebrüder Borntraeger.
- NAGY K.A. 1928. *Zala-Sárvíz csatorna szögének földtani viszonyai*. A Földtani Szemle melléklete. Pannonhalma.
- PEVZNER, M.A., VANGENGEM, E.A., VISLOBOKOVA, I.A., SOTNIKOVA, M.V., TESAKOV, A.S. 1996. Ruscianin of the territory of the former Soviet Union. *Newsletter on Stratigraphy* 33. 2. 77–97.
- PÉCSI M. 1963. Hegylábi (pediment) felszínnek a magyarországi középhegységekben. *Földrajzi Közlemények* 11. 3. 195–212.
- PÉCSI M. 1980. A Pannóniai-medence morfogenetikája. *Földrajzi Értesítő*. 29. 1. 105–127.
- PÉCSI, M. 1985. The Neogene red clays of the Carpathian Basin. In: KRETZOI, M., PÉCSI, M. (eds.): *Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian basin: geological and geomorphological studies*. Studies in Geography in Hungary 19. Budapest, Akadémiai Kiadó, 89–98.
- PÉCSI M. 1986. A zalai meridiális völgyek, dombhátak kialakulásának magyarázata. *Földrajzi Közlemények* 117. 1–2. 3–11.
- PÉCSI, M., GEREI, L., SCHWEITZER, F., SCHEUER, GY., MÁRTON, P. 1987. Loess and paleosol sequences in Hungary reflecting cyclic climatic deterioration in the Late Cenozoic. In: PÉCSI, M. (ed.): *Pleistocene environment in Hungary*. Theory–Methodology–Practice 42. Budapest, Geographical Research Institute HAS, 39–56.
- PIA, J., SICKENBERG, O. 1934. *Katalog der in den Österreichischen Sammlungen befindlichen Säugetierreste des Jungtertiärs Österreichs und der Randgebiete*. *Denkschriften des Naturhistorischen Museums in Wien*. 4. 1–544.
- 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 neogen képződmények kronosztratigráfiai viszonyai szeizmikus és paleomágneses adatok összevetése alapján. *Magyar Geofizika* 30. 2–3. 41–62.
- RÓNAI, A. 1985. Limnic and terrestrial sedimentation and the N/Q boundary in the Pannonian Basin. In: KRETZOI, M., PÉCSI, M. (eds.): *Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian Basin: geological and geomorphological studies*. Studies in Geography in Hungary 19. Budapest, Akadémiai Kiadó, 21–49.
- SEMENENKO, V.N., PEVZNER, M.A. 1979. *The Upper Miocene-Pliocene correlation of the Black Sea and Caspian Sea based on biostratigraphic data*. Ser. Geol. 1. Moscow, Izv. Acad. USSR.
- SCHEUER GY., SCHWEITZER F. 1984. Budai- és Gerecse hegységi édesvízi mészkövek kőzetrepedezettségi jelenségei. *Építőanyag* 36. 121–129.
- SCHWEITZER F., SZŐÖR GY. 1992. Adatok a Magyar-medence száraz-meleg klímájához a mogyoródi „sivatagi kéreg” alapján. *Földrajzi Közlemények* 116. 3–4. 105–123.
- SCHWEITZER F. 1993. *Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán*. Akadémiai doktori értekezés. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet.
- SCHWEITZER, F. 1997. On late Miocene – early Pliocene desert climate in the Carpathian Basin. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband* 110. 37–43.
- SCHWEITZER, F. 2004. On the possibility of cyclic recurrence of ice ages during the Neogene. *Földrajzi Értesítő* 53. 1–2. 5–11.
- SCHWEITZER F. 2017. A víz és az élet lehetőségei Marson a geomorfológiai formák alapján. In: SCHWEITZER F.: *Geomorfológia, geokronológia, hidrogeográfia és Mars kutatás*. Tanulmánykötet, MTA CSFK, Budapest, 77–85.
- SIEBERT, R. 1935. *Paleontologie westeuropäischer Anthracotherien*. Wien, Akademie Anzeiger.
- SIMIONESCU, I. 1925. *Foci fosile din sarmatecul dela Chişinău*. Bucureşti: Cultura Naţionala. 14. Memoriile secţiunii istorice. Ser. 3. 3–4.
- STEFANOVITS P. 1959. Vörös agyagok előfordulása és tulajdonságai Magyarországon. *MTA Agrártudományi Osztályának Közleményei* 16. 2. 225–238.
- STEININGER, F.F. 1999. Chronostratigraphy, Geochronology and Biochronology of the Miocene „European Land Mammal Mega-Zones” (ELMMZ) and the Miocene „Mammal-Zones (MN-Zones)”. In: RÖSSNER, G.E., HEISIG, K. (eds.): *The Miocene Land Mammals of Europe*. München, Verlag dr. Friedrich Pfeil, 9–24.
- STEININGER, F.F., SENES, J., KLEEMANN, K., ROGL, F. 1985. *Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys: stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps*. Vienna, Institute of Paleontology.
- TAKTAKASHVILI, I. 1977. *On the Pliocene history of the molluscan faunas of the Paratethys*. Tbilisi, Mecinereba, 5–125.
- ZUBAKOV, V.A., BORZENKOVA, I.I. 1990. *Global paleoclimate of the Late Cenozoic. Developments in Paleontology and Stratigraphy*. No. 12. Amsterdam, Elsevier.

