



**TERRESZTRIKUS DOMBORZATFEJLŐDÉS
A VÉRTES ÉS A GERECSE
KÖRNYEZETÉBEN
A FELSŐ-MIOCÉNTŐL A HOLOCÉNIG**



MTA
Csillagászati és
Földtudományi
Kutatóközpont

FÖLDRAJZTUDOMÁNYI
INTÉZET



TERRESZTRIKUS DOMBORZATFEJLŐDÉS A VÉRTES ÉS A GERCSE KÖRNYEZETÉBEN A BÉRBALTAVÁRIUMTÓL A HOLOCÉNIG

*Tanulmánykötet a 2013. szeptember 27–28. között megrendezett Geomorfológiai
Terepkonferencia tiszteletére*

Magyar Tudományos Akadémia
Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont
Földrajztudományi Intézet

Magyar Tudományos Akadémia
Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont
Földrajztudományi Intézet

TERRESZTRIKUS DOMBORZATFEJLŐDÉS A VÉRTES ÉS A GERCSE KÖRNYEZETÉBEN A BÉRBALTAVÁRIUMTÓL A HOLOCÉNIG

*Tanulmánykötet a 2013. szeptember 27–28. között megrendezett
Geomorfológiai Terepkonferencia tiszteletére*

Szerkesztette: Kis Éva

Budapest, 2013

Szerkesztette: Kis Éva

Szerzők

Babák Krisztina, Balogh János, Bradák Balázs, Kis Éva, Kiss Ibolya,
Kopceskó Zsanett, Kovács István Péter, Markó András, Schweitzer Ferenc,
Szeberényi József, Varga György, Viczián István

Lektorálta: BOGNÁR ANDRÁS

Számítógépes szövegszerkesztés: LACZKÓ MARGIT

Borítóterv: KOVÁCS ANIKÓ

Címlapfotók: KIS ÉVA ÉS SCHWEITZER FERENC

Technikai munkatárs: POÓR ISTVÁN

Minden jog fenntartva, beleértve a sokszorosítás, a mű bővített, illetve rövidített változatainak kiadási jogát is. A kiadó írásbeli hozzájárulása nélkül sem a teljes mű, sem annak része semmilyen formában (fotókópia, mikrofilm vagy más adathordozó) nem sokszorosítható és nem publikálható.

Felelős kiadó: ÁBRAHÁM PÉTER főigazgató

Magyar Tudományos Akadémia
Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont

© MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, 2013

A kiadvány megjelenését támogatta:



ISBN 978-963-9545-39-7

TARTALOM

Bevezető.....	7
<i>Schweitzer Ferenc</i> : A Pannon-medence kiszáradása és elsivatagosodása: Messinai-sókrízis – Bérbaltavárium	9
<i>Kis Éva, Varga György, Szeberényi József</i> : A fiatal löszök és a löszképződés befejeződése a Kárpát-medence környezetében	35
<i>Schweitzer Ferenc</i> : A Pannon-medencebeli folyóhálózat kialakulása	49
<i>Viczián István</i> : Dunaalmás betlehemi feltárás kavicsrétegsora és édesvízi mészkő előfordulásai	73
<i>Varga György, Kis Éva</i> : A kora-pleisztocén löszképződés lehetősége a Kárpát-medencében – a legidősebb lösz- és löszszerű üledékek Dunaalmáson: villányium, késő-villafrankium	81
<i>Bradák Balázs, Kis Éva, Markó András</i> : Alsó- és középső-paleolitikus régészeti lelőhelyek ősföldrajzi viszonyai a Gerecse peremén – áttekintés Vértesszőlős, Tata és Tokod példáján	99
<i>Kis Éva, Balogh János</i> : A Gerecse felszínmozgásos területei.....	121
<i>Babák Krisztina, Balogh János, Kiss Ibolya, Kopecskó Zsanett, Kovács István Péter, Schweitzer Ferenc, Szeberényi József, Viczián István</i> : A karsztvíztárolók újbóli feltöltődése és a forrás- tevékenység újraindulása a Vértes és a Gerecse környezetében	139

Bevezetés

KIS ÉVA

Magyarország az Alpok, a Kárpátok és a Dinaridák által határolt Kárpát-medencében foglal helyet. A számos, lemeztektonika szemléletében született szerkezetföldtani, ősföldrajzi tanulmány eredményeként ma már tudjuk, hogy hazánk, a Kárpát-medence csak a középső-miocénre állt össze alapvetően két kéregszerkezeti egységből: az afrikai kőzetlemez eredetű ÉNy-i, és az európai eredetű DK-i szegmensből.

A Kárpát-medence fejlődéstörténete során változatos környezetek, 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 komplex őskörnyezet-rekonstrukciók kialakításánál fontos szerep jutott az eddigi kutatási eredmények (pl. biokronológiai-biosztratigráfiai, paleomágneses, abszolút kronológiai vizsgálatok) összegzésére, szintetizáló jellegű értelmezésére.

A jelenből induló, időben visszafelé haladó ősföldrajzi rekonstrukció az egyre távolabbi múltba visszafelé haladva egyre bizonytalanabb, mivel az egymást fölülíró földtörténeti események a rekonstrukció alapjául szolgáló adatok mind nagyobb részét semmisítik meg. A földtörténeti események jellegéből következően tehát sem a geomorfológiai, sem a földtani adatrendszer nem lehet teljes. Ezek alapján a geomorfológiai-földtani kutatásoknál mindig szükség van a hiányzó adatokat pótló, megalapozott gondolati elemekre, hipotézisekre, koherens geomorfológiai-földtani modellrendszerre.

E tanulmánykötet azokat a geomorfológiai eseményeket foglalja össze, amelyek a Pannon-medence belsejében történtek a késő-kainozoikum során. Összefoglalja a késő-neogénben és a negyedidőszak során végbement domborzatformálódási sajátosságokat, felszinformáló folyamatokat, újszerű értelmezést ad a kialakult formák geomorfológiájáról és koráról.

A földtani folyamatok elemzéséhez, földtörténeti események megértéséhez, geomorfológiai formákhoz kapcsolódó továbbképzés-gondolkodás-vita-terepi konzultáció az ősföldrajzi-környezetek törvényszerűségeinek megértését szolgálja, melyhez a támogatást nyújtó MOL-nak, Molnár Lajosnak, a polgárdi bánya igazgatójának és a csákvári kollegáknak ezúton mondanak köszönetet a felsőoktatási intézmények vezető kutatói, tehetséges hallgatói, doktoranduszai és fiatal tanárai.

Kis Éva

Magyarország az Alpok, a Kárpatok és a Dináriák által határolt területen foglalt helyet. A számos lemeztektonika szemléltetésében

A Kárpát-medence fejlődéstörténetét a földrajzi viszonyok közzévetik az

A komplex ökológiai nézetekről

E tanulmány kötet azokat a

széles körű a fennír-medence

A földrajzi nézetek

A Pannon-medence kiszáradása és elsvatagosodása: Messinai sókrízis – Bérbaltavárium

SCHWEITZER FERENC¹

E tanulmány azokat a geomorfológiai eseményeket foglalja össze, amelyek a 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.

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 több száz 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. 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 szigetegységei, medencéinek aljzata és üledékei a mai szerkezettani hegységeket alkotó földtani képződményekkel mutatnak rokonságot.

¹ MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földrajztudományi Intézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45. E-mail: schweitzer.ferenc@csfk.mta.hu

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-törédekből: 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 felszínekre települő üledékek esetében rendelkezésre álló, olykor kevés hazai adat sarkallt arra, hogy a hazai geomorfológiai felszíneket, ill. üledékek korát máshol jól ismert és feltárt, több esetben általam is vizsgált rétegtani adatokhoz igazítsam, vállalva a rétegtani azonosítás kockázatait is. Magyarország felszínfejlődés-történeti kutatásának maig is egyik legnagyobb adóssága a pliocén időszaki domborzat-formálódás 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 felső-pliocénnek (ekkor a miocén-pliocén határ a szarmata-pannon határ volt), később csak a pliocén emeletként emlegették (itt miocén-pliocén határként – 5,2 millió év – említjük).

A miocén-pliocén határ

A miocén középső harmadának a szarmata végén – a mediterrán beosztás szerint a torton szakasz alsó részén – az Érdén talált fóka fosszília (*Praepusa pannonica* – KRETZOI M. 1941) a dévényújfalui (*Miofoca vetusca* – PIA-SICKENBERG, 1934) vagy a Kisinyov környezetéből előkerült (*Pontophoco Simionescui* – SIMIONESCU, 1925) fókaleletek 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 Magyarországi mai területén.

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



1. ábra. A Paratethys feltehető kiterjedése (sötétkék szín) és a Pusa-csoport földrajzi elterjedése (PIA-SICKENBER, O. 1934, SIMIONESCU, I. 1925, KRETZOI M. 1941 fóka leleteti és adatai alapján szerkesztette: SCHWEITZER F. 2013). A praepusa lelőhelye Érd, a belső-ázsiai tavak (Kaszpi-tó, Aral-tó, Bajkál-tó, Oron-tó, Kuku-nór) pusa fajainak előfordulásait a piros foltok jelzik. A *pusa kispida* jelenkori tengeri elterjedését a fekete nyilak mutatják.

Magyarországon a felső-miocén, posztzarmata 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-me-

dencében a klasszikusnak számító alapfaunák (Rudabánya, Diósd, Sopron, Csákvár, Györszentmárton, Sümeg, Budapest-Szabadság-hegy, Polgárdi, Hatvan, Baltavár stb.) mellett nagyszámú szórványeletet tartalmaznak, amelyek biokronológiai értékelését korábban főként KRETZOI M. (1942, 1952, 1961, 1969, 1982, 1987), újabban KORDOS L. (1987, 1988, 1992) végezte el.

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.

Újabban az alsó- és felső-pannoniai rétegeket a felső-miocénhez sorolják és a miocén-pliocén határt 5,3 millió évben, az olaszországi messinai rétegek tetején, míg mások a felső-pannoniai határt a negyedidőszak határánál, 2,5 millió évben vonták meg. Hazánkban ennek megfelelő korú üledéknek a Bértavári 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.

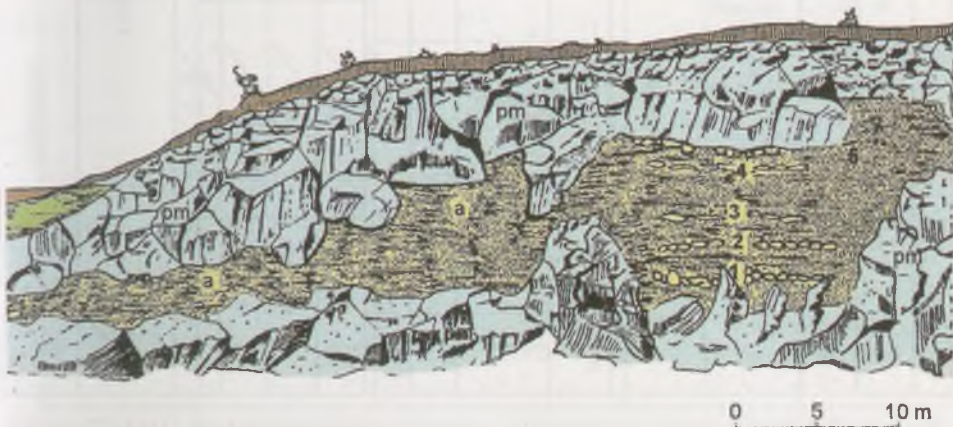
A pliocén alsó határának az újabb nemzetközi ajánlásoknak megfelelően a Messinien és a Zanclean közötti 5,3 millió évben meghúzott határt tekintem, ami a Mein-féle emlős beosztásban az MN 13 és az MN 14 zónák között húzódik. Ehhez a dátumhoz kapcsolódik a Paratethys maradványának tekinthető Pannon-beltenger, (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 evaporit képződés („messinai sókrízis”).

Az erős evaporit képződés oka egyelőre tisztázatlan. Egyesek szerint a Földközi-tenger ciklikus lefűződése az ok a lemeztektonikai mozgások következtében, ami a deszikkációhoz 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-antarktisi eljegesedés – egyelőre anonim jégkorszak 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, W.A. et al. 1985; HARLAND, W.B. et al. 1982), kiemelkedik a Gibraltári-földszoros és elkezdődik a „messinai sókrízis” (3. ábra).

A messinai sókrízis végét a Földközi-tenger és a Fekete-tenger szinte teljes kiszáradása jelzi. Alga sztromatolitikok 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.



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



3. ábra. A polgárdi késő-miocén ősgerinces csontlelőhely vázlatos szelvénye és kora
(KORMOS T. 1911, KORDOS L. 1991 alapján). 1–4 = csontos rétegek; 5 = rágszaló réteg; pm =
plaeozoos mészkő; pah = pannóniai agyag és homok; a = pliocén agyag; l = lösz

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

Hozzávetőleges kor (millió év)	Mediterrán biokronológia		Európai terresetikus 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	(Tabanum-Zancleum)	Barórium	Ruscium	14	22	11	23	MN 14	Duna		
6	N-17	NN-12	Messinium	Battavarium* (= Turonium stc.)	Bérbaltavarium*					MN 13			
7			Tortonium (s. str.)		Hatvanium*					MN 12		Dunántúli	
8		NN-11			Sümegium	6	13	21	10	22			
9	N-16				Csákavarium						MN 11		
10				Eppelbeinnum* (= Vallesium)	Rhenohassium*								
11	N-15	NN-10	Serravallium		Bodvanium*		12	20b	9	21b	MN 10		Premarionian
12	N-14	NN-9			Monacium*						21a	MN 9	
13	N-13	NN-8		(Oeningium)*		5	11	19b	8	20b	MN 8	(Mediterrán)	(Szarmácia)

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

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

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

KORMOS T. (1911), KRETZOI M. (1952) és KORDOS L. (1993) szerint a Pannon-tó záródását igazolja a Dunántúlnak legalábbis ezen a részén. KORDOS (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.

*A bemutatott faunaanyag KORMOS T. (1911), KRETZOI M. (1952) és KORDOS L. (1993) szerint

A *pliocén felső határát* a nemzetközi szakirodalom jelenleg 1,8 millió évre, az al-dunai 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 erőknek, míg mások a két folyamat együttes hatásának tulajdonították a geomorfológiai formák és felszín kialakulását. LÓCZY L. (1913) és CHOLNOKY J. (1918) deflációs elméletével, BULLA B. (1954) éghajlati-geomorfológiai koncepciójával, PÉCSI M. (1980) alternatív eróziós és akkumulációs felszínformálódási modelljével a mindenkori magyar geomorfológusok témaválasztását és kutatási szemléletét jelentősen formálta.

A beltengeri állapot – a Pannoniai-Pontuszi tengeri kapcsolat (Cvijič, J. 1910), majd a tóvá válás megszűnése, a szárazulattá válás és kiszáradás – amelyek az Északi-félteke markáns globális klímaváltozásaihoz kapcsolódik – 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 travertinók, a vörösgyagok és a vörös 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 szármatát is beleértve és az követően több száraz-meleg, illetve száraz-forró időszak alakult ki. Bár a HAQ, B.U. és munkatársai (1987) által publikált tengerszint-változási görbe alapján POGÁCSÁS Gy. és munkatársai (1989) a Békési-medencében kimutattak egy üledékképződési hiátust 10,5–11,0 millió év körül; hegységeinkben, ill. hegységelőtereinkben

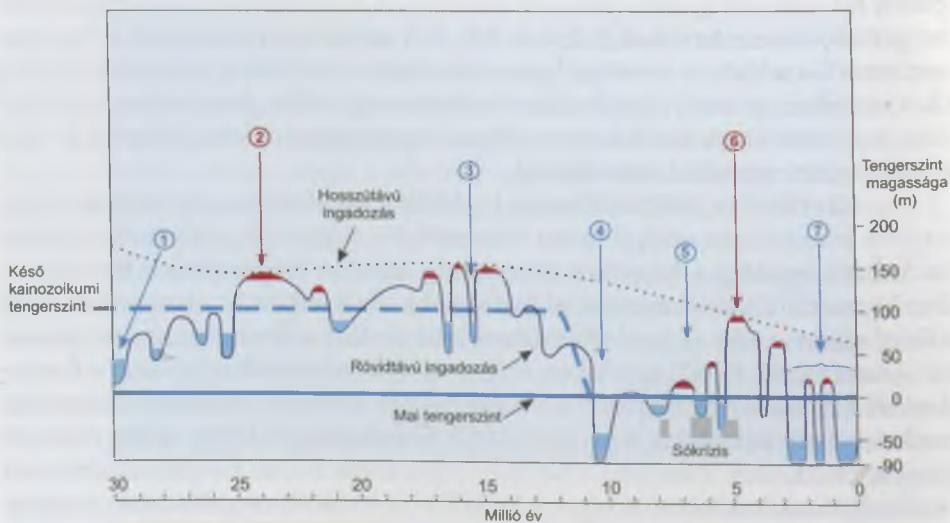
ennek nyomát eddig nem ismerjük (4. ábra). A 4–12 millió év közötti globális tengerszint-minimumokat (5,2; 6,3; 7,8; 10,4 millió év) összevetve a Pannon-medence É-i selfjén azonosított hiátusokkal (4,6–5,4; 5,7–6,8; 7,6–7,9 millió év), ill. a synrift és postrift üledékeket elválasztó regionális diszkordancia felület által reprezentált (helyről-helyre változó hosszúságú) hiátus korával (= 10,5 millió év), szembetűnő a korreláció.

KRETZOI M. (1983) és KORDOS L. (1992) vizsgálatai alapján kitűnik, hogy nagyon jelentős szárazföldi fauna kicserélődés alakult ki a szarmata-pannon határon, mégpedig a *Hipparion* nemzetség hirtelen beáramlása a Beringi-hídon keresztül Észak-Amerikából Euráziába. Ez esetben is – hasonlóan mint a Burdigalian során az Anchitheriumok beáramlása a Bering-szoroson keresztül – KRETZOI M. (1987) szerint ez volt az első kontinentális érintkezés Észak-Amerika és Eurázsia között – a világtengerek erőteljes vízszintcsökkenései eredményezhették (HAQ, B.U. et al. 1987; SCHWEITZER F. 1994). A nagyarányú vízszintcsökkenés, valamint a belföldi jégtakarók D-i és É-i pólusokon való kialakulásának hatására a tengeri és a légköri áramlások megváltoztak, s emiatt globális környezeti változások, jégkorszakok alakulhattak ki a kárpát-bádeni (IV. sz. jégkorszak), a szarmata (III. sz. jégkorszak), a messiniumi (II. sz. jégkorszak) és a pleisztocén (1,02 millió év) 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 beszáradása.

b) A második meleg-száraz időszak a Bértaltavárium (a mediterrán térségben 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 (5. ábra). A Pannon-tó sekélyebb részében, 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 homokfelületek, ill. a sivatagi kérgek.

c) A harmadik fontosabb száraz-meleg klímaszakasz a Villányium. Alacsonyabb, gyengén fejlett hegyláb felszínek, hegyláb lépcsők, hordalékkúpok (pl. Kislángi ösztlet tevével és struccal), feltehetően a legidősebb ún. „meleg-időszaki löszök” – Pécs-Postavölgy, az Olduvai paleomágnese eseményekhez tartozó Dunaalmás (Kislángium), Szekszárd stb. – és a szárazság repedéseket kitöltő mészes-mészgumós vöröses talajok (pl. Dunaalmás, Beremend, Szekszárd, Villány) tartoznak ide. Kora 3–1,8 millió év (MN 16–17 zóna) (6. ábra).



Késő	Alsó	Középső	Felső		
Oligocén	M i o c é n			Pliocén	Pleiszt.

Jelkulcs

- Antarktisz eljegesedéséhez köthető jégkorszakok és a jégképződéshez kapcsolódó vízszintcsökkenések
- A jégkorszakokat követő, világtengereket is érintő felmelegedések és vízszintemelkedések

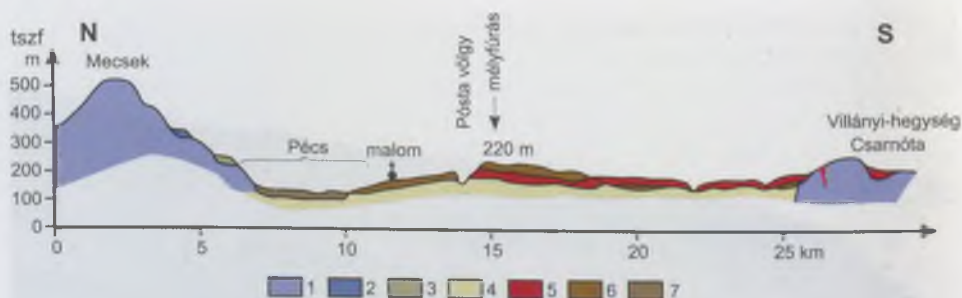
4. ábra. A jégkorszakok lehetősége a késő-kainozoikumban (SCHWEITZER F. 2004. szerint, az eusztatikus tengerszint ingadozások HAQ B. U. et al. 1987. után). 1 = Az Antarktisz a déli pólusra kerül, az Antarktisz belföldi eljegesedése megkezdődik (32-30 millió év); 2 = HAQ, B. U. et al. (1987) szerint az átlaghőmérséklet 3-6 °C-kal emelkedik; 3 = Kárpát-bádeni szakaszban (17,2 millió év, STEINIGER, F. F. 1999. alapján) nagyobb mértékű kontinentálizálódás. A világtengerek szintjének újabb nagy arányú csökkenése és az Antarktisz újabb eljegesedésének lehetősége. Eurázsia – Észak-Amerika kontinentális kapcsolatának hatására Alaszka felől bevándorolnak az Anchitheriumok (ormányosok), majd később a Paratethys visszahúzódásának hatására Afrikából például a Miomastodon-Zigolophodon ormányosai; 4 = Az Antarktisz szarmata időszaki eljegesedésének újabb lehetősége, a világtengerek vízszint-csökkenésének hatására Hipparion-invázió Észak-Amerikából a Bering-szoroson keresztül (Hipparion dátum); 5 = Miocén-pliocén határ. Limno-brakk (Congeria) – édesvízi (Unio) üledékképződés váltása. A Pannon tó feltöltődése és kiszáradása. 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 (ruscinium-csarnótánium), a grönlandi és az antarktisi jég elolvad. A parti vizek hőmérséklete 8-10 °C-ot emelkedik, világtengerek szintje a mainál 80-100 méterrel magasabb volt; 7 = Pleisztocén eljegesedés, a világtengerek újabb vízszintcsökkenése, Észak-Amerika-Eurázsia közötti újabb szárazföldi kapcsolat (2,5 – 0,01 millió év). Belföldi jégtakarók kialakulása, Equus dátum.



5. ábra. Eredeti felszíneket jelölő meszes kérgekkel lefedett ún. pudingos kesztrétegzett homokköves homok (fosszilis dűnemaradványok a Gödöllői domszágon). Fotó: Schweitzer F.

Geomorfológiai formákkal, üledékföldtani adatokkal megkíséreltem értelmezni és igazolni a 100 évvel ezelőtt felmerült, s azóta sokat vitatott tudományos kérdést, a félsivatagi és a sztyeplátság-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 L. pannóniai-pontusi sivatagi fázisának korlátozott érvényességét (Lóczy L. 1890, 1913; CHOLNOKY J. 1918) többen elismerték ugyan, de csak a pleisztocénben, ám itt sem kizárólagos hatással tartották érvényesnek.

A magyar geomorfológiai szemléletet alapvetően meghatározta tudományos elképzelése, miszerint jórészt az egész harmadidőszak, ill. a pliocén folyamán (az 1940-es és 60-as évek között a pliocén-negyedkor határát 600 000–1 000 000 év között húzták meg) meleg-nedves trópusi, szubtrópusi éghajlat uralkodott, amely alatt a trópusi mállás dominált, és ez nyújtott lehetőséget a tönkfelszín kialakulása és a típusos vörösgyagok képződésére. Miután BULLA B. (1947, 1954) egyértelműen kizárta a pannon-pontusi emelet végi deflációs sivatagi, félsivatagi klímaszakasz létezését, a tudományos problémával később – Pécsi M.-t kivéve (1963) – alig foglalkoztak.



6. ábra. A pécsi postavölgyi fúrás geomorfológiai és geológiai helyzete a Mecsek és Villányi-hegység között (Pécsi M. et al. 1987 alapján)

a) A száraz-félig száraz területeken igen jellegzetesek a különböző geomorfológiai szinteken kialakult, eltérő anyagú, 2–5 cm vastagságú kérgék, evaporitok. Ilyeneket az utóbbi 20 évben a Kárpát-medencében is több helyről (pl. Mogyoródról, Banáról, Bábólnáról) gyűjtöttem (7. ábra). Az utóbbi években FÁBIÁN Szabolcs, KOVÁCS János Péter és VARGA Gábor gyűjtött csodálatos anyagot a késő-miocénben a polgárdi és a bérbaltavári emlősfaua alapján datálva (KRETZOI M. 1952, 1987; KORDOS L. 1982) először szárazulattá vált Dunántúl számos részéről, 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. Á. et al. 2002).

A szemiarid időszakban kialakult geomorfológiai felszíneken nagy vastagságú homokösszletek, delta- és hordalékkúp felszínekbe 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 bizonyítékeként elfogadott és ismert sivatagi mázas kavicsok képződtek. Ezek a kavicsok csak szemiarid-arid területeken, a sivatagokban található meg. Az ország területéről, ill. a Kárpát-medence és tágabb környezetéről 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.).

A Kárpát-medencében található több cm^2 -es vörös karcos, vörösesbarna, a szél által kipolírozott fényes-mázas (sivatagi lakk) felületű konkréció-képződmények nem csak makroszkópos ismérvek (szín, alak, felület) alapján hasonlítanak az arid (szemiarid) 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-kémiai összetétel és szöveti felépítés tekintetében is. A kapcsolt-szimultán termogáz-elemző módszerrel (BERECZ, I. et al. 1983) elvégzett összehasonlító értékelés is bizonyítja, hogy



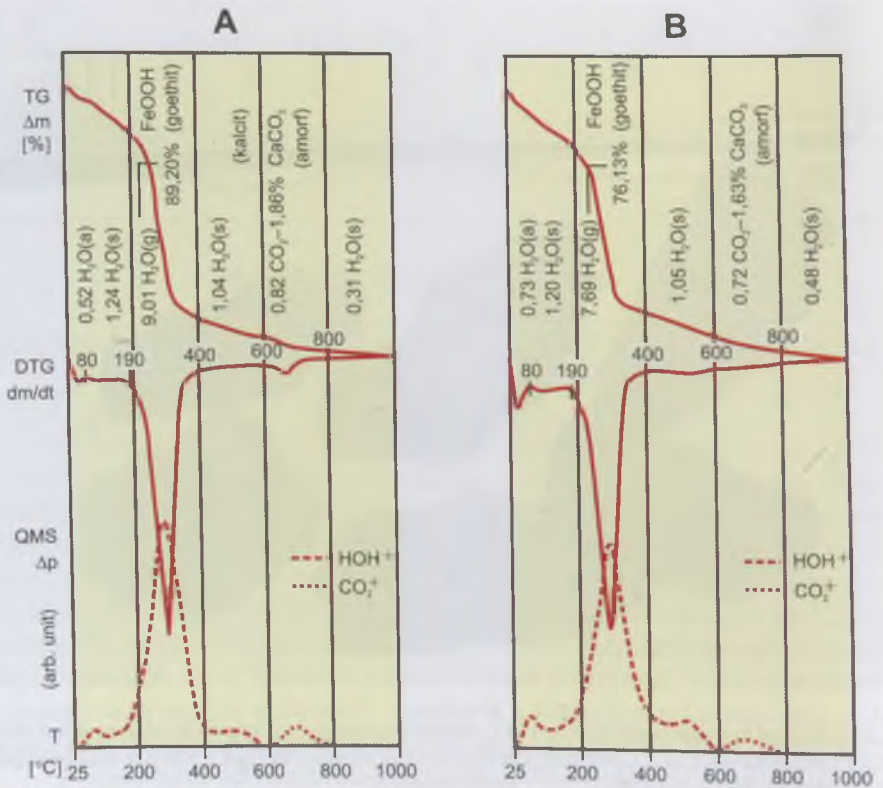
7. ábra. Amorf kovaanyagból ($\text{SiO}_2, \text{H}_2\text{O}$), jelentős mennyiségű kriptokristályos goethitből (FeO OH) és kevés CaCO_3 -ból felépült fénymázás sivatagi kéreg a Kárpát-medencéből.

Fotó: VARGA G.

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 (FeO OH) és kevés CaCO_3 -ból épül fel (8. ábra).

A polarizációs mikroszkóppal, továbbá elektronmikroszkóphoz csatkozott röntgenanalizátorral elvégzett összehasonlító elemzések is a két eltérő helyről származó minta genetikai hasonlóságát, azonosságát támasztják alá.

A belső sivatagokban található vasas, mangános, kovás mázak, kéreg többnyire egykori időszakos tavak, deflációs mélyedések – oázisok – üledékeinek beszáradási folyamatai révén keletkeznek. Jellemző 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 kéregket és ilyen kéreggel bevont ventifaktokat figyelt meg a Spirit, pl. a Marson. További fontos megállapítás (Jux, U. 1983), hogy a felszálló alkalikus pórúsvízű homokösszletre települt agyagos-homokos képződményekben válnak ki és környezetükben meszes-dolomitos, gipszes képződmények találhatóak. A szilíciumos sivatagi



8. ábra. Deltaösszetlet fedő vastag homokösszetletben talált magyarországi (A) és az algériai (B) karbonátos-vasas-kovás kongréciók termoanalízise (BERECZ I. et al. 1983)

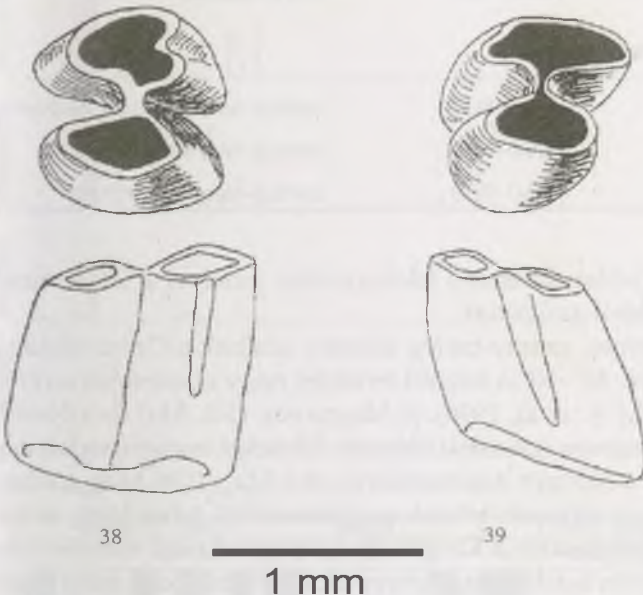
kérgek <130 mm/év csapadékú, 16–24 °C évi középhőmérsékletű területekre jellemzők.

A magyarországi kiválásokról ezért feltételezem, hogy egy hasonló beszáradási folyamat produktumai. Az algériai mintával mutatott hasonlóságuk és a környezetükben tapasztalható indikációk (bórfeldúsulás a magyarországi fluviola-lusztrikus rétegsor és fekvő homok határán, báriumtartalmú fekete mangánbevonatos kavicsok, a sivatagi származásra annyira jellemző sivatagi fénymázás /lakk/ szilíciumos kérgek és kavicsok, gyökérmaradvány pszeudomorfózák a homokösszetletben) alátámasztják feltételezésemet.

b) A geomorfológiai formák (pl. hegyláb felszínek, törmelék- és hordalékúpusok), „sivatagi” fénymázás kavicsok, „sivatagi” kérgek, részben bazalt tanúhegyeink deflációs kialakulása stb. jelenlétét együttesen értékelve a gerinces szukcesszió változásával, a „sókriszis” területünkre vonatkozó hatását tekintve LÓCZY L. (1913), CHOLNOKY J. (1918), KRETZOI M. (1969), és PÉCSI M.

(1986) adataira alapozva nagy valószínűséggel tételezem fel a „Messinium” és a „Bérbaltavarium” 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. 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 időszekra vonatkozó adatokat a 950 m mélységű Jászládány 1. sz. fúrászelvényben is találunk, 432–720 m közötti mélységben (RÓNAI A. 1985) (3. táblázat). A fúrászelvényben a felső-pannóniai (930–740 m) fajgazdag, meleg, lombos erdejének a klímája LŐRINCZ Hajnalka pollenvizsgálata alapján határozottan elkülönül a „levantei”-től, amely erdőtlen-ségével és félsivatagi forró-száraz klímájával esemény-sztratigráfiai választóvonal. Ezt támasztja alá az egyházasdengelegi homokbányában HÍR J. (1995) által gyűjtött kismélységi leletgyűjtés is, amely kereszttrétegzett homokból került elő. Ezek közül igen fontos a sivatagi futóegér (*Gerbillinae*), amely Közép-Európa számos felső-miocén–legalsó-pleiocén lelőhelyeiről ismert, s mai leszármazottak az óvilág sivatagi, ill. félsivatagi tájainak lakói (9. ábra). A szerzők (HÍR J.–MÉSZÁROS, L. Gy. 1995) szerint jelentőségük abban is áll, hogy Magyarországon



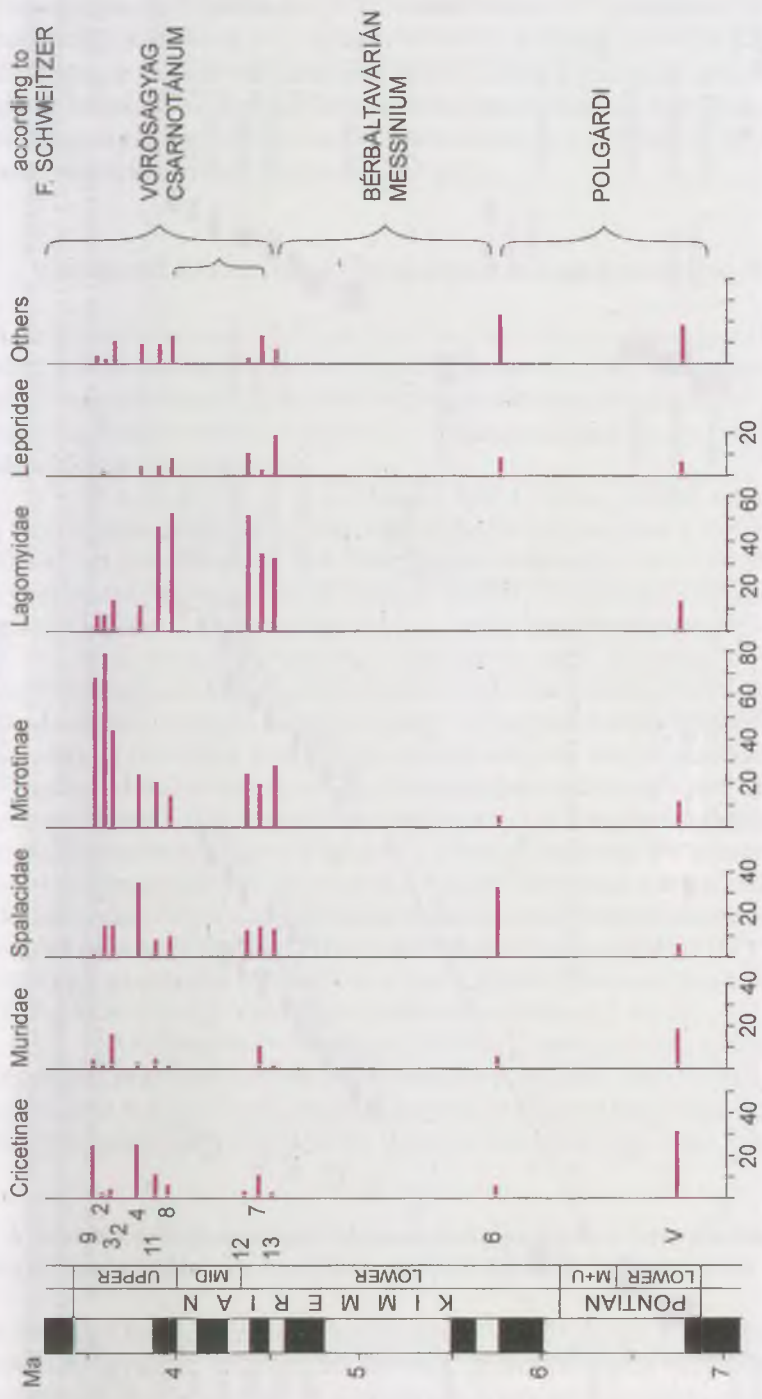
9. ábra. *Epimeriones* (sivatagi futóegerek) örlőfogak egyházasdengelegi kereszttrétegzett homokból (HÍR J.–MÉSZÁROS L. Gy. 1995)

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

Kor	Minták mélysége (m)	Éghajlati jelleg
Holocén		Mérsékelt-száraz
Q ₄	0-6	
↓	↓	↓
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-mérsékeltlen 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 _{1,2}	432-550	meleg-száraz
Levantei alsó tagja		
Pl ₃₋₁	550-740	forró-száraz
Felsőpannóniai utolsó szakasz		
Pl ₂₋₃	740-800	meleg-mérsékeltlen nedves
	800-860	meleg-száraz
Pl ₂₋₂	860-930	meleg-nagyon nedves
Pl ₂₋₁		

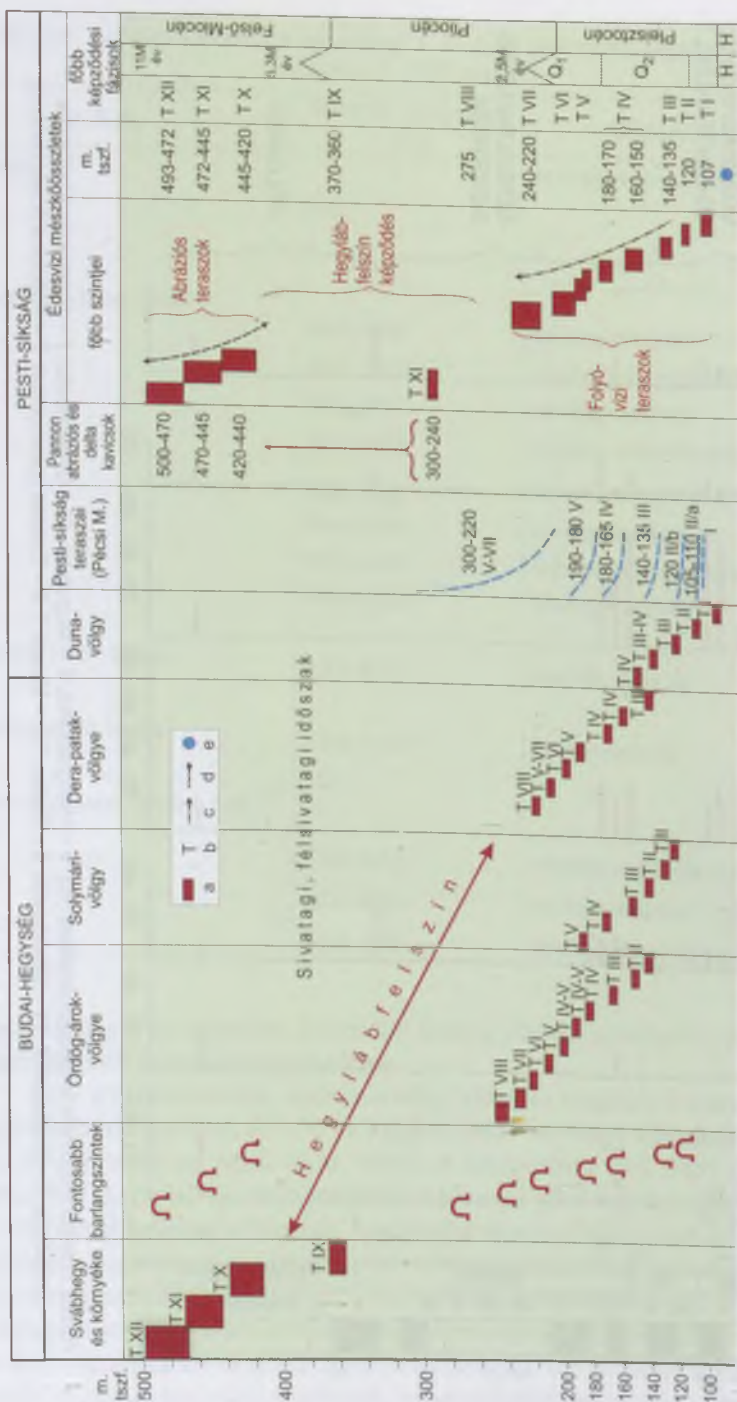
– mindezidáig – az egyetlen kisméretű leletegyüttes, amelyet a felső-miocén keresztretezett homokból gyűjtöttek.

Erre a faunamentes, száraz-meleg klímára utalnak a Orosz-síkság és Nyugat-Szibéria (az é.sz. 40°-50°-a közötti területe) nagy kiterjedésű területei is (10. ábra) (PEVZNER, M.A. et al. 1996). A Mugureny (5.8. Ma) és a Novaya Stanitsa (5.5 Ma) felső-miocén (pontusi) időszak leleteket leszámítva mintegy 7-6,5 Ma évtől kezdve a Novaya Andriashevka (4,4 Ma ± 0,06 Ma), a középső- pliocén csamótánium időszak leletek megjelenéséig, tehát több, mint 2 millió éven keresztül, feltehetően a Kárpát-medencebeli fizikai környezethez hasonlóan ezen a területen is félsivatagi sztyepp-síkság-formálódás ment végbe. Ez az ún. bérbaltavári szakasz Spanyolországtól Távol-Keletig egy hatalmas klímaöv eltolódására utal, amelynek magyarázatát egyenlőre nem ismerjük,



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

10. ábra. Kisemlősők aránya a vizsgált szelvényekben (%). További magyarázat az ábrán (PEVZNER, M.A.–VANGENGEL, E.A. et al. 1996)



II. ábra. A Kárpát-medence-beli folyóhálózat kialakulása és fejlődése a travertin sztratigrafia alapján (SCHWEITZER F. 1993-2013).
 a = Édesvízi mészkőszintek (SCHUER Gy.-SCHWEITZER F. 1984); b = Édesvízi mészkőképződés fontosabb fázisai; c = völgyoldalakban megjelenő édesvízi mészkővek képződése; d = A János-hegy és a Sváb-hegy tektonikus kiemelkedése; e = jelenkori karsztforrások fakadási szintje

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 *Bérbaltavárium* (6,3–5 millió év, MN 13 zóna), a valódi, típusos hegyláb felszínek képződésének kora. Erdőtlen, száraz, bokros, olykor füves, majdnem 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 édesvízi mészköösszletek hiánya is jelzi. Pl. 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 beszívargás történt ui. a karsztrendszerbe) jelző édesvízi mészkőszint (275 m a tszf.) oszt ketté egy magasabb (400–270 m a tszf.), Bérbaltavárium korú és egy fiatalabb (270–230 m a tszf.), Villányium időszaki szintre (11. ábra).

c) A *Villányium* (3–2 millió év, MN 16–17 zóna) idején – a Bérbaltaváriumban képződött hegyláb felszínek lealacsonyodása mellett – nem tipikus hegyláb felszín képződése is folyt. Ferde lejtőjű felszínükbe vörös talajokkal kitöltött deráziosi völgyek mélyülnek és felszíneik teraszos hordalékkúpokban folytatódnak.

A száraz bérbaltaváriumi 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, vörös agyagok, talajszintek és ezek geomorfológiai helyzete is támpontot nyújtanak. A vörösagyag, ill. a vörös színű agyagok képződmények helyzetéről,

elterjedéséről, tulajdonságairól mind nemzetközi, mind hazai vonatkozásban nagyon sok nézet ismeretes (BÜDEL, J. 1950; KUBIĚNA, W. L. 1958; ill. STEFANOVITS P. 1959; PÉCSI M. 1985; JÁMBOR Á. 1980, KRETZOI M. 1982). Voltak, akik a vörösayagok képződését a bauxitosodással hozták kapcsolatba, míg a legtöbben KUBIĚNA, W.L. (1958) véleményét osztják, aki 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 ui. morfo-klimazonális jellegű: a meleg szubhumidus, ligeterdős, enyhe lejtőjű, a már kialakult vagy felszabdalódó hegyláb felszíneken jellegzetes, 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, illetve más üledékkel közbeékelődik, kisebb üledékgyűtőkben pedig vörösayagos talajszediment sorozat képződhet. A vörösayag tehát mint „korrelatív üledék” paleogeográfiai szempontból a „hegylábi felszín konzerválódásának klimaxa” jegyeként értelmezhető. Másrészt pedig a morfo-klimazonális vörösayag geomorfológiai, ill. litosztatigráfiai helyzete sajátos földtörténeti-felszínfejlődési időszakaszt képvisel. 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 vörösayag formáció a Kárpát-medencében, az Orosz-síkság D-i övezetében és Kínában is a legidősebb löszök, ill. lösz-szerű formációk – Wucseng löszök, vörös talajok sorozata – fekéjében telepszik. Az idős löszökben gyakori a vörös okker színű talajok közbetelepülése, típusos, de ezek egyike sem vörösayag, bár kétségtelen, többnyire meleg-száraz, szubhumidus (eteziás) klímák sztyepes talajai (gesztenyebama 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 – szinte egymásra települve, vagy csak kisebb löszrétegek közbeékelődésével települnek egymásra. Ez utóbbi vörös talajok a vörösayagoktól 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. Ezzel szemben a típusos vörösayagok 1–2 m vastag egységei pl. Kínában 30 m-t is meghaladó vastagságban települnek egymásra (12. ábra). Képződési idejük 5–2,4 millió év



12. ábra. Gilbert korú típusos vörösayagok a geomorfológiai viszonyoktól függően olykor 25–30 m. vastagságban is települnek egymásra. Duanjiapai (Kína) löszfeltárás fekvője.

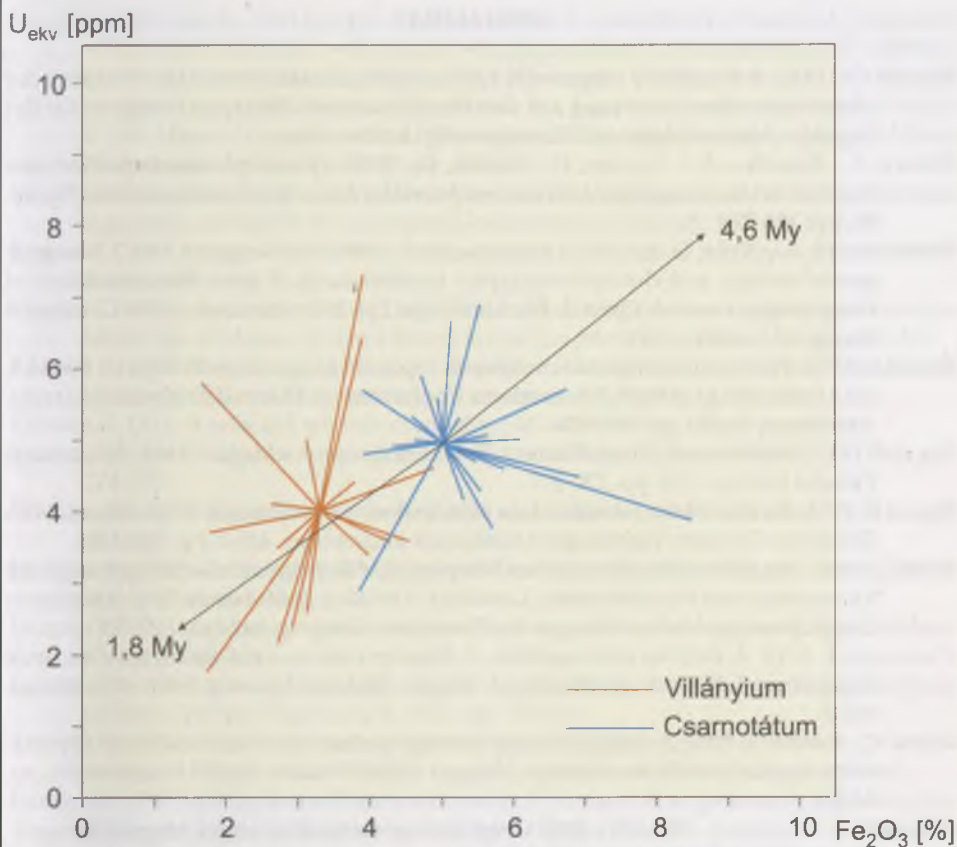
Fotó: SCHWEITZER F.

pliocén végi–pleisztocén eleji (Villányium) fiatalabb hegyláb felszínek formálódásáig, amelyek korrelatív üledékében a lepusztuló vagy lepusztult vörösayag maradványa vagy áthalmozott anyaga van jelen szemipedolitiként.

Ez a kor egybeesik a Rónai-féle dévaványai magfúrás szelvényanyagában 700 és 1000 m között, 3 szelvényrészben elkülönített, több vörösayag egység korával (12. 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 lösz-összletek alatti vörösayagoké (13. ábra).

közé esik. A vörösayagok fekéje a Kárpát-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, Udvari, Dunakömlőd, Dunaföldvár, Dunaszekcső, Tass, Tengelic stb.) a típusos vörösayag rétegek fekéje szintén felsőpannóniai (felsőmiocén) formáció (bentonit közbetelepüléses), fedő üledéke pedig az idős löszök alatt települő, főként homokos-iszapos rétegek sorozata. Több szempontú és módszerű vizsgálataink szerint a hazai vörösayagok litosztratigráfiaiilag a Bérbaltavári homok, a Gyöngyösvisontai bentonit képződését követő és a legidősebb löszök alatti tarkaagyag vagy vöröses talajok) között helyezkedik el (BIDLÓ G. 1974; PÉCSI M. 1985; SCHWEITZER F.–SZŐÖR Gy. 1992; FEKETE I. et al. 1997). Geomorfológiaiilag az idősebb hegyláb felszínek kialakulását követően képződtek, egészen a



14. ábra. A pliocén típusos vörösayagok és az alsópleisztocén fosszilis talajok és üledékek elkülönítése az U-Th és a ferroxid-tartalom alapján (Szőőr Gy. 1993)

A meleg (szubtrópusi)-humidus klíma mállásterméke a kaolinit-halloy-sit, a mérsékelt meleg-humidus és szemiaridus klímaváltozások eredménye az illit-montmorillonit és a változatos karbonát paragenézis. Szőőr Gy. e két eltérő típusú képződményt (a vörösayag és a vörös agyag) több geokémiai paraméter segítségével is elkülönítette (BERECZ, I. et al. 1983). Az urán és thoriium összmenyisége (U ekv.) és a ferroxid (Fe_2O_3) arány változása jó példa erre (14. 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 ka, 100 ka, 400 ka) feltehetően a plio-miocén folyamán is hatottak.

- BACSAK Gy. 1942. A skandináv eljegesedés hatása a periglaciális övön = Die Wirkung der skandinawischen Vereisung auf der Periglazialzone. Budapest, Magyar Királyi Országos Meteorológiai és Földmágnassági Intézet. 86 p.
- BERECZ, I. – BOHÁTKA, S. – LANGER, G. – SZÖÖR, Gy. 1983. Quadruple mass-spectrometer coupled to Derivatograph. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Physics*. 47. pp. 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*. Oxford, Blackwell. pp. 211-260. (Memoirs of the Geological Society of London ; 10.)
- 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. pp. 599-600.
- BULLA B. 1947. Tönkfelszínek (Rumpfflächen). *Természettudomány : a Magyar Természettudományi Társulat közlönye*. 2/9. pp. 270-277.
- BULLA B. 1954. A szilárd kéreg domborzata fejlődésének alapsajátságai és törvényei. *MTA Társadalmi-Történeti Tudományok Osztályának Közleményei*. 4/1-2. pp. 123-135.
- BÜDEL, J. 1950. Das System der klimatischen Morphologie: Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeitklima. Landshut, Amt für Landeskunde. 36 p. (Deutscher Geographentag: Verhandlungen des Deutschen Geographentages ; 27/4.)
- CHOLNOKY J. 1918. A Balaton hidrografiája. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. 1. kötet. 2. rész. Budapest, Magyar Földrajzi Társaság Balaton Bizottsága. 316 p.
- DANK V. – JÁMBOR Á. 1987. A magyarországi kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződmények általános földtani jellegei. *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*. 69. pp. 9-18.
- FÁBIÁN Sz. Á. – KOVÁCS J. – VARGA G. 2002. Újabb sivatagi fénymázás kérgék Magyarországról. *Földrajzi Értesítő*. 51/3-4. pp. 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. pp. 427-441.
- GRIFFIN, D. L. 1999: The Late Miocene climate of northeastern Africa : unravelling the signals in the sedimentary succession. *Journal of the Geological Society*. 156/4. pp. 817-826.
- HARLAND, W. B. et al. 1982. A geologic time-scale. Cambridge, University Press. 131 p.
- HAQ, B. U. – HARDENBOL, J. – VAIL, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235. pp. 1156-1167.
- HÍR, J. – MÉSZÁROS, L. Gy. 1995. Late Miocene Microvertebrata from Egyházásdengeleg. *Nógrád megyei Múzeumok Évkönyve*. 20. pp. 167-200.
- HSÜ, K. J. – RYAN, W. B. F. – CITA, M. B. 1973. Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*. 242. pp. 240-244.
- HSÜ, K. J. – MONTADERT, L. – BERNOULLI, D. – CITA, M. B. – ERICKSON, A. – GARRISON, R.E. – KIDD, R. B. – MELIÈRES, F. – MÜLLER, C. – WRIGHT R. 1978. History of the Mediterranean salinity crisis. In: Hsü, K. J. et al. (eds.) *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Vol. 42. Part 1. Washington, US Government Printing Office. pp. 1053-1078.
- JÁNOSY D. 1979. A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. Budapest, Akadémiai Kiadó. 206 p.
- JÁMBOR Á. 1980. Szigethegységeink és környezetük pannóniai képződményeinek fáciestípusai és ősföldrajzi jelentőségük. *Földtani Közöny*. 110/3-4. pp. 498-511.

- JÁMBOR Á. – BALÁZS E. – BALOGH K. – BÉRCZI I. – BÓNA J. – HORVÁTH F. – GAJDOS I. – GEIGER J. – HAJÓS M. – KORDOS L. – KORECZ A. – KORECZNÉ-LAKY I. – KORPÁS-HÓDI M. – KÓVÁRY J. – MÉSZÁROS L. – 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. *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*. 70. pp. 155-167.
- JUX, U. 1983. Zusammensetzung und Ursprung von Wüstengläsern aus der Großen Sandsee Ägyptens. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*. 134. pp. 521-553.
- KORDOS L. 1987. Neogene vertebrate biostratigraphy in Hungary. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*. 70. pp. 393-396.
- KORDOS L. 1988. A Spalax nemzetség (Rodentia) európai megjelenése és a plio-pleisztocén határkérdés. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1986. évről*. pp. 469-491.
- KORDOS L. 1992. Magyarország harmad- és negyedidőszaki emlősfajának fejlődése és biokronológiája. Akadémiai doktori értekezés. Budapest, MÁFI. 104 p.
- KORMOS T. 1911. A polgárdi pliocén csontlelet. *Földtani Közöny*. 41/1-2. pp. 48-64.
- KRETZOI M. 1941. Főka-maradványok az érdi szarmatából. *Földtani Közöny*. 71/7-12. pp. 274-279.
- KRETZOI, M. 1942. Eomellivora von Polgárdi und Csákvár. *Földtani Közöny*. 72/4-12. pp. 318-323.
- KRETZOI, M. 1952. Die Raubtiere der Hipparionfauna von Polgárdi. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*. 40/3. 1-42.
- KRETZOI M. 1961. A diósi gerinces fauna és a miocén-pliocén határ kérdése. *Földtani Közöny*. 91/2. pp. 208-216.
- KRETZOI M. 1969. A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlata. *Földrajzi Közlemények*. 93/2. pp. 179-204.
- KRETZOI M. 1982. Fontosabb szórványleletek a MÁFI gerinces-gyűjteményében (7. közlemény). *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1980. évről*. pp. 385-394.
- KRETZOI M. 1987. A Kárpát-medence pannóniai (s. 1.) terrisztrikus gerinces biokronológiája. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*. 69. pp. 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. pp. 3-33.
- KUBIĚNA, W. L. 1958. The classification of soils. *Journal of Soil Science*. 9/1. pp. 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. pp. 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. 617 p.
- MILANKOVIĆ, M. 1930. Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. In: KÖPPEN, W. – GEIGER, R. (eds.) *Handbuch der Klimatologie*. Band 1., Allgemeine Klimalehre. Berlin, Gebrüder Borntraeger. pp. 1-176.
- PEVZNER, M. A. – VANGENGEM, E. A. – VISLOBKOVA, I. A. – SOTNIKOVA, M. V. – TESAKOV, A. S. 1996. Ruscianian of the territory of the former Soviet Union. *Newsletter on Stratigraphy*. 33/2. pp. 77-97.
- PÉCSI M. 1980. A Pannóniai-medence morfofenetikája. *Földrajzi Értesítő*. 29/1. pp. 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*. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 89-98. (Studies in geography in Hungary ; 19.)

- PÉCSI M. 1986. A zalai meridionális völgyek, dombhátak kialakulásának magyarázata. *Földrajzi Közlemények*. 117/1-2. pp. 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. Budapest, Geographical Research Institute HAS. pp. 39-56. (Theory - Methodology – Practice ; 42.)
- 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. pp. 1544.
- 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*. 30/2-3. pp. 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. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 21-49. (Studies in geography in Hungary ; 19.)
- SCHEUER Gy. – SCHWEITZER F. 1984. Budai és Gerecse hegységi édesvízi mészkövek kőzet-repedezettégi jelenségei. *Építőanyag*. 36. pp. 121-129.
- SCHWEITZER F. – SZÖÖR Gy. 1992. Adatok a Magyar-medence száraz-meleg klímájához a mogyoródi „sivatagi kéreg” alapján. *Földrajzi Közlemények*. 116/3-4. pp. 105-123.
- SCHWEITZER F. 1993. Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. Akadémiai doktori értekezés. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. 125 p. Kézirat.
- SCHWEITZER F. 1997. On late Miocene - early Pliocene desert climate in the Carpathian Basin. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband* 110. pp. 37-43.
- SCHWEITZER, F. 2004. On the possibility of cyclic recurrence of ice ages during the Neogene. *Földrajzi Értesítő*. 53/1-2. pp. 5-11.
- SIMIONESCU, I. 1925. Foci fosile din sarmatecul dela Chişinău. Bucureşti : Cultura Naţionala. 14 p. (Memoriile secţiunii istorice. Ser. 3. ; 3/4.)
- STEFANOVITS P. 1959. Vörös agyagok előfordulása és tulajdonságai Magyarországon. *MTA Agrártudományi Osztályának Közleményei*. 16/2. pp. 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. Verlag dr. Friedrich Pfeil, München, pp. 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. 1: 189. 2: 524.

A fiatal löszök és a löszképződés befejeződése a Kárpát-medence környezetében

KIS ÉVA–VARGA GYÖRGY–SZEBERÉNYI JÓZSEF¹

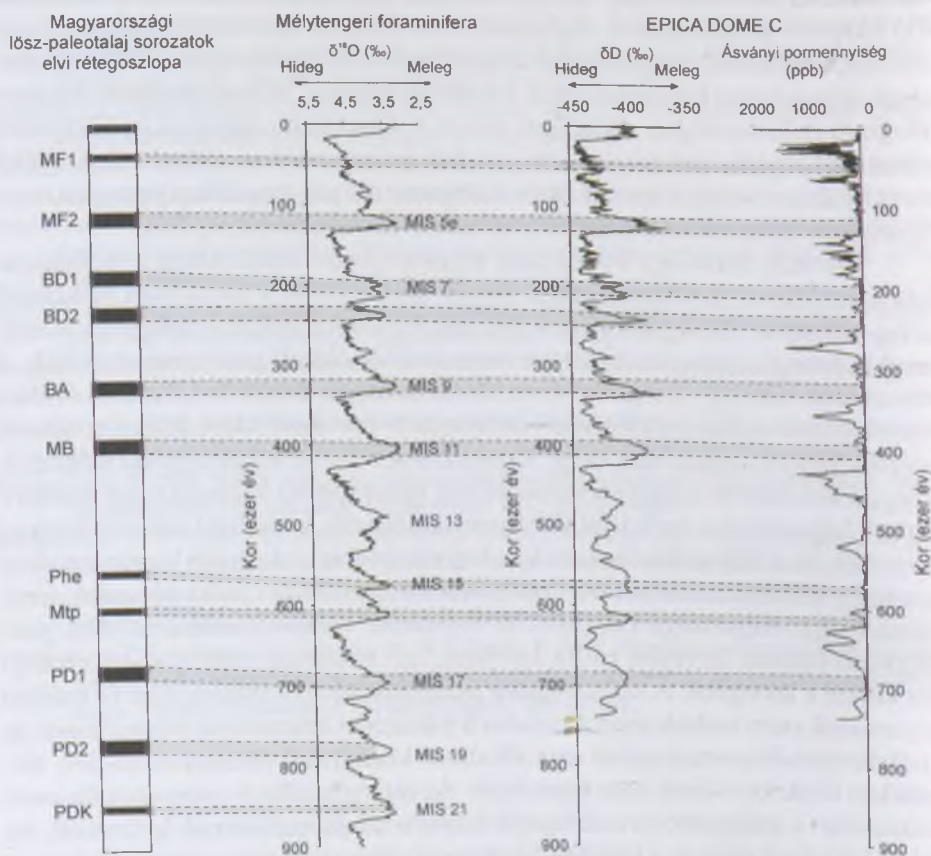
Bevezetés

Földünk éghajlatának globális szintű megváltozása és az embernek ebben a változásban betöltött aktív szerepe számos tudományterület homlokterében álló aktuális problémakör. Éghajlati rendszerünk bonyolult visszacsatolási mechanizmusainak megismerése elengedhetetlenül szükséges a jövőbeli változások előrejelzése hiabátárainak lecsökkentéséhez. A löszsorozatok részletes rétegtani és kronológiai vizsgálata révén a pleisztocén éghajlati és környezeti változásokat tárhatjuk fel, továbbá értékes információkat szerezhetünk a földi energiaháztartás egyik fontos aktív komponensének, az eolikus pornak a mennyiségéről valamint közvetett és közvetlen klimatikus szerepéről.

A több mint egy évszázada tevékenykedő löszkutatók a poliglacialista szemlélet térhódítása után a löszök kialakulását a ciklikusan visszatérő hideg-száraz lehűlési periódusokkal, míg a paleotalajokat a melegebb és nedvesebb interglaciálisokkal (illetve interstadiálisokkal) párhuzamosították. A pleisztocén mintegy 2,6 millió éves időtartamának utolsó 1–1,2 millió évében beszélhetünk jégkorszakról, melyet hosszabb-rövidebb időre interglaciálisok, interstadiálisok szakítottak meg. A glaciálisok során a felhalmozódó szárazföldi jégtakaró őrlő- és fagyváltozékonyság kőzetaprózó hatására nagy mennyiségben képződtek a szél által könnyen szállítható, kőzetliszt méretű ásványi szemcsék. A selfek szárazra kerülése következtében fokozódó kontinentalitás és a nagy anticiklonális központok kialakulása miatt az uralkodó szelek ereje, munkavégző képessége megnőtt. A vegetáció, visszaszorulása folytán, por- megkötő hatását kevésbé tudta kifejteni, így hatalmas mennyiségű ásványi por került a levegőbe. A száraz-hideg periódusokban a talajosodási és mállási folyamatok nem tudtak lépést tartatni a fokozódó intenzitású porhullással, és a felhalmozódó poranyagból arra alkalmas környezeti viszonyok mellett, törmelékes üledékes kőzet, lösz képződött. Az interglaciális és interstadiális periódusokban a melegebb és nedvesebb klíma a talajképződésnek kedvezett. Az ekkor kialakult talajok a későbbi löszképző időszakok során eltemetődtek, és

¹ MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földrajztudományi Intézet, H-1112 Budapest, Budaörsi út 45. E-mail: kis.eva@csfk.mta.hu; varga.gyorgy@csfk.mta.hu; szeberenyi.jozsef@csfk.mta.hu

mint paleotalajok jelzik számunkra a felmelegedési ciklusok (1. ábra). A Kárpát-medence löszsorozatai világviszonylatban is az egyik legjelentősebb archívumai a pleisztocén klímátörténetnek (PÉCSI M. 1993, PÉCSI, M. és SCHWEITZER, F. 1995, GÁBRIS, Gy. 2007, Kis, É. et al. 2011; Kis, É. 2012). A hazai löszök és az azokat tagoló paleotalajok sztratigráfiai helyzetét illetően számos vita, folyamatosan megújuló üledékföldtani és (relatív, illetve abszolút) kronometriai módszerek alkalmazása, valamint globális referencia görbékkel történő egyre pontosabb korreláció révén ma már viszonylag pontos ismeretekkel rendelkezünk (SEPPÁLA, M. 1971, PÉCSI M. et al. 1977, WINTLE, A.G. és PACKMANN, S.C. 1988, ZÖLLER, L. és WAGNER, G.A. 1990, PÉCSI, M. és SCHWEITZER, F. 1995, FRECHEN, M. et al. 1997, NOVOTHNY, Á. et al. 2009, ÚJVÁRI, G. et al. 2010, Kis, É. et al. 2011; Kis, É. 2012).



1. ábra. Hazai lösz-paleotalaj sorozatok korrelációs lehetősége mélytengeri üledékek, és antarktisi jégmagok paleohőmérsékleti és pormennyiség göbéivel. (Adatok forrása: PÉCSI, M.–SCHWEITZER, F. 1995; GÁBRIS, Gy. 2007; LISIECKI, L. – RAYMO, M.E. 2005; EPICA community members 2004; Szerk.: VARGA Gy. 2012).



2. ábra. A mendei MF₂ talaj közelről (Fotó: Kis É.)

A nagyléptékű felbontással ellentétben egyes rétegtani egységek pontosabb besorolása bizonytalanságokkal terhelt. Pécsi M. rétegtani felosztása szerint a fiatal löszök a Dunaújváros-tápiósülyi és a Mende-basaharci összleteket alkotják. Az utolsó interglaciális-glaciális ciklus rétegtani egységei közül a legidősebb a „Mende Felső 2” (MF₂) paleotalaj, mely az utolsó interglaciális (MIS5e) során képződött. Az utolsó glaciális (MIS4–2) alkotó összletben a típusos löszökön kívül gyakran homokos lösszel, löszös homokkal és eolikus homokhorizontokkal is találkozhatunk. Jellemzően túlevelű fákkal tarkított hideg-száraz löszsztyepek és parkerdők voltak jellemzőek ebben az időszakban (KROLLOP E. 1983, SÜMEGI P. és KROLLOP E. 1995, 2002). A hullóporos szedimentációt időnként futóhomokmozgások szakították meg; lösz-homok sorozatokat és jelentős mértékű réteghiányokat kialakítva. A lehülési periódust megszakító interstadiálisok során gyengén talajosodott rétegek képződtek. A „Mende Felső 1” (MF₁) csernozjomszerű talaj MIS3-al párhuzamosítható, míg az e fölötti humuszhorizontok (h₁ és h₂) kora a bennük talált faszénmaradványok radiokarbon adatai alapján 16–18 ezer, (Tápiósüly: 16730±400 év BP; 20033±518 év calBP (PÉCSI M. 1975)), illetve 21–23 ezer év (Dunaújváros: 20520±290 év BP; 24448±421 év calBP (PÉCSI M. 1975)). A humuszhorizontok képződése a Ságvár-Lascaux és az utolsó glaciális maximumot közvetlenül megelőző mikrointerstadiálisokkal párhuzamosítható (GÁBRIS, Gy. 2007).

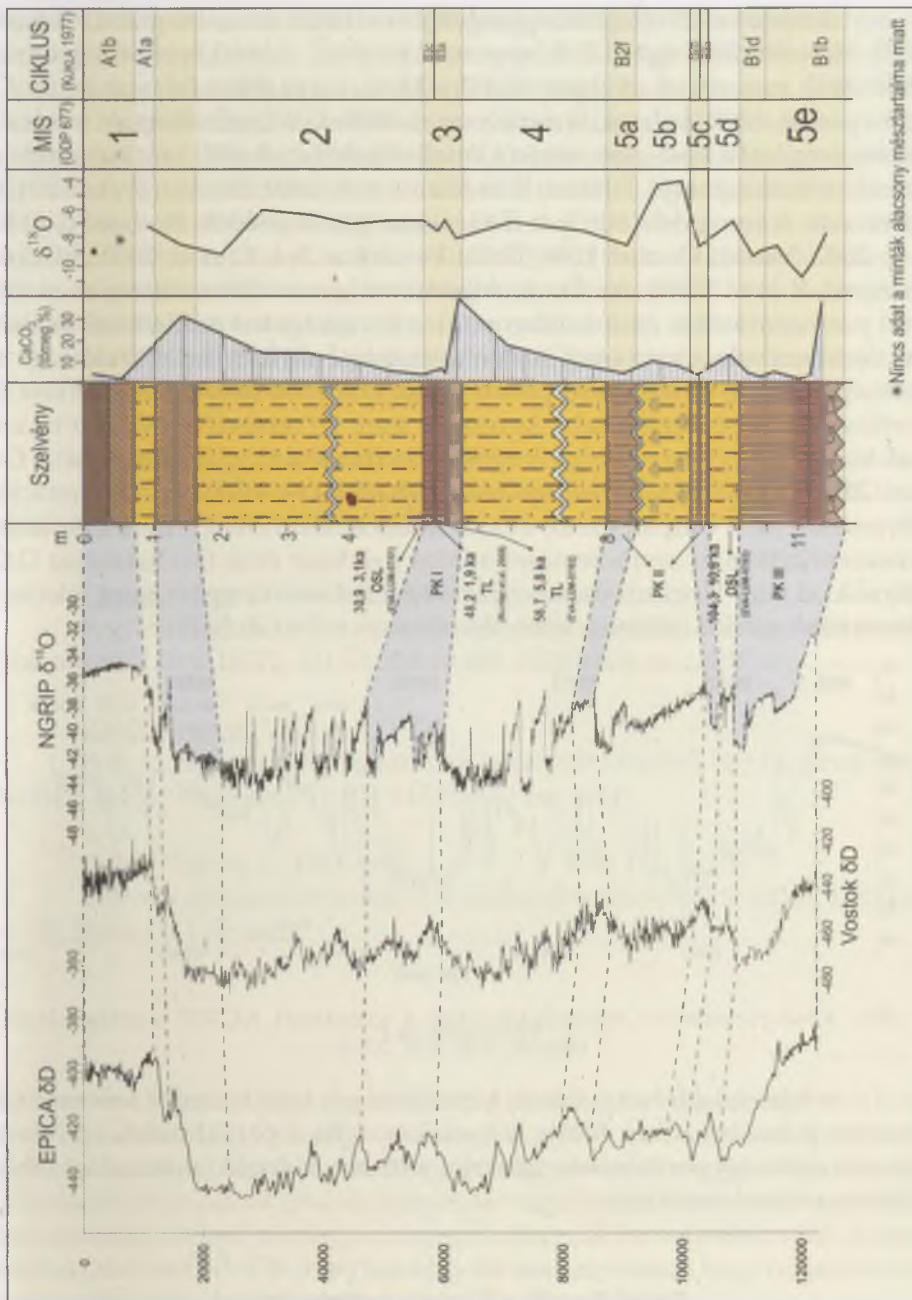
Az MF₁ és MF₂ talajok közti rétegtani egységek teljessége a legtöbb feltárásban vitatható. A paleotalajt elkülönítő löszréteg sok esetben alig néhány deciméter vastagságú (2–4. ábrák). Korábban vizsgált feltárásaink közül a Červený kopec-i rétegsorban találtuk az MIS4 korú löszösszetett a legteljesebbnek (5. ábra).



3. ábra. Az MF₂ talaj alatti löszréteg (Fotó: Kis É.)



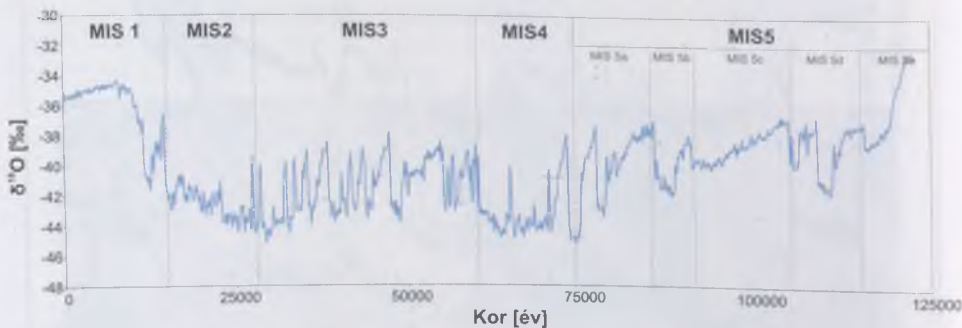
4. ábra. Porszerű mészkiválás az MF₂ feletti löszrétegben



*Nincs adat a minélk alacsony mércsértékű mál

5. ábra. A Červený kopec-i utolsó glaciális-interglaciális időszak lösz-paleotalaj sorozatának lehetséges párhuzamosítása jégmagok (Antarktisz: EPICA és Vostok; Grönland: NGRIP) $\delta^{18}O$ adatsoraival (Kis, É. 2012)

A talajosodott rétegtani egységek jól mutatják az utolsó glaciális idején uralkodó változatos éghajlati környezetet (6. ábra). A löszképződést gyakran szakították meg rövid, enyhébb hőmérsékletű, csapadékosabb epizódok. Az egyre pontosabb koradatok, kor-mélység modellek és finomrétegtani módszerek segítségével a késő-pleisztocén klímafluktuációit sikerült már hazai rétegsorokban kimutatni (pl. SÜMEGI, P. és KROLLOP, E. 2002, SÜMEGI, P. *et al.* 2013), hasonlóan számos más európai feltáráshoz (pl. Nussloch: ROUSSEAU, D.D. *et al.* 2002, MOINE, O. *et al.* 2008; Dolní Vestonice: SHI, C. *et al.* 2003; Surduk: ANTOINE, P. *et al.* 2009). Az Észak-Atlantikum gyors klímaváltozásaival történő párhuzamosítás csak kellően pontos koradatokkal rendelkező feltárások esetében valósítható meg. A mintavételezési sűrűség kellő finomsága is szükséges ehhez, mivel a késő-pleisztocénre számított szedimentációs ráta és porfluxus adatok alapján néha kevesebb, mint 10 centiméternyi lösz tudott csak kialakulni egy-egy hideg kilengés során (ÚJVÁRI, G. *et al.* 2010; VARGA, GY. *et al.* 2012). Sőt mivel a Kárpát-medence éghajlatát és eolikus szedimentációs folyamatait nem csupán észak-atlanti hatások alakították, így a mágneses szuszceptibilitás és szemcseméret adatok 1–2 ezer éves fluktuációiját D/O ciklusokkal vagy Heinrich-eseményekkel egyértelműen megfeleltetni, jelenlegi ismereteink szerint csaknem lehetetlen (STEVENS, T. *et al.* 2011).



6. ábra. Késő-pleisztocén klímafluktuációk a grönlandi NGRIP jégmag alapján (WOLFF, E.W. *et al.* 2010)

A legfiatalabb hazai löszök képződésének kérdéskörét a fent említett összetett paleoklimatikus háttér, a homokmozgásos periódusokhoz köthető intenzív deflációs periódusok, valamint a löszök holocén talajosodási folyamatai egyaránt bonyolítják.

Fiatallöszök a Kárpát-medencében

A hazánkat fedő löszsorozatok jelentős hányadát a késő-pleisztocén porhullásokhoz köthető fiatal löszök képezik. Számos tanulmány foglalkozik ezeknek

a fiatal üledékeknek a kortani besorolásával és löszképződés befejeződésének kérdéskörével (pl. VOGEL, I.C. és WATERBOLK, H.T. 1964, 1967, PÉCSI, M. 1975, GEYH, M.A. *et al.* 1969, SEPPÁLA, M. 1971, ZÖLLER, L. és WAGNER, G.A. 1990, OCHES, E.A. és MCCOY, W.D. 1995, SÜMEGI P. és KROLLOP E. 1995, SÜMEGI, P. és HERTELENDI, E. 1998). A publikált adatok alapján megállapítható, hogy a löszképződés vége hazánk területén nem nyúlik tovább a pleisztocénnél, ellentétben pl. észak- és dél-amerikai (SAYAGO, J.M. *et al.* 2001, MASON, J.A. *et al.* 2003) vagy kínai sorozatokkal (Liu, T.S. *et al.* 1985), ahol holocén löszök is ismertek. (Megj: A korábbi tanulmányokban megjelent radiokarbon adatok kalibrálását CalPal Online szoftverrel végeztük – DANZEGLOCKE, U. *et al.* 2013.)

Néhány példa a felső-pleisztocén fiatal löszökre és azok korára (GEYH, M.A. *et al.* 1969 alapján):

Szekszárd-Palánk (VÉRTES, L. 1962):

A Duna ártéri teraszán található epigravetti lelőhely (H-408 b+c):
10350±500 év BP; 11977±666 év calBP

Dunaföldvár (STIEBER J. 1958):

A gravetti eszközöket és mamutcsontokat tartalmazó löszből kikerült faszénmintái (HV 1657): 12110±315 év BP; 14303±536 év calBP

Zalaegerszeg (VÉRTES L. 1954):

A II. sz. téglagyár fejtőgödrének áttelepült löszéből vett faszenek alapján (HV 1616): 12125±360 év BP; 14342±587 év calBP

Arka (VÉRTES, L. 1964–65):

Gravetti eszközöket tartalmazó átalakult lejtőlösz (GrN-4218): 13230±85 év BP; 16161±411 év calBP

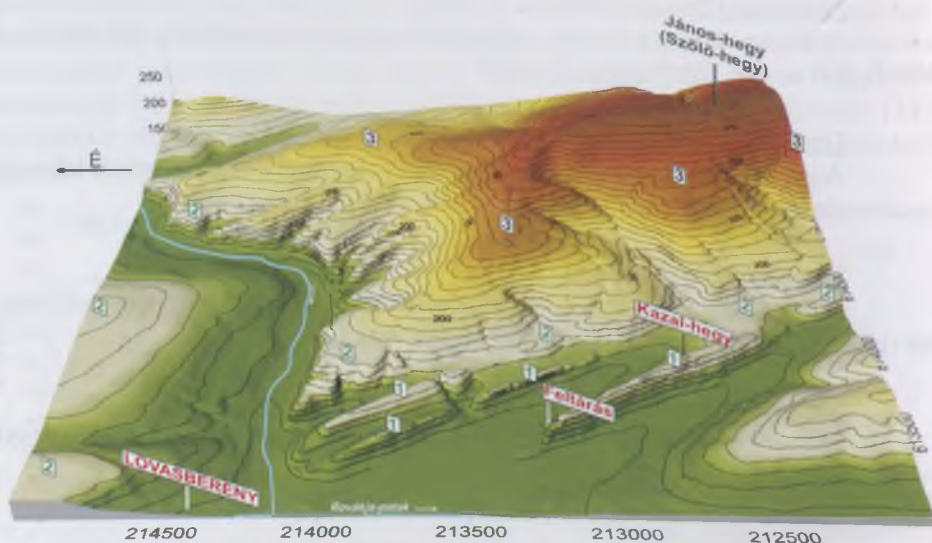
Lovasberény

A Vértes és a Velencei-hegység között eróziós-deráziós völgyelésekkel és fiatal peremsüllyedésekkel ÉÉK-DDNy-i irányban nyúlik el az asszimetrikus Lovasberényi-löszöshát (ÁDÁM L. *et al.* 1988). A fiatal szerkezeti mozgások, az eróziós és deráziós folyamatok és a löszképződés együttesen alakították ki a terület mai arculatát, melyet jelenleg antropogén tényezők formálnak tovább. A fiatal löszösszletet az ÉNy-DK irányban elnyúló keskeny Kazal-hegy homokos lösz rétegsorában tanulmányozhatjuk.

A Kazal-hegy és tágabb környezete a Vértes-Velencei-hegység középtáján belül, a Lovasberényi-hát kistáj része, mely a Vértes hegyláb felszínének délkeleti részét képezi. Domborzatát elsősorban az általános lejtősodás irá-

nyában kialakult konzekvens és szubszekvens völgyek formálták ki. A térszín geomorfológiájára jellemzők a lapos hátak és vízválasztó tetők, melyek hosszú lejtői általánosan erodáltak (MAROSI S. és SOMOGYI S. 1990, DÖVÉNYI Z. 2010). Ezek mellett, a Vértes hegylábfelszínének más részeihez hasonlóan, a szél általi felszínformálás nyomait is meg lehet figyelni.

A vizsgált terület a Lovasberényi-hát délnyugati részén, Lovasberény településtől délre található. A 7. ábrán látható 9 négyzetkilométeres terület a 287 méter magas János-hegy északi és nyugati előterét mutatja. Az északnyugat-délkeleti irányban hosszan elnyúló hegytetőről széles völgyközi hátak ereszkednek a Rovákja-patak észak-déli és mellékvízének kelet-nyugati völgyére. A János-hegy oldalait eróziós árkok, kisebb völgyek és mélyutak tagolják. A völgyfők 250 méter környékén találhatóak, a mélyutak a tradicionális szőlőművelés során alakultak ki.



7. ábra. A János-hegy környezetének digitális domborzatmodellje (Készítette: SZEBERÉNYI J.). 1 = Jardang 2 = Jardangok magasságában megjelenő felszínmaradványok, 3 = Széles völgyközi hátak ellaposodott részei

A vizsgált terület domborzatát az eolikus folyamatok jelentős mértékben alakították át. A János-hegy északnyugati előterében jól felismerhető három, egymással párhuzamos, északnyugat-délkelet irányú, hosszan elnyújtott, keskeny, lapos tetejű, forma, amelyeket CSILLAG G. és FODOR L. (2008) jardangokként azonosított. Az eolikus eredetre a nevezett szerzők szerint bizonyíték, hogy a jardangok az általános széliránnyal nagyon jó egyezést, míg a szerkezeti vonalak általános irányától különbözőséget mutat. A három egymással párhuzamos elnyújtott forma közül a 190 méteres tengerszint fe-

letti magasságú Kazal-hegy a legjellegzetesebb. Ennek hossza egy kilométer, szélessége a felszínén 30–50 méter között, lejtőlábaknál 100-140 méter között változik. A szóban forgó jardangok kialakulása elsősorban eolikus folyamatok eredménye, de a korai szakaszban a lineáris erózió is szerepet kaphatott.

A formák értelmezésekor észre kell venni azokat a felszínmaradványokat is, melyek azonos magasságban trendszerűen jelennek meg Lovasberénytől keletre, illetve a János-hegy nyugati és északnyugati lábainál. Ezek alapján valószínűsíthető egy korábban kialakult, löszből, homokos löszből felépült, elegyengetett felszínű, tagolatlan hegylábi előtér. Feltehetően ebből faragta ki az erózió a napjainkban látható jardangokat.

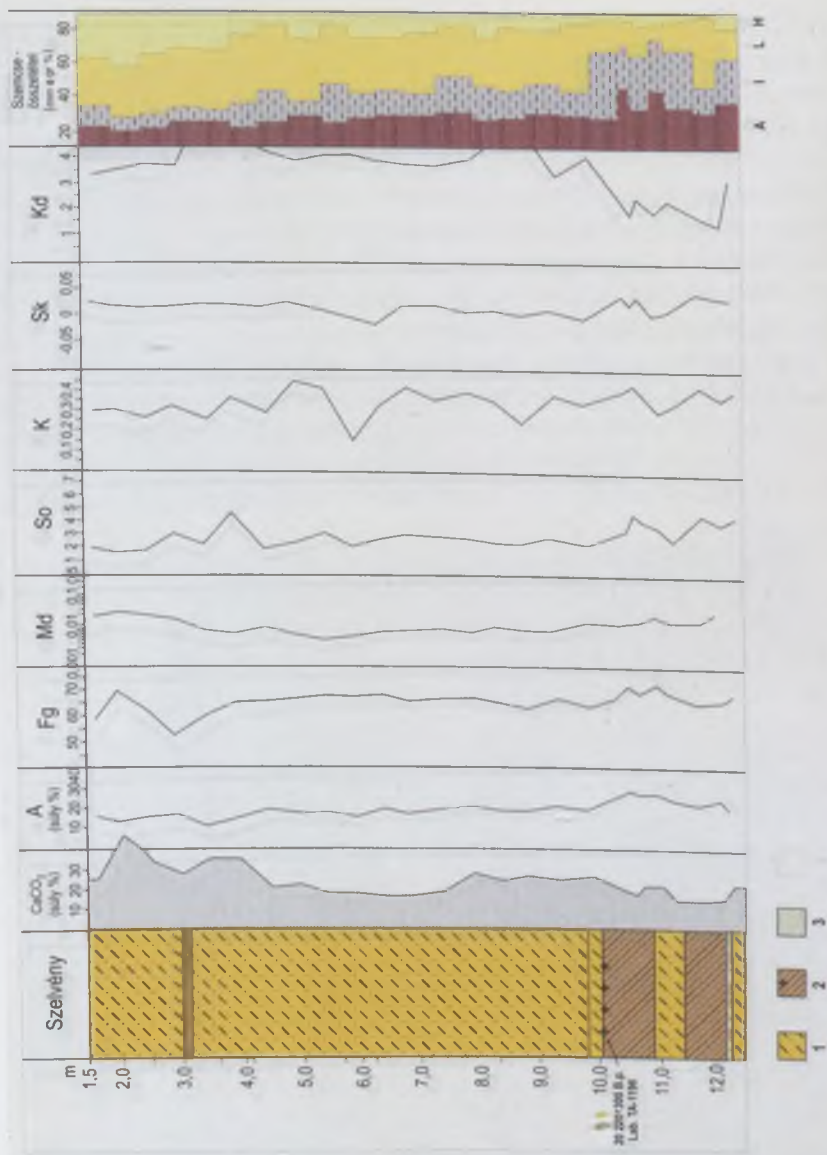
A János-hegy tetőfelszínéről induló széles völgyközi háta lejtése nem egységes, felszínükön 220 és 250 tszfm. között helyenként ellaposodott részek találhatóak, melyek eredetére vonatkozóan nincs elég információnk. A Vértes hegyláb felszínén CsILLAG G. és FODOR L. (2008) 6-8 egymástól elkülönülő geomorfológiai szintet állapított meg. Az ellaposodott felszínek is feltehetően ezek közé sorolhatók.

A feltárás egyik legszebb fiatal löszökből álló rétegsora hazánknak (8–10. ábrák). Az utolsó 20–30 ezer év alatt bekövetkezett ökoszisztémái, őshajlati változásokra derít fényt. Egykori hegyláb felszínén képződött homokos lejtőlösz. A löszfeltárást két vázta, két paleotalaj és egy durvahomokos szint tagolja. A felső paleotalaj kora 20220 ± 300 BP; 24139 ± 429 calBP (Lab.TA-1196).



8. ábra. A lovasberényi löszös hát környezete (Fotó: Kis É.)

Az ökoszisztémái változások vizsgálatára üledékföldtani vizsgálatokat végeztünk. Ezek magukba foglalják a hagyományos üledékföldtani paraméte-



9. ábra. Üledékföldtani paraméterértékek változása a Iovasberényi feltárában (Kis É.). Rétegtani leírás: Kis É., SCHWEITZER F., BALOGH J., BRADÁK B., VARGA Gy., VICZIÁN I. Szemcséméret elemzés: Kiss K. 1 = homokos lejtőlössz; 2 = fiatal paleotalaj; 3 = durvaszemcsés homok; A = agyag; I = iszap; L = lösz; H = homok

rek mellett a finomsági és mállási értékek vizsgálatát. Ezek alapján a látszólag egységes löszrétegsor „finom” granulomteriai változásai során a paleotalajok (<20000 év) feletti löszrétegben két nagy lehűlési maximum mutatható ki, a feltárás 3,5 m-es és 8 m-es mélységének környékén. Mindkét lehűlési maximum idejéről kb. egy-egy m löszréteg maradt meg. Ez a talajok feletti löszréteg szinte végig hideg időjárásról tanúskodik. Mintegy 20 m-es mélységtől kezdve



10. ábra. A lovasberényi kazal-hegyi löszfeltárás (Fotó: Kis É.)

fordulnak elő paleotalajok, felmelegedési időszakot jelezve. Köztük szintén van homokos löszréteg, ami igen vékony, jelentős letarolódást jelez. A felmelegedés mértékét jelző mállási értékek az alsó paleotalajban erősebbek. A finomsági értékek alapján a legfelső homokos és a palaotalajok közti löszösszletben mutatnak ki lepusztult talajrétegekre, váztalajokra jellemző értékeket. A kurtózis értékek körülbelül fél méterenkénti finom rétegváltozásokat jeleznek.

IRODALOM

- ÁDÁM L. – MAROSI S. – SZILÁRD J. 1988. A Dunántúli-középhegység B) : regionális tájféldrajz. Budapest, Akadémiai Kiadó. 494 p. (Magyarország tájféldrajza ; 6.)
- ANTOINE, P. – ROUSSEAU, D. D. – FUCHS, M. – HATTÉ, C. – GAUTHIER, C. – MARKOVIC, S. B. – JOVANOVIC, M. – GAUDENYI, T. – MOINE, O. – ROSSIGNOL, J. 2009. High-resolution record of the last climatic cycle in the southern Carpathian Basin (Surduk, Vojvodina, Serbia). *Quaternary International*. 198/1-2. pp. 19-36.
- CSILLAG G. – FODOR L. 2008. A Vértes-hegység geomorfológiája. In: Budai T. – Fodor L. (szerk.) A Vértes hegység földtana. Budapest, Innova Print KFT. pp. 135-145. (Magyarország tájegységi térképsorozata)

- DANZEGLOCKE, U. – JÖRIS, O. – WENINGER, B. 2013. CalPal Online. <http://www.calpal-online.de>
- DÖVÉNYI Z. 2010. (szerk.) Magyarország kistájainak katasztere. 2. átdolg. kiad. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. pp. 657-672.
- EPICA COMMUNITY MEMBERS 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*. 429. pp. 623-628.
- FRECHEN, M. – HORVÁTH, E. – GÁBRIS, Gy. 2007. Geochronology of Middle and Upper Pleistocene loess sections in Hungary. *Quaternary Research*. 48/3. pp. 291-312.
- GÁBRIS Gy. 2007. Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp-rétegtan között – magyarországi lösz-paleotalaj-sorozatokat és folyóvízi teraszok példáján. *Földtani Közlöny*. 137/4. pp. 515-540.
- GEYH, M.A. – SCHWEITZER, F. – VÉRTES, L. – VOGEL, I.C. 1969. A magyarországi würmi eljegesedés új kronológiai adatai. *Földrajzi Értesítő* 18. pp. 5-18.
- KIS, É. – SCHWEITZER, F. – FUTÓ, I. – VODILA, G. – BALOGH, J. – DI GLÉRIA, M. 2011. Special paleogeographic characteristics and changes in $\delta^{18}\text{O}$ values in Upper Pleistocene deposits of the Moravian Plateau. *Hungarian Geographical Bulletin*. 60/3. pp. 247-259.
- KIS É. 2012. Parallelization of last glacial loess-paleosol section of Red Hill with Heinrich events and ice core records. *Hungarian Geographical Bulletin*. 61/ 4. pp. 327-341.
- KROLLOP E. 1983. A magyarországi pleisztocén képződmények malakológiai tagolása. Kandidátusi értekezés. Budapest. 160 p. Kézirat.
- LISIECKI, L. – RAYMO, M. E. 2005. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*. 20. 1. PA1003. 17 p.
- LIU, T. S. et al. 1985. Loess and the environment. Beijing, China Ocean Press. 249 p.
- MAROSI S. – SOMOGYI S. 1990. Magyarország kistájainak katasztere 1-2. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. pp. 757-760.
- MASON, J. A. – JACOBS, P. M. – HANSON, P. R. – MIAO, X. – GOBLE, R. J. 2003. Sources and paleoclimatic significance of Holocene Bignell Loess, central Great Plains, USA. *Quaternary Research*. 60/3. pp. 330-339.
- MOINE, O. – ROUSSEAU, D. D. – ANTOINE, P. 2008. The impact of Dansgaard–Oeschger cycles on the loessic environment and malacofauna of Nussloch (Germany) during the Upper Weichselian. *Quaternary Research*. 70/1. pp. 91-104.
- NOVOTHNY, Á. – FRECHEN, M. – HORVÁTH, E. – BRADÁK, B. – OCHES, E. A. – MCCOY, W. D. – STEVENS, T. 2009. Luminescence and amino acid racemization chronology of the loess-paleosol sequence at Süttő, Hungary. *Quaternary International*. 198/1-2. pp. 62-76.
- OCHES, E.A. – MCCOY, W.D. 1995. Aminostratigraphic evaluation of conflicting age estimates for the “Young Loess” of Hungary. *Quaternary Research* 44. pp. 160-170.
- PÉCSI, M. 1975. A magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása. *Földrajzi Közlemények*. 99/3-4. pp. 217-230.
- PÉCSI M. 1993. Negyedkor és löszkutatás. Budapest, Akadémiai Kiadó. 376 p.
- PÉCSI, M. – PÉCSI-DONÁTH, É. – SZEBÉNYI, E. – HAHN, Gy. – SCHWEITZER, F. – PEVZNER, M. A. 1977. Paleogeographical reconstruction of fossil soils in Hungarian loess. *Földrajzi Közlemények*. 101/1-3. pp. 94-138.
- PÉCSI, M. – SCHWEITZER, F. 1995. The lithostratigraphical, chronostratigraphical sequence of Hungarian loess profiles and their geomorphological position. In: Pécsi, M. – SCHWEITZER, F. (eds.) Concept of loess, loess-paleosol stratigraphy. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. pp. 31-61. (Loess InForm ; 3.)
- ROUSSEAU, D. D. – ANTOINE, P. Abrupt millennial climatic changes from Nussloch HATTÉ, C. – LANG, A. – ZÖLLER, L. – FONTUGNE, M. – BEN OTHMAN, D. – LUCK, J. M. – MOINE, O. – LABONNE, M. – BENTALEB, I. – JOLLY, D. 2002. Abrupt millennial climatic changes from

- Nussloch (Germany) Upper Weichselian eolian records during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*. 21/14-15. pp. 1577-1582.
- SAYAGO, J. M. – COLLANTES, M. M. – KARLSON, A. – SANABRIA, J. 2001. Genesis and distribution of the Late Pleistocene and Holocene loess of Argentina: a regional approximation. *Quaternary International*. 76-77. pp. 247-257.
- SEPPÄLÄ, M. 1971. Stratigraphy and material of the loess layer at Mende, Hungary. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 43/1. pp. 109-123.
- SHI, C. – ZHU, R. – GLASS, B. P. – LIU, Q. – ZEMAN, A. – SUCHY, V. 2003. Climate variations since the last interglacial recorded in Czech loess. *Geophysical Research Letters*. 30/11. p. 1562.
- STIEBER J. 1958. A hazai felsőpleisztocénből származó faszénmaradványok anthrakotómiai vizsgálata. Kézirat.
- STEVENS, T. – MARKOVIC, S.B. – ZECH, M. – HAMBACH, U. – SÜMEGI, P. 2011. Dust deposition and climate in the Carpathian basin over an independently dated last glacial-interglacial cycle. *Quaternary Science Reviews* 30. pp. 662-681.
- SÜMEGI, P. – HERTELENDI, E. 1998. Reconstruction of microenvironmental changes in Kopasz Hill loess area at Tokaj (Hungary) between 15,000-70,000 BP years. *Radiocarbon* 40. pp. 855-863.
- SÜMEGI P. – KROLLOP E. 1995. A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján. *Földtani Közlöny*. 125/1-2. pp. 125-148.
- SÜMEGI, P. – KROLLOP, E. 2002. Quaternary malacological analyses for modeling of the Upper Weichselian palaeoenvironmental changes in the Carpathian Basin. *Quaternary International*. 91/1. pp. 53-63.
- SÜMEGI, P. – MAGYARI, E. – DÁNIEL, P. – MOLNÁR, M. – TÖRÖCSIK, T. 2013. Responses of terrestrial ecosystems to Dansgaard–Oeschger cycles and Heinrich-events: A 28,000-year record of environmental changes from SE Hungary. *Quaternary International*. 293. pp. 34-50.
- ÚJVÁRI, G. – KOVÁCS, J. – VARGA, GY. – RAUCSIK, B. – MARKOVIC, S. B. 2010. Dust flux estimates for the Last Glacial Period in East Central Europe based on terrestrial records of loess deposits: a review. *Quaternary Science Reviews*. 29/23-24. pp. 3157-3166.
- VARGA, GY. – KOVÁCS, J. – ÚJVÁRI, G. 2012. Late Pleistocene variations of the background aeolian dust concentration in the Carpathian Basin: an estimate using decomposition of grain-size distribution curves of loess deposits. *Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw*. 91/12. pp. 159-171.
- VÉRTES L. 1954. Néhány új őskori lelőhelyünkről. *Folia Archeologica*. 6. pp. 9-21.
- VÉRTES, L. 1962. Die Ausgrabungen in Szekszárd-Palánk und ihre archäologischen Funde. *Światowit*. 24. pp. 159-230.
- VÉRTES, L. 1964–1965. Das Jungpaläolithikum von Arka (Nordungarn). *Quartär*. 15-16. pp. 79-132.
- VOGEL, J. C. – WATERBOLK, H. T. 1964. Groningen radiocarbon dates V. *Radiocarbon*. 6. pp. 349-369.
- VOGEL, J. C. – WATERBOLK, H. T. 1967. Groningen radiocarbon dates VII. *Radiocarbon*. 9. pp. 107-155.
- WINTLE, A. G. – PACKMAN, S. C. 1988. Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. *Quaternary Science Reviews*. 7/3-4. pp. 315-320.
- WOLFE, E.W. – CHAPPELLAZ, J. – BLUNIER, T. – RASMUSSEN, S.O. – SVENSSON, A. 2010. Millennial-scale variability during the last glacial: the ice core record. *Quaternary Science Reviews*. 29/21-22. pp. 2828-2838.

A Pannon-medencebeli folyóhálózat kialakulása

SCHWEITZER FERENC¹

A folyó és a történelem

A „Duna” szó a történelmi feljegyzések alapján a Kr. előtti 7. századtól ismert. A görögök nevezték el *Isternek*, ám ezt csak a Duna alsó, a Vaskaputól a Fekete-tengerig tartó szakaszára értették. A rómaiak, miután Kr. e. 168-ban Illiriát meghódították, a folyónak a *Danubius* nevet adták, és megállapították, hogy az Ister és a Danubius ugyanaz a folyó. Ezen a néven először Julius Caesar említi, s a folyókat hamarosan istenséggént tisztelték az ókori Római Birodalomban (KÁDÁR L. 1980).

Kelta eredetű és „víz, folyó” jelentésű *Duna* szavunk északi szláv közvetítéssel került a magyar nyelvbe. Idegen változatai (*Danube, Donau, Danubio, Dunaj, Dunarea, Dunav* stb.) szintén az ősi eredetre vezethetők vissza.

A Duna forráshelyének ismerete sem olyan régi, mint gondolnánk. Hérodotosz (Kr. e. 484–408) még a Pireneusokba helyezte a Duna forrásterületét. A második pun háború idején (Kr. e. 218–201), amikor a római seregek többször keresztezték a Rhone alsó szakaszát, meggyőződtek arról, hogy Hérodotosz véleménye tévedés. Ekkor úgy gondolták, hogy a Duna a Pireneusoktól messze É-ra, Bretagne hegységeiben ered. Arra, hogy ez az elképzelés is téves, Julius Caesar galliai hadjáratai (Kr. e. 58–51) során derült fény, ám továbbra sem sikerült megtalálni a folyó valódi forrásvidékét, amelyet akkor az Alpok D-i részére helyeztek. A valódi forrásvidék helyére (Fekete-erdő) csak Kr. u. 14–16-ban derült fény.

A Dunához több világtörténelmi jelentőségű esemény is fűződik. Ezek közül csak néhányat említenék. A Duna mentén (406–453) száguldott végig Attila hun fejedelem, az „Isten ostora”, hogy Catalaunum mezőin megütközzön a nyugati világgal. Nagy Károly császár is a Duna-völgyön vonult végig, hogy az avarok hatalmát megtörje. A Duna partján indultak Ny felé a honfoglalást követően a magyarok is, hogy hadjárataikkal a frank és itáliai királyságokat rémületbe ejtsék.

A Duna a Volga után Európa legnagyobb folyója. Hossza a forrásvidéktől a torkolatig 2860 km, magyarországi szakasza 417 km. Ebből Oroszvár és az Ipoly torkolata (Szob) közötti 140 km-es szakasza Szlovákia felé határfolyó. Magyarország mai területére már hatalmas folyamként érkezik.

¹ MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földrajztudományi Intézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45. E-mail: schweitzer.ferenc@csfk.mta.hu

A Duna magyarországi szakasza

A Duna egész magyarországi szakaszán szabályozott és ennek eredményeként korlátozottan hajózható. A szabályozások, amelyeket a 19. sz. végén és a 20. sz. elején végeztek el, a Duna természetes állapotát megváltoztatták és mesterséges medrű folyammá alakították át.

A Duna az Alpok és a Fehér-Kárpátok találkozásánál, 130 m tszf-i magasságban lép be a Kisalföld síksági szakaszára. A Duna a Pozsonyhoz tartozó Dévénytől az ún. „Porta Hungarica”-n keresztül ér a Kisalföldre, hatalmas mennyiségű hordalékot – kavicsot, homokot, iszapot – szállítva medrében. Hordalékszállítása főként az árvizekhez köthető, amely az ausztriai és a szlovákiai (Bős) vízlépcsők megépítése után jelentősen csökkent.

Rögtön itt találjuk Európa legnagyobb szigetét is, az ún. „Aranykert”-et, amely a hordalékkúp magyarországi szárnyát (Szigetköz) és a Csallóköz területét foglalja magában. A két táj tágabb környezetében szinte végeláthatatlan síkság tárul elénk, amelynek felszínét egykori övzátonyok építik fel. A Duna a hordalékkúp tetején folyik, ahol az ármentesítés előtt a főmeder helyzete gyakran változott, zátonyképződés hatására kanyarog, mindig más-más irányban tört ki, kialakítva hordalékkúpjait. Ez volt az oka annak, hogy a 19. század elején sem volt a Dunának főmedre.

Régészeti leletek igazolják, hogy a rómaiak idején hajózásra használt főág a mai Mosoni-Duna volt. Ez a terület egyben a Dunántúl É-i és Szlovákia D-i részének egyik legjelentősebb ivóvízbázisa, ezért ez jelenti számára az Aranykert „aranyát”. A politika és a tudomány feladata, hogy erre nagyon vigyázzunk. Elemi érdek, hogy e stratégiai jelentőségű vízbázis védelme érdekében a bősi vízlépcső felépülése előtti vízháztartási egyensúly mihamarabb visszaálljon. A Duna vízjárását és vízhozamát túlnyomó részben az alpi vízgyűjtőn és az Alpok előterében lehullott csapadék, ill. hó és gleccserek olvadékvize szabályozza.

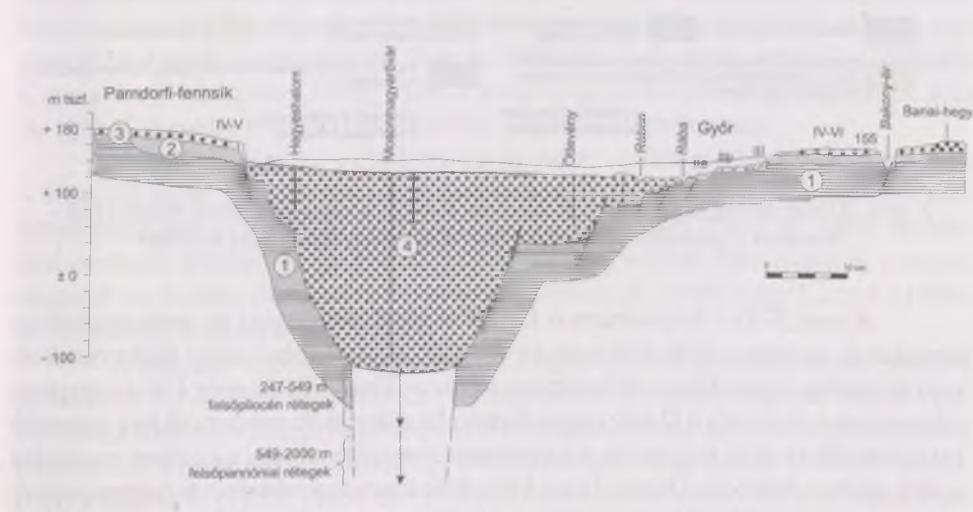
A folyó felszínalakító tevékenysége

A Duna közvetlen, part menti környezetére elsősorban medrének folytonos alakításával hat. A folyam magyarországi szakaszára két medertípus jellemző: a *bevágódó* és a *felhalmozó*.

Bevágódó medertípust alig találunk a magyarországi szakaszon, még a visegrádi Duna-szakaszt sem mondhatjuk tisztán bevágódó típusúnak, mert ott több helyen zátonyszigetek figyelhetők meg. A *felhalmozó* típus sem gyakori, a kettő közötti átmeneti típusok fordulnak elő leginkább. Vannak tehát olyan szakaszok, ahol a bevágódás (hordalékkelhordás) és a felhalmozódás (hordaléklerakódás) közel egyenlő mértékű. Ilyen esetben a folyó mechanizmusában az eróziós és az akkumulációs tevékenység ingadozik. Emiatt a meder jelen-

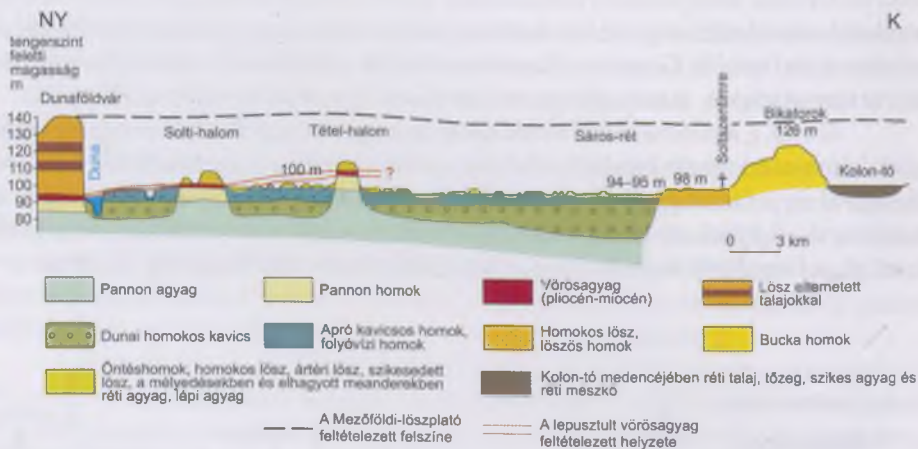
tősen nem mélyül, de nem is töltődik fel. Így pl. Pozsonytól Gönyűig a folyó mechanizmusa jellegzetesen felhalmozó, ezért a Magyarországra érkező dunai hordalék döntő többsége itt lerakódik, a meder aránylag gyorsan feltöltődik és számos ágra bomlik. Gönyű és Komárom között a feltöltődés mellett már elhordás is kimutatható, mert a görgetett hordalék egy része tovább szállítódik.

Ennek a hatalmas hordalékkúpnak két típusát figyelhetjük meg. Az egyik a fiatalabb és alacsonyabb fekvésű hordalékkúp síkság, amely a Szigetközből, a Moson-síkságból és a Hanságból áll. Ez utóbbihoz D-en a Rába hordalékkúp síkja is csatlakozik. A másik az idősebb és magasabb fekvésű delta- és hordalékkúp, amelynek része pl. a Parndorfi-fennsík vagy a Bana-Bábolnai-szigethegység (1. ábra).



1. ábra. A Parndorfi-fennsík és a Banai-hegy közötti terület Pécsi M. szerint. 1 = pannon agyag, 2 = kereszt-rétegzett homok, 3 = deltakavics, 4 = a kisalföldi medencét kitöltő kavics

A Gerecse É-i peremén, a Duna-völgyben az ártér összeszűkül, de Esztergomig csakhamar újra kiszélesedik. A visegrádi völgyszakaszban ez csupán egy keskeny sáv. Váctól Budapestig a Dunának kisebb-nagyobb öblözetekkel tagolt, jól elhatárolható ártere van, amely Budapesttől kezdve főként az ártér bal partján egészen a déli országhatárig 15–25 km szélességben követi a Dunát. Az ártér jelentős részén mind a jobb, mind a bal parton nagy kiterjedésű süllyedék-területek vannak (BULLA B. 1941; ERDÉLYI M. 1955; PÉCSI M. 1959; SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1984). Ilyenek pl. a bal parton a kalocsai-bajai, a jobb parton az érdi, az adonyi, a paks-tengelic-sárközi és a mohácsi süllyedék, amelyeket 40–50 m magas, csuszamlásos magaspárt szakaszok tagolnak. A magaspártok lábaihoz sok-sok sziget kapcsolódik, legtöbbjük a nagyméretű földcsuszamlásoknak a Duna által elroncsolt maradványai.



2. ábra. A Solti-síkság domborzati és földtani K-NY-i irányú szelvénye. ERDÉLYI M.–SÜMEGHY J. adatainak felhasználásával szerkesztette PÉCSI M. 1959

A mai É-D-i folyásirányú Duna – geomorfológiai és radiometrikus koradatok alapján – 100–120 ezer évvel ezelőtt, az utolsó nagy jégkorszakok közötti meleg-csapadékos időszakban a Duna–Tisza közén még DK-i irányban átlósan folyt át. A folyó D felé egyre fiatalodó süllyedék-medencékhez igazodó futásirányát az idők folyamán fokozatosan megváltoztatta, s közben rombolta a jobb parton húzódó, Duna–Tisza köze felé alacsonyodó dunai magaspartot, amely az utolsó 80–100 ezer évben – 10–15 km-es szélességben – áthúzódott a mai Duna–Tisza köze Ny-i peremére. A hajdani mezőföldi magaspart lepusztult, elroncsolódott maradványait figyelhetjük meg a Solti-halom és a Tétel-halom „tanúhegyeiben” (2. ábra). Az Illancs (172 m a tszf.) hatalmas homoktömege is a Mezőföldről származó hordalékkúp, amely még a Duna É–D-i irányú megjelenése előtt halmozódott fel.

A Duna kialakulásának és fejlődésének rövid története

Az „Ős-Duna” ill. a Duna kialakulása nem emberöltőnyi, hanem földtörténeti léptékű folyamat. Így nem véletlen, hogy Közép-Európa legnagyobb folyójának kialakulásával és fejlődésével, megjelenésének idejével a szakemberek már közel 150 éve foglalkoznak (SÓBÁNYI GY. 1893; HALAVÁTS GY. 1898; CVIJIC, J. 1908, 1910; ID. LÓCZY L. 1913; STRÖMPL G. 1913; CHOLNOKY J. 1929; ID. NOSZKY J. 1933; PRINZ GY. 1936; SZÁDE CZKY-KARDOSS E. 1939; BULLA B. 1941;

MOTTL M. 1941; MIHÁLCZ L. 1953; SÜMEGHY J. 1953; FINK, J.–MAJDAN, H. 1954; KÁDÁR L. 1955; KÉZ A. 1956; PÉCSI M. 1959; SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1988; GÁBRIS GY. 2006).

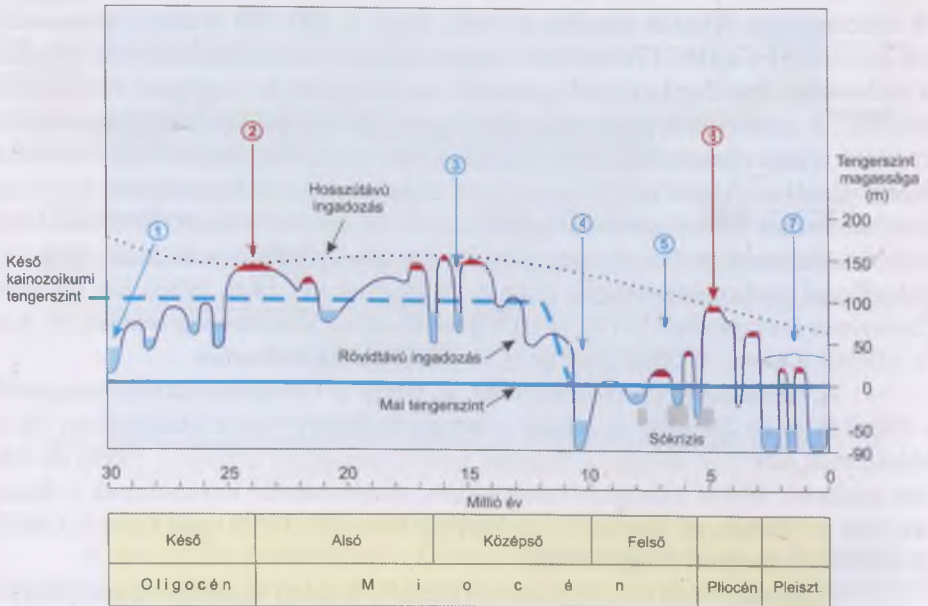
E másfél évszázad alatt erre vonatkozóan számos elmélet született. A tudományos feladat mindig az volt, hogy a 300–330 m tszf-i magasságtól kezdődő és a 100–110 m tszf-i magasságig elhelyezkedő kavicsszinteket, a tudomány mindenkori felfogásának megfelelően kronológiai rendszerbe hozzák. A szintézisek legtöbbje (PENCK, A. 1894) alpi rendszerű klimatikus eredetű terasz elmélethez kapcsolódik. A geomorfológusok a Duna-teraszok kialakulását az Alpok négy legnagyobb eljegesedésével kapcsolatos folyóvízi mechanizmus-változásokkal magyarázzák. Az árteret holocén korúnak feltételezik, a felette következő négy pleisztocén terasz felkavicsolódását négy alpi glaciállal párhuzamosították (KÉZ A. 1934; BULLA B. 1941, 1956). Ezt elsőként CHOLNOKY J. vizsgálta (1915), majd a problémával később még többek, pl. KÉZ A. (1934), KRIVÁN P. (1953) és PÉCSI M. (1959) is foglalkoztak.

A kérdéskört jól példázza az is, hogy a Visegrádi-szoros magasabb – 190–210 m és 240–270 m a tszf. – teraszrendszerét kavics hiányában PÉCSI Mártonnak sem volt módja egymással párhuzamosítani (PÉCSI M. 1959), de többen ezeknek főként magasabb szintekben elhelyezkedő kavicsoknak a dunai eredetét is vitatták, pl. VADÁSZ E. (ex verbis), PÉCSI M. (1959) vagy LÁNG S. (1955): Ez utóbbival magam is egyetértek.

A pannon vége és a pleisztocén kezdete közötti időszak – a mai pliocén időszak (5,3–2,5 millió éve) közötti – felismerése korábban nagyon nehéz volt. Ebben az időben a mai értelemben vett Dunát még nem lehetett egyértelműen feltételezni. KÉZ A. (1933), LÁNG S. (1938), SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1939), BULLA B. (1941), KÁDÁR L. (1955), PÉCSI M. (1959) a Duna kialakulását a Bécsi-medencében – KÜPPER, H. (1953), FINK, J. (1961), THENIUS, E. (1975) munkahipotézisei alapján – a pleisztocén kezdetével vetették egybe, amely abban az időben egybe esett a „klasszikus jégkorr”, a Günztől a Würm végéig, amely azonos értelmű az ó-, a közép- és az újpleisztocén fogalmával, s kora megegyezett a mai Brunhes-Matuyama határral. Csak kevesen gondoltak arra, hogy a legmagasabb kavics-teraszok közül egy-egy a pleisztocénnél idősebb pliocén vagy levantei terasz is lehet, de ezeket nem éghajlati okokra, hanem főleg kéregmozgásokra vezették vissza (BULLA B. 1941, 1956; SÜMEGHY J. 1951; PÉCSI M. 1959).

Az 1930-as és 40-es években a pliocén-pleisztocén határ megvonása vitákat váltott ki. A kutatók egy része ezért azt javasolta, hogy az ún. felső-levantei rétegeket sorolják át az alsó- vagy ópleisztocénba, aminek értelmében a Duna visegrádi áttörését a felső-pliocénba helyezhetnék. A mai értelemben vett pliocén időszak (5,3 millió év) a Gibraltári-szoros kinyílásával vette kezdetét. Ekkor a D-i póluson kialakult hatalmas jégtakaró – a negyedkorinál idősebb „jégkorszak” – elkezdett olvadni, aminek következtében a világten-gerek vízszintje megemelkedett, a Gibraltári-szoros pedig kinyílt (HAQ, B.U.

et al. 1987; SCHWEITZER, F. 2004) (3. ábra). Ez a földtörténeti esemény a melegnedves szubtrópusi éghajlat Ruscinium-Csarnótánum alatt (4,5–3 millió éve) zajlott (4. ábra).



Jejkulcs

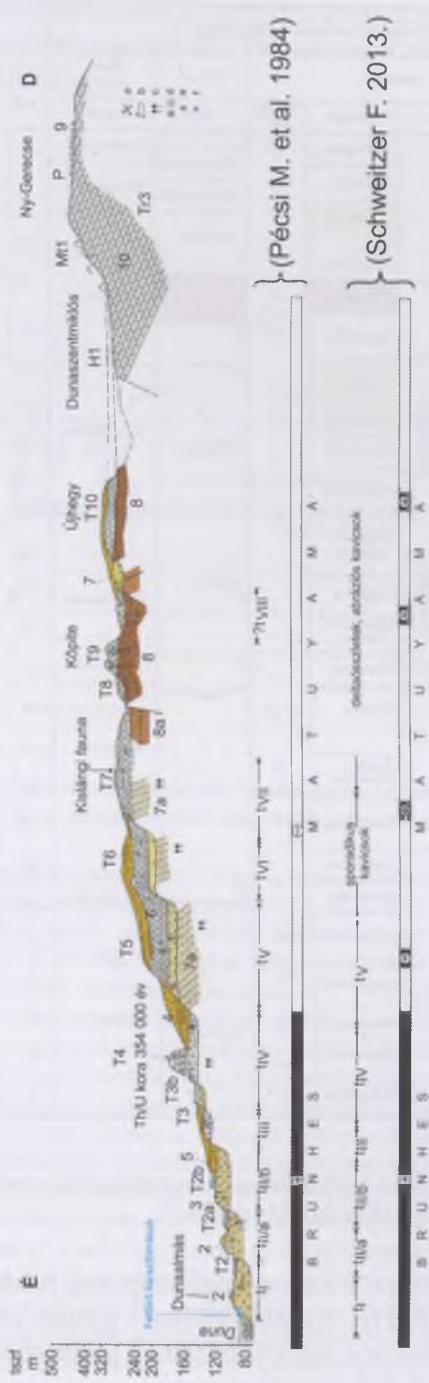
- Antarktisz eljegesedéséhez köthető jégkorszakok és a jégképződéshez kapcsolódó vízszintcsökkenések
- A jégkorszakokat követő, világtengereket is érintő felmelegedések és vízszintemelkedések

3. ábra. A jégkorszakok lehetősége a késő-kainozoikumban (SCHWEITZER F. 2004. szerint, az euszatitikus tengerszint ingadozások HAQ B. U. et al. 1987. után). 1 = Az Antarktisz a déli pólusra kerül, az Antarktisz belföldi eljegesedése megkezdődik (32-30 millió év); 2 = HAQ B. U. et al. (1987) szerint az átlaghőmérséklet 3-6 °C-kal emelkedik; 3 = Kárpát-bádeni szakaszban (17,2 millió év, STEINIGER, F. F. 1999. alapján) nagyobb mértékű kontinentalizálódás. A világtengerek szintjének újabb nagy arányú csökkenése és az Antarktisz újabb eljegesedésének lehetősége. Eurázsia – Észak-Amerika kontinentális kapcsolatának hatására Alaszka felől bevándorolnak az Anchitheriumok (ormányosok), majd később a Paratethys visszahúzódásának hatására Afrikából például a Miomastodon-Zigolophodon ormányosai; 4 = Az Antarktisz szarmata időszaki eljegesedésének újabb lehetősége, a világtengerek vízszint-csökkenésének hatására Hipparion-invázió Észak-Amerikából a Bering-szoroson keresztül (Hipparion dátum); 5 = Miocén-pliocén határ. Limno-brakk (Congeria) – édesvízi (Unio) üledékképződés váltása. A Pannon tó feltöltődése és kiszáradása. 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 (ruscinium-csarnótánum), a grönlandi és az antarktisi jég elolvad. A parti vizek hőmérséklete 8-10 °C-ot emelkedik, világtengerek szintje a mainál 80-100 méterrel magasabb volt; 7 = Pleisztocén eljegesedés, a világtengerek újabb vízszintcsökkenése, Észak-Amerika-Eurázsia közötti újabb szárazföldi kapcsolat (2,5 – 0,01 millió év). Belföldi jégtakarók kialakulása, Equus dátum.

European marine biochronology		Terrestrial/mammal/biochronologies								
Mediter.	Paratethys	European				Chl. Am.	North American	MY		
		Subepoch	Age	Subage	MN/Q Ind.	Age*	Age*			
Tyrhenian		Durochian	European	Turingian	19	Cheshkovian	Fancholobian	-1		
Monastirian				Biharian	18		Nihewanian		Irvingtonian	
Neolian				Villanyian	17	Yuchean	-3			
Fenilian				Villafranchian	16					
Calabrian				Cuvertian	15			Blancan	-4	
Piacenzian					Babian	European	Fuscian	14	-5	
Zanclean							Bobolavian	13		
Messinian	Pannonian	Catalonian	Baltavian / =Tatarien	Harvanian	12	Baden	Hemphillian	-8		
Tortonian				Slavonian	11					
				Colkvičian	10					
				Ehenc-hastian	10					
				Eodvian	9	Babian	Clarendonian	-12		
Serravallian				Hipparion-datum	9					
Langhian				Sarmatian	Eppalbiochian / =Valdian	Anzacian	Menacian	8	Tungurian	-14
				Ergilian			Babovian	7		
Karpatian					Santonian	6				
Ergilian					Eggenburgian	Anzacian	Orfavian	Poollevian	5	Shanwangian
	Collongian	4								
	Romevian	4								
	Tuchoricxon	3b								
Apulian	Egrian			Winterhofian	3a	7	Arikarean	-21		
				Laugnacian	2b					
				Ceranlian	2a					
Chartian				Psalbian	1	Xiejian	-25			

4. ábra. Az ázsiai és az európai késő kainozoikumi biosztratigráfiai rendszerkorrelációja (KRETZOI M. alapján)

A Kárpát-medencében a jelentős mennyiségű csapadék hatására a folyóvízi eróziós tevékenység erősödött fel. A mállás mellett – típusos vörösagyagok kialakulása – a völgyképződés és a hegyláb felszínének feldarabolódása, a csuszamlásos felszín kialakulása volt a meghatározó.



5. ábra. Geomorfológiai szintek a Nyugat-Gerecésben Dunaszentmiklós és Dunaszentmiklós szelvényében (PÉCSI M.–SCHEUER Gy.–SCHWEITZER F.–PEVZNER M. A. 1985) alapján, újraértelmezte SCHWEITZER F. 2013. 1 = folyami teraszkavics és -homok, A feltételezeten t VIII. számmal jelölt teraszkavics (Pécsi M. szerint) erőztős diszkordanciával települ a felszámított deltakavicsra, elrombolva a legfelső pannóniai homokot és gyöngykavicsos homoktagozatot is; 2 = futóhomok; 3 = pleisztocén kiritubáció maradványai; 4 = lösz, lejtőlész; 5 = fosszilis talajok a löszben; 6 = édesvízi mészkőszintek T1-T10 különböző korú édesvízi mészkőszintek; 7 = felsőpannóniai keresztretégyzett homok (?) Bértalvárium; 8 = felsőpannóniai agyag; 9 = miocén (?) terasztrikus kavics; 10 = felsőtriász mészkő; H1 = felsőpliocén hegyláb felszín-maradvány, amelynek peremén a 2. sz. felsőpannóniai abráziós színlo atöröklődött; Mt1 = felsőpannóniai abráziós színlo, P = harmadidőszak előtti - harmadidőszaki planációs szint, miocén terasztrikus kavics-foszalányokkal (?) a = fauna lelőhely; b = elszenesedett fa törzs-maradvány; c = hőforrás tölcser-nyomok az édesvízi mészkőben, ill. kavicsban; d = paleomagnesses polaritás; e = sporadikus kavicsok az alacsonyabb hegyláb felszíneken; f = feltört karszttörzések



1. kép. A Dunaalmási édesvízi mészkőösszetet tagoló az olduvai eseményhez kapcsolódó, kislángi fauna-társaság (Fotó: SCHWEITZER F.). Jelmagyarázat: 1= olduvai paleomágnes eseményhez kapcsolódó idős lösz, 2= kislángi fauna lelőhelye, 3= édesvízi mészkőrétegek.

A karsztrendszer feltöltődött, vízszintje megemelkedett, majd az után-pótlódott vízkészlet lecsapolódott karsztforrások formájában, melyekből édesvízi mészkövek váltak ki, legtöbbször a mindenkori erózióbázis szintjében.

PÉCSI M. (1980) szerint ebben az időszakban képződhetnek a legidősebb Duna-teraszok is (az ún. VIII., VII. és VI. sz. terasz). Ezek tszf.-i magassága 230–240 m, 280–300 m és 300–330 m.

A Ruscinium-Csarnótánium időszakát az ún. Villányium-felső-Villafrancai időszak követi, amelynek fauna szakasza és éghajlati viszonyai a Bértaváriumhoz kissé hasonló ökológiai viszonyokat feltételez (KRETZOI M. 1983, KORDOS L. 1991, 1992). Időtartama 3–1,8 millió év között van. A csarnotai meleg, nedves szubtrópusi fauna hirtelen eltűnése, valamint a száraz-meleg sztyep fauna gyors beáramlása kevés csapadékkal jellemezhető kontinentális környezet kialakulását jelenti. Ebben a 1,2 millió évet kitöltő klímafázisban jelentős folyóvízi tevékenység csak elégséges volt a vízutánpótlás hiánya miatt. Folyóvízi teraszok nem képződtek, a szezonális csapadék hatására törmelékkúpok – pl. a kislángi-kavicsok – vagy széles, lapos vádi jellegű vízfolyások alakultak ki.

A Gerecsében a Kislángium-Villányium korú, két geomorfológiai szintben 200–220 m és 230–240 m tszf.-i magasságban kifejlődött – PÉCSI M. szerint VI–VII. sz. terasz – édesvízi mészkőösszetet fekéjében (alacsonyabb



2. kép. A Dunaalmástól D-re, a Kőpíte K-i oldalán (298 tszf.m.) lévő deltaösszlet, amely felső-pannon agyagos homokra települ.
(Fotó: SCHWEITZER F.)

A Bécsi-medencebeli geomorfológiai helyzet hasonlóságot mutat a Gerecse hegységi 300–330 m tszf-i magasságában elhelyezkedő (Új-hegy, Süttő /*Tapirus Arvernensis*, *Anancus Arvernensis*, *Archidiscodon Meridionalis* archaikus alakja/, Kőpíte /*Anancus Arvernensis*/, Muzsla-hegy /*Derissena Auricularis*/, Poc-kő) abráziós- és deltakavicsokkal, édesvízi mészkővel, valamint a Pesti-síkság ÉK-i részén kifejlődött, 300 m-rel a tszf. képződött *Hipparion*, *Melanopsis aquensis* GRAT, *Viviparius sadleri* PARTSCH, *Bithinia proxima* FUSCH faunás travertinóval át cementált mogyoródi deltakavicssal, melyet olykor 1–2 m vastag bentonit rétegek is lefednek (SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1984, SCHWEITZER F. 1993) (2., 3., 4. kép).

Vélhetően a delta kavicsok felhalmozódását nem az Ős-Duna okozta, hanem a Paratethys feltöltődése, a szárazulattá válása során végbement folyamatnak kell tekinteni. Sík vagy alacsony előtereket kell feltételezni, amelyeket szétágazó, az Alpokból és az Északi-Kárpátokból konzekvensen lefutó vízfolyamok formáltak, amelyeknek a hordalékai deltaösszleteket halmoztak fel. A Bécsi-medence mellett (PAPP, A. 1950) ezt láthatjuk a Pesti-síkság ÉÉK-i, vagy a Gerecse É-i peremén Dunaalmásnál, Süttőn, Lábatlannál stb. Így pl. a hajdani erózióbázison képződő deltaösszleteket több méter vastag felső-pannon korú édesvízi mészkövek törik át vagy települnek rá Dunaalmáson az Öreg-hegyen (330 m a tszf.), Dunaszentmiklóson (325 m a tszf.), Alsóvadácson (335 m a tszf.) vagy pl. a Bécsi-medencében 360 m tszf-i magasságig, mint pl. Trautmannsdorfnál, ami a *congeria neum.* szintre települt.



3. kép. Vastag bentonit (1) rétegekkel lefedett delta összlet (2) a régi kerepestarcasai kavicsbányában (Fotó: SCHWEITZER F.)



4. kép. Mogyoródi hipparionos deltakavics összlet édesvízi mészkővel cementálva (298 tszfm.) Fotó: SCHWEITZER F.



5. kép. Magyarkúti gejzír kúpok részlete 230 tszfm. magasságban képződésük kapcsolatban van az andezitvulkanizmushoz kötődő posztvulkáni hatások. Fotó: SZEBERÉNYI J..



6. kép A királyrét-nógrádi uralkodóan kvarckavicsokból álló görgetett 2-3 méter vastag kavicsösszletek. Fotó: SZEBERÉNYI J.

Az idősebb, 7–8 millió éves bazaltvulkanizmussal egy időben a Dunántúli-középhegység–Gleichenbergi-hátság tengelye megemelkedett. Ennek hatására a Rába ÉK felé, a Duna pedig a mellékfolyóival együtt K felé, a Gerecse É-i pereme mellett 12–13 millió éve már felehetően meglévő ún. „Visegrádi-tengerszoros” irányába térültek el, ill. ezt használhatta fel a folyam a későbbi áttörésére az Alföld felé (SALAMON F. 1878; PÉCSI M. 1985). Arra, hogy ez a szoros létezhetett, kétféle bizonyíték is van. Egyrészt a 260–270 m tszf-i magasságban már kialakult geomorfológiai felszínen a gejzirkúpok, ill. azok roncsai Szokolya és Magyarkút környezetében. Másrészt a Szokolyai-medence jobboldali peremén, a Király-réttől KDK-re 310–350 m tszf-i magasságban található kvarcka-



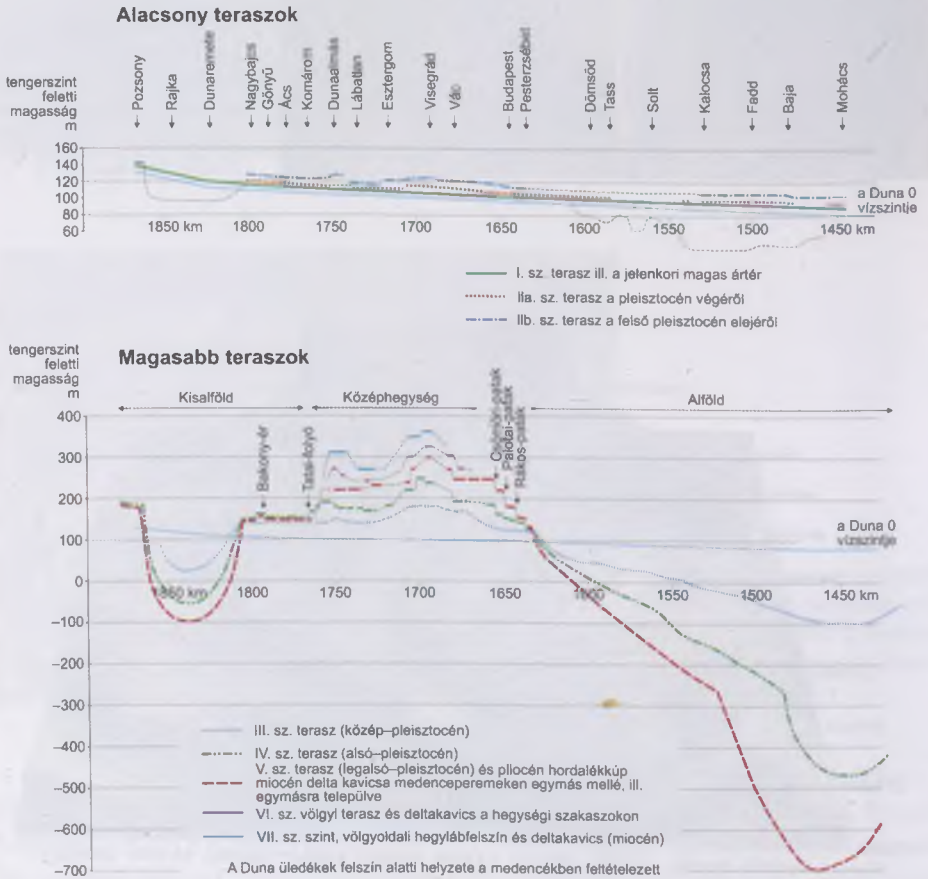
7. kép 50–60 cm átmérőjű, görgetett, óriás kvarckavics 290-300 m tszf-i magasságban, dreikanter jelleggel.
Fotók: SZEBERÉNYI J.



8. ábra. A királyrét-nógrádi kavics-előfordulások és a magyarkúti gejziritek, gejzirkúpok elhelyezkedése a Szokolyai-medence környezetében. (SCHWEITZER F. munkahipotézise alapján).
Jelmagyarázat: 1 = Királyrét-nógrádi kavics-előfordulások, 2 = Magyarkúti gejziritek, 3. Korábbi ósfolyó feltételezett iránya.

vicsek (5., 6., 7. kép – HABLY, L.–SCHWEITZER, F.–SZEBERÉNYI, J. 2010). Ezeket a kavicsösszleteket ilyen vastag kifejlődésben Kismarostól D-re Vác felé már nem lehet megfigyelni, hanem Szokolya–Királyrét felé lehet követni (8. ábra).

Úgy tűnik, mintha egy jelentős kifejlődésű völgyközi hát formálódott volna Visegrád és Verőce között, ami egy természetes gát lehetett a „Visegrádi-tengerszoros” D felé történő kinyílásának. Ezért munkahipotézisként gondolok csak arra, hogy ez a „tengerszoros” a Szokolyai-medencén keresztül Nógrád felé lehetett nyitott (9. ábra, 8. kép).



9. ábra. A Duna-teraszok helyzete a folyó magyarországi szakaszán (PÉCSI M. nyomán).

Visegrád és Verőce közötti völgyközi hát pedig regressziós völgyképződés folyamatának volt kitéve, amelyre korábban már KÁDÁR L. (1955) is



8. kép. 240–250 tszf. méter magasságban ősi eróziós völgy Nagymaros és Verőce között, ami 140–150 m viszonylagos magasságban helyezkedik el a Duna fölött. Szokolya – Királyrét irányába követhető a Morgó-patak völgye mentén. A kép jobb és bal oldalán 180 tszfm magasságig a Duna fiatalabb teraszai figyelhetők meg (Fotó: SCHWEITZER F.)

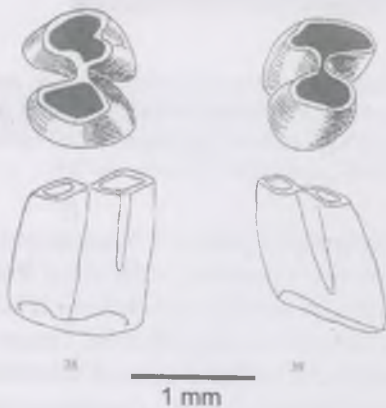
gondolt. Feltűnő jelenség továbbá, hogy Dunaalmástól főként a Nagymaros–Visegrád közötti szakaszig a 230–330 m-es (Gerecse É-i pereme), valamint a 350–370 m tszf-i magasságú dunakanyari geomorfológiai felszíneken olykor-olykor elhelyezkedő szórványkavicsok, ill. sziklateraszok jól megfigyelhetők. Viszont a Verőce–Dunabogdány–Budapest közötti szakaszokból ezek a kavicsszintek hiányoznak, ill. csak a fiatal (180–200 m tszf-i magasság alatti) teraszszintek alakultak ki. Ezek viszont Dunaalmástól Budafokig úgy a jobb, mint a bal parton végig nyomon követhetők és az alföldi fúrásokban is jól felismerhetők (Noszky J. 1933; LÁNG S. 1953; KÉZ A. 1956; PÉCSI M. 1959; RÓNAI A. 1972) (9. ábra).

Ennek az ősi „Visegrád-szorosnak” a létezésére Zebegényben is találunk példát 180–190 m tszf-i magasságban. Itt több helyen foltszerűen durva homok települ az andezitre, amely jó példa arra, hogy már a bádeni emeletben (13–14 millió éve) kialakult sekélytengeri korallós öblözeteket később a folyóvízi homok vagy szárazabb időszakokban, pl. a szarmatában (12–13 millió éve) és a felső-miocén legfelső részében (7–5 millió év közötti időszakban) folyóvízi vagy eolikus homok is befedhette, időszakosan eltemetődve, hasonlóan a Rajna-völgyhöz.

Így töltötték fel a felső-miocénben a Kisalföldre érkező „Ős-Duna” és mellékfolyói a kiédesülő, majd elsőkélyesedő beltavak rendszerét.

A Kárpát-medencebeli folyóhálózat kialakulása

A felső-miocén időszak végén és a pliocén elején (7–8 millió éve) a Kárpát-medence életében nagyon jelentős változás következett be. A Pannon-beltenger jelentős csökkenésével, fokozatos feltöltődésével, ill. kiszáradásával a korábbi meleg-nedves szubtrópusi éghajlat – a markáns, globális klímaváltozás következtében – szárazabbá, melegebbé és szélsőségesebbé vált. Ennek az időszaknak a klimaxa az ún. Bérbaltavárium (KRETZOI M. 1969; KORDOS L. 1991, 1992; KRETZOI, M.–PÉCSI, M. 1979), amelyet a messinai sókrízisével lehet azonosítani (SCHWEITZER F. 1993, 2004). Ekkor a globális klímaváltozásokhoz kapcsolódó meleg-száraz félsivatagi időszak uralta a Kárpát-medencét és környezetét. Erre a körülményre utalnak a medencében és környezetében talált fauna leletek, a sivatagi ugróegerek (*Meriones*), őzsíráfok (*Giroffida*), a háromujjú ősllovak (*Hipparion*), valamint antilopfélek fordulnak elő (KORMOS T. 1911; KRETZOI M. 1962; KORDOS L. 1992) (10. ábra).

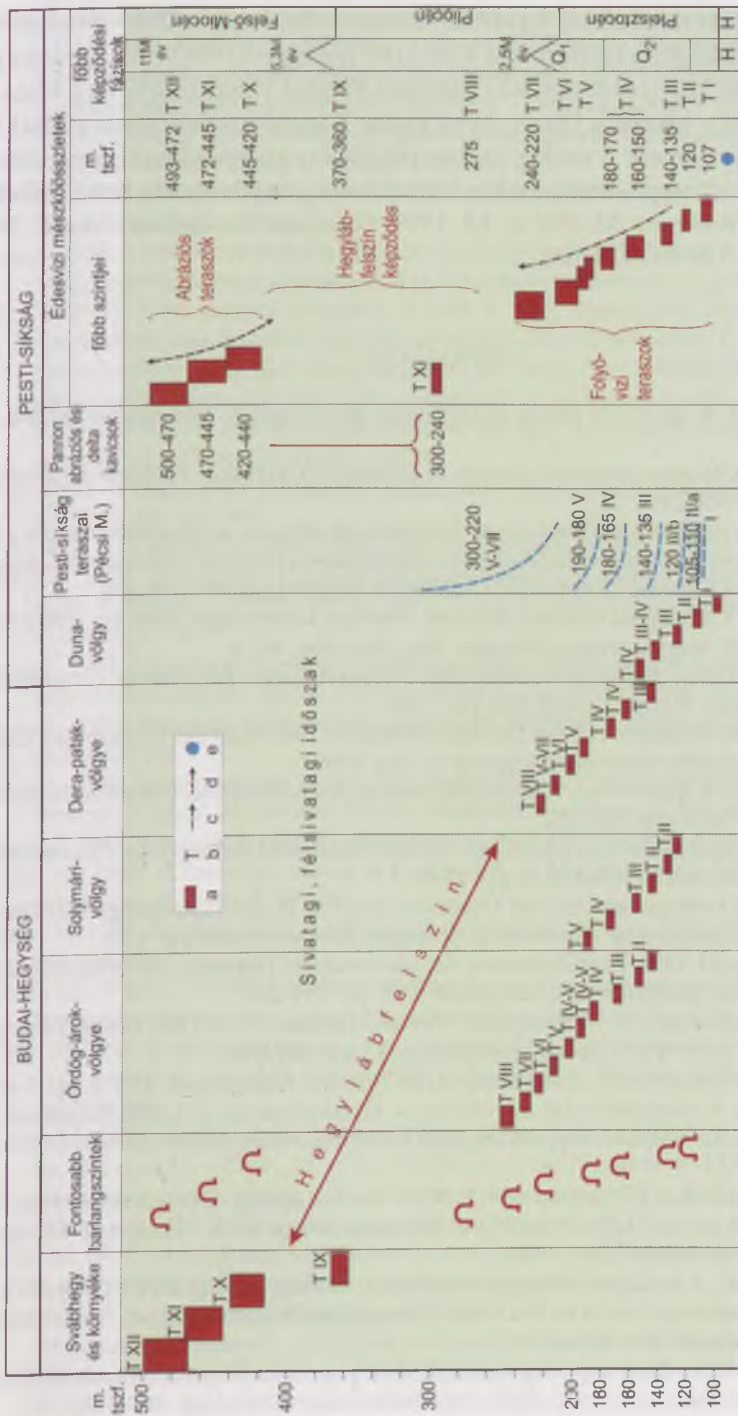


10. ábra. *Epimeriones* (sivatagi futóegerek) őrlőfogak egyházasdengелеgi keresztretézett homokból (HIR J.–MÉSZÁROS L. Gy. 1995)

A szárazzá vált Kárpát-medencében nagy homoktömegek felhalmozása mellett szezonálisan ingadozó vízhozamú vízfolyások jelentek meg galériaerdőkkel övezve (MOTTL M. 1941). A medence nagy részét ekkor sivatagi és félsivatagi területek uralták és környezetükben meszes-dolomitos gipszes képződmények találhatóak (SCHWEITZER F. 1993; SCHWEITZER, F.–SZŐÖR, Gy. 1997). A meleg-száraz klímán a kőzetek aprózódtak, emiatt nagyon sok homok képződött. Ezek változó (50–200 m közötti) vastagságban maradtak meg és a Pannon-tó agyagos-iszapos rétegeire települtek. A vizsgálatok alapján a szezonális folyami üledékszállítás a Kisalföldön keresztül eleinte D felé a Szlavón-medence irányába történt, majd az üle-

dék feltöltötte az egész kisalföldi medencét (SZÁDECZKY K.E. 1939; SÜMEGHY J. 1953). A szilíciumos fénymázás sivatagi kérgék kialakulása alapján ekkor a nagyon kevés (éves átlagban 150–250 mm) csapadékmennyiség lehetett, s emiatt folyóvizek és folyóvízi teraszok nem képződhettek, csak vádi jellegű időszakos vízfolyások alakulhattak ki (SCHWEITZER, F.–SZŐÖR, Gy. 1997).

A korábban az alsópannonban (eppelshemium) a globális klímaváltozás hatására magas földrajzi szélességekre is kiterjedő trópusi őserdő fel-



11. ábra. A Kárpát-medence-beli folyóhálózat kialakulása és fejlődése a travertin sztratigrafia alapján (SCHWEITZER F. 1993-2013).
 a = Édesvízi mészkőszintek (SCHEUER Gy.-SCHWEITZER F. 1984; b = Édesvízi mészkőképződés fontosabb fázisai; c = völgyoldalaliban megjelenő édesvízi mészkővek képződése; d = A János-hegy és a Sváb-hegy tektonikus kiemelkedése; e = jelenkori karsztforrások fakadási szintje

szakadozva visszaszorult az Egyenlítő környékére, hogy a Csarnótánumban (4–3 millió év között) a Földön újra kialakuló meleg-nedves vörösagyagképző globális méretű környezetváltozás hatására megint visszatérjen, és a kialakuló folyóhálózat – főként a Duna, és az egész Kárpát-medencebeli vízhalózat – formálódása – amely a meleg-száraz (Bérbaltavárium-Messinium) időszakban kialakult hegylábfelszíneket felszabdálja – és jelenkorig tartó fejlődése elkezdődjön (KREZTOI, M.–PÉCSI, M. 1979; SCHEUER Gy.–SCHWEITZER F. 1988; SCHWEITZER F. 1993) (11. ábra.).

IRODALOM

- BACSÁK Gy. 1940. A diluvium utolsó szakaszának kronológiája. *Barlangvilág*. 10/3-4. pp. 31-43.
- BULLA B. 1941. A Magyar medence pliocén és pleisztocén terraszai. *Földrajzi Közlemények*. 69/4. pp. 199-230.
- BULLA B. 1956. A magyar föld domborzata fejlődésének ritmusa az újharmadkor óta a korszerű geomorfológiai szemlélet megvilágításában. *A Magyar Tudományos Akadémia Társadalmi-Történeti Tudományok Osztályának Közleményei*. 7/4. 281-296.
- CHOLNOKY J. 1915. Budapest földrajzi helyzete. *Földrajzi Közlemények*. 43/5. pp. 193-225.
- CHOLNOKY J. 1929. Magyarország földrajza. Pécs, Danubia. 167 p.
- CVJIĆ, J. 1908. Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tores. *Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft*. 160. pp. 1-64.
- CVJIĆ, J. 1910. The evolution of Lake Eordeal during the Diluvium age (in Serbian). *Glasnik srpske Kraljevske Akademije*. Belgrade. 81. pp. 1-84.
- ERDÉLYI M. 1955. A Dunavölgy nagyalföldi szakaszának víztároló üledékei. *Hidrológiai Közlöny*. 35/5-6. pp. 159-169.
- FINK, J. 1961. Der östliche Teil des nördlichen Alpenvorlandes. *Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft*. 6. pp. 25-51.
- FINK, J. 1967. Die Paläogeographie der Donau. In: Liepolt, R. (ed.) *Limnologie der Donau : eine monographische Darstellung*. Stuttgart, Schweizerbart. pp. 1-50.
- FINK, J. – MAJDAN, H. 1954. Zur Gliederung der pleistozanen Terrassen des Wiener Raumes. *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt*. 97/2. pp. 211-249.
- FUNDER, S. – ABRAHAMSEN, N. – BENNIKE, D. – FEYLING-HANSEN, R. W. 1985. Foresterd Arctica: evidence from North Greenland. *Geology*. 13. pp. 542-546.
- GÁBRIS Gy. 1997. Gondolatok a folyóteraszokról. *Földrajzi Közlemények*. 45/1-2. pp. 3-16.
- GÁBRIS Gy. 2006. A magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigénizotóp-sztratigráfia tükrében. *Földrajzi Közlemények*. 54/3-4. pp. 123-133.
- HABLY, L. – SCHWEITZER, F. – SZEBERÉNYI, J. 2010. The hot spring deposits near Magyarút and their paleobotanical analysis (Börzsöny Mountains, Hungary). *Hungarian Geographical Bulletin*. 59/1. 3-16.
- HALAVÁTS Gy. 1898. A Budapest vidéki kavicsok kora. *Földtani Közlöny*. 28/10-11. pp. 291-299.
- HAQ, B. U. – HARDENBOL, J. – VAIL, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the triassic. *Science*. 235. 1156-1167.
- JÁMBOR Á. 1980. Szigethegységeink és környezetük pannóniai képződményeinek fáciestípusai és ősföldrajzi jelentőségük. *Földtani Közlöny*. 110/3-4. pp. 498-511.

- JÁMBOR Á. – BALÁZS E. – BALOGH K. – BÉRCZI I. – BÓNA J. – HORVÁTH F. – GAJDOS I. – GEIGER J. – HAJÓS M. – KORDOS L. – KORECZ A. – KORECZNÉ-LAKY I. – KORPÁS-HÓDI M. – KÖVÁRY J. – MÉSZÁROS L. – 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. *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*. 70. pp. 155-167.
- JÁNOSSY D. 1979. A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. Budapest, Akadémiai Kiadó. 206 p.
- KÁDÁR L. 1955. A folyókanyarulatok elmélete és a hegységek áttörésében való szerepe. Pécs, Dunántúli Tudományos Intézet. 32 p. (Dunántúli tudományos gyűjtemény ; 5.)
- KÁDÁR L. 1980. A mi változó bolygónk, a Föld. 1. rész. Hérodotosz földrajzi adatainak megbízhatósága és ősföldrajzi jelentőségük különös tekintettel Észak-Afrikára és Délkelet-Európára = Our changing planet the Earth. Part. 1. Reliability of Herodotus' geographical data and their paleogeographical significance with special reference to North Africa and the South-Eastern Europe. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina*. 14-15. 110-257.
- KÉZ A. 1934. A Duna győr-budapesti szakaszának kialakulásáról. *Földrajzi Közlemények*. 62/10-12. pp. 175-193.
- KÉZ A. 1956. Az Ösduna és vízterülete. *Földrajzi Közlemények*. 4/4. pp. 403-408.
- KORDOS L. 1979. A magyarországi paleoklimatológiai kutatások módszerei és eredményei. Budapest, OMSZ. 167 p. (Az Országos Meteorológiai Szolgálat hivatalos kiadványai ; 50.)
- KORDOS L. 1988. A Spalax nemzetség (Rodentia) európai megjelenése és a plio-pleisztocén háttérkérdés. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1986. évről*. pp. 469-491.
- KORDOS L. 1991. Polgárdi, késő-miocén ősgérces lelőhelyek. *Magyarország geológiai alapszelvényei*. pp. 1-6.
- KORDOS L. 1992. Magyarország harmad- és negyedidőszaki emlősfaunájának fejlődése és biokronológiája. Akadémiai doktori értekezés. Budapest, MÁFI. 104 p.
- KORMOS T. 1911. A polgárdi pliocén csontlelet. *Földtani Közöny*. 41/1-2. pp. 48-64.
- KRETZOI M. 1962. A csarnótai fauna és faunaszint. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1959. évről*. 297-395.
- KRETZOI M. 1969. Megjegyzések a főemlősök nomenklaturájához. *Vertebrata Hungarica* 11. pp. 195-199.
- KRETZOI, M. – PÉCSI, M. 1979. Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*. 22/1-4. pp. 3-33.
- KRETZOI M. 1983. Kontinentstörténet és biosztratigráfia a felső harmadkor és a negyedidőszak folyamán a Kárpát-medencében és korrelációi. *Földrajzi Közlemények*. 107/3-4. pp. 230-240.
- KRETZOI, M. 1985. Sketch of the biochronology of the Late Cenozoic in Central Europe. In: KRETZOI, M. – PÉCSI, M. (eds.) Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian basin : geological and geomorphological studies. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 3-20. (Studies in geography in Hungary ; 19.)
- KRETZOI M. 1987. A Kárpát-medence pannoniai (s.l.) terrisztrikus gerinces biokronológiája. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*. 69. pp. 393-422.
- KRIVÁN P. 1953. A pleisztocén földtörténeti ritmusai : az új szintézis. In: Az Alföld földtani felépítésének kérdései : a Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztálya Földtani Bizottsága által 1952. évi szeptember 26, 27 és 28-án tartott alföldi kongresszus. Budapest, Akadémiai Kiadó. 5-15.

- KÜPPER, H. 1953. Uroberfläche und jüngste Tektonik im südlichen Wiener Becken. In: KÜPPER, H. et. al. (eds.) *Skizzen zum Antlitz der Erde : geologische Arbeiten*, herausgegeben aus Anlaß des 70. Geburtstages von Prof. Dr. L. Kober. Wien, Hollinek. pp. 376-386.
- LÁNG S. 1953. A Szentendre-Visegrádi hegység felszíne. *Földrajzi Értesítő*. 2/4. pp. 447-469.
- LÁNG S. 1955. A Gerecse peremhegységi részeinek geomorfológiája. *Földrajzi Értesítő*. 4/2. pp. 157-197.
- 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. 617 p.
- MIHÁLCZ I. 1953. Az Alföld negyedkori üledékeinek tagolódása. In: *Az Alföld földtani felépítésének kérdései : a Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztálya Földtani Bizottsága által 1952. évi szeptember 26, 27 és 28-án tartott alföldi kongresszus*. Budapest, Akadémiai Kiadó. 101-110.
- MOTTL M. 1941. Pliocén problémák és a plio-pleisztocén határkérdés. Beszámoló a Magyar Királyi Földtani Intézet vitauléseinek munkálatairól : a M. Kir. Földtani Intézet évi jelentésének függeléke. pp. 43-63.
- NOSZKY J. 1933. Adatok a visegrádi Dunaszoros terraszképződményeinek geológiai ismeretéhez : jelentés az 1933. évi geológiai felvételekről. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentései az 1933-35. évekről. 4. pp. 1523-1541.
- PAPP, A. 1950. Übergangsformen von Congeria zu Dreissena aus dem Pannon des Wiener Beckens. *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*. 57. 148-156
- PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakulata. Budapest, Akadémiai Kiadó. 345 p. (Földrajzi monográfiák ; 3.)
- PÉCSI M. 1963. Hegylábi (pediment) felszínek a magyarországi középhegységekben. *Földrajzi Közlemények*. 11/3. pp. 195-212.
- PÉCSI, M. 1965. Upper Pliocene-post-Pannonian-pediments in the middle mountains of Hungary. In: MAZÚR, E. – STEHLÍK, O. (eds.) *Geomorphological problems of Carpathians*. Bratislava, Vyd. Slovenskej Akadémie Vied. pp. 199-220.
- PÉCSI, M. 1970. Surfaces of planation in the Hungarian Mountains and their relevance to pedimentation. In: PÉCSI M. (ed.): *Problems of relief planation*. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 29-40. (Studies in geography in Hungary ; 8.)
- PÉCSI M. 1980. A Pannóniai-medence morfogenetikája. *Földrajzi Értesítő*. 29/1. pp. 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*. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 89-98. (Studies in geography in Hungary ; 19.)
- PÉCSI, M. – SCHEUER, Gy. – SCHWEITZER, F. – HAHN, Gy. – PEVZNER, M. A. 1985. Neogene - Quaternary geomorphological surfaces in the Hungarian mountains. In: KRETZOI, M. – PÉCSI, M. (eds.) *Problems in the Neogene and Quaternary in the Carpathian Basin*. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 51-63. (Studies in geography in Hungary ; 19.)
- PENCK, A. 1894. *Morphologie der Erdoberfläche*. Teil 2. Stuttgart, Engelhorn. 696 p.
- PENCK, A. 1910. Der XI. International Geologen-Kongress fand am 17.-25. August d. J. in Stockholm statt. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*. 471-474.
- PRINZ Gy. 1936. Magyar föld, magyar faj. 1. kötet, Magyar földrajz. 1. rész, Magyarország tájrajza. Budapest, Királyi Magyar Egyetemi Nyomda. 394 p.
- RÓNAI A. 1972. Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. *A Magyar Állami Földtani Intézet évkönyve*. 56/1. pp. 1-421.
- RÖGL, F. – STEININGER, F. F. – MÜLLER, C. 1978. Middle Miocene salinity crisis and paleogeography of the Paratethys (Middle and Eastern Europe). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. 42/1. pp. 985-990.

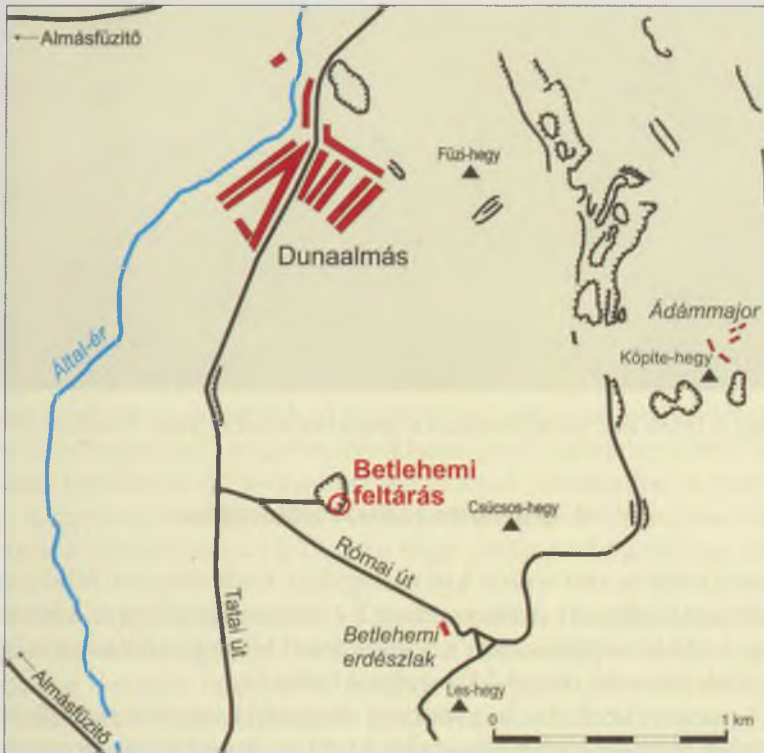
- SALAMON F. 1878. Buda-Pest története. Első rész: Buda-Pest az ó-korban. Budapest. 366 p.
- SCHUEUR Gy. – SCHWEITZER F. 1984. Budai és Gerecse hegységi édesvízi mészkövek kőzet-repedezettségi jelenségei. *Építőanyag*. 36. pp. 121-129.
- SCHUEUR Gy. – SCHWEITZER F. 1988. A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. Budapest, Akadémiai Kiadó. 129 p. (Földrajzi tanulmányok ; 20.)
- SCHLESINGER, G. 1912. Studien über die Stammesgeschichte der Proboscider. *Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt*. 62/1. pp. 1-182.
- SCHWEITZER F. 1993. Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. Akadémiai doktori értekezés. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. 125 p. Kézirat.
- SCHWEITZER, F. 1997. On late Miocene-early Pliocene desert climate in the Carpathian Basin. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband*. 110. pp. 37-43.
- SCHWEITZER, F. 2004. On the possibility of cyclic recurrence of ice ages during the Neogene. *Földrajzi Értesítő*. 53/1-2. pp. 5-11.
- SCHWEITZER, F. – SZÖÖR, Gy. 1997. Geomorphological and stratigraphical significance of Pliocene red clay in Hungary. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband*. 110. pp. 95-105.
- SÓBÁNYI Gy. 1893. A törmelék-kúpok keletkezése. *Földrajzi Közlemények*. 21/1. pp. 11-25.
- SOERGEL, W. 1939. Das diluviale System. Berlin, Borntraeger. 138 p. (Fortschritte der Geologie und Paläontologie ; 12/39.)
- 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*. Verlag dr. Friedrich Pfeil, München, pp. 9-24.
- STRÖMPL G. 1913. A visegrádi Duna-szoros és a pesti síkság kavicstelepei. *Földtani Közlöny*. 43/7-9. pp. 328-331.
- Suess, E. 1863. Über den Lauf der Donau. *Österreichische Revue*. 4. pp. 262-272.
- SÜMEGHY J. 1953. Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1951. évről*. pp. 83-109.
- STRÖMPL G. 1931. A szik geomorfológiája. *Földrajzi Közlemények*. 59/4-5. pp. 62-74.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1939. A Gerecse hegység magasterraszairól. *Földtani Közlöny*. 69/10-12. pp. 279-288.
- THENIUS, E. 1978. Neue Säugetierfunde aus dem Pliozän von Niederösterreich [Rhinoceros megarhinus]. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*. 68. pp. 109-128.
- ZUBAKOV, V. A. – BORZENKOVA, I. I. 1990. Global paleoclimate of the late Cenozoic. Amsterdam, Elsevier. 456 p.

Dunaalmás betlehemi feltárás kavicsrétegsora és édesvízi mészkő előfordulásai

VICZIÁN ISTVÁN¹

Bevezetés

A felhagyott homok- és kavicsbánya a Gerecse ÉNy-i részén, Dunaalmás közelében található (1. ábra) a Tatai és a Római (Les-hegyi) út elágazásától 380 m-re K-re. A feltárás mellett vezető Római úton szállították a rómaiak a Nyugati-Gerecse édesvízi mészkőbányáinak kővét. Az említett út elhalad a közeli Betlehem-puszta (Szomód része) mellett is, ami után a feltárás a nevét kapta.



1. ábra. A betlehemi feltárás helyszínrajza

¹ MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földrajztudományi intézet, 1112, Budapest, Budaörsi út 45. E-mail: viczian.istvan@csfk.mta.hu

Az egykori bányaudvar 172 m tszf.-i magasság felett helyezkedik el, mely szintet Pécsi M. (1959, 1991) a Duna V. sz. teraszának írta le. A feltárástól É-i, ill. Ny-i irányba nézve a Duna és az Által-ér felé lépcsőzetesen lealacsonyodva láthatjuk a folyó I–IV. sz. teraszainak sorozatát (1. kép). A bánya mintegy 16 m vastagságban tárta fel a különböző rétegeket. Mivel jelenleg használaton kívül van, ezért a felszínformáló folyamatok és a növényzet egyre inkább elfedik a feltárást. Cikkünkben a feltárás rétegsorát, a benne található édesvízi mészkő előfordulást és egy új paleontológiai leletet mutatunk be.

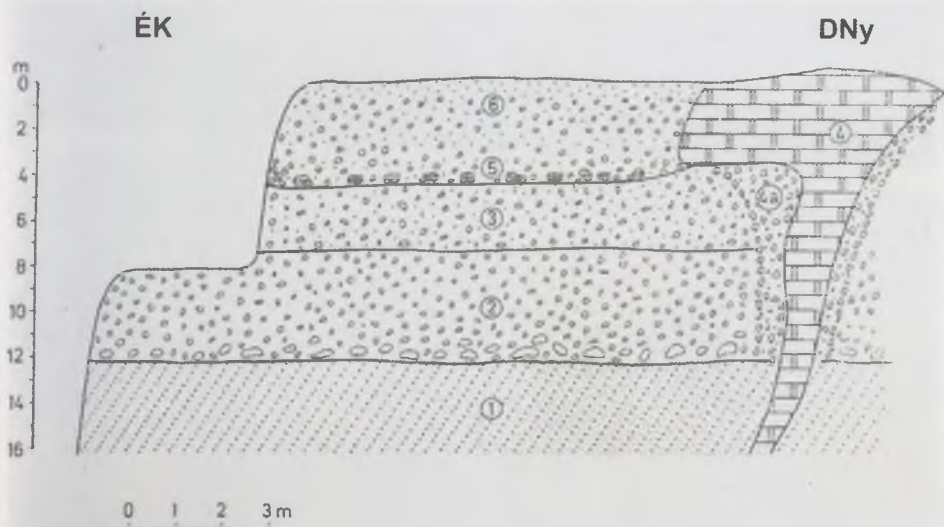


1. kép. A Duna I–IV. számú teraszai a feltárástól északra. Fotó: VICZIÁN I. 2013.

A betleheimi feltárás ismertetése

A betleheimi feltárás alsó részén 4 m vastagságú, ferderétegzett felső-pannoniai homok látható (2. ábra, 1). A bányaudvar É-i falában kizárólag ez a homok található meg, a D-i fal feltárásaiban a homok felett különböző kavicsos üledékek vannak, több édesvízi mészkő kibúvással tarkítva.

A pannon homokra közvetlenül diszkordánsan települő durvaszemcsés kavicsos rétegsor kavicsgörgetegek 20–40 cm átmérőjűek, anyaguk a kvarc mellett gránit, gneisz és egyéb metamorf kőzetek. Anyaguk, méretük és morfológiai jegyeik alapján ez a réteg elkülönül a felette található kavicsösszletektől. A bányaudvartól D-re eső szántóföld felszínén több 10 m-es sávban találjuk e hatalmas kavicsokat (2. kép).



2. ábra. A betleheimi feltárás szelvénye (SCHWEITZER F. 1988). 1 = felsőpannoniai ferderétegzett homok, 2 = főként durva szemcsés kavics, alsó részében 20–40 cm átmérőjű kavicsgörgöttek, 3 = durva és közepes szemcsenagyságú kavicsok homokos közbetelepüléssel, dreikanterek, 4 = forrástölcsér édesvízi mészkővel kitöltve, 4a = forrástölcsért övező kavicsok hossztenge-lyükkel függőleges irányba állva, 5 = durva és közepes szemcsenagyságú kavics, homokos rétegekkel, az alsó részében édesvízi mészkő alig görgötett darabjaival, 6 = közepes szemcsenagyságú kavics (2-5 cm átmérőjű), felfele homokba megy át

A fedőjében lévő kavicsösszletek már kisebb szemátmérőjű (max. 10 cm) kavicsokból állnak, szerkezetük nem delta, hanem hordalékkúpszerű, mederbeli lerakódást mutatnak. A 2. ábrán 3-as számmal jelölt réteg durva és közepes szemcsenagyságú kavicsösszletét homokos közbetelepülések tarkítják, és gyakorta fordulnak elő benne sarkos kavicsok (dreikanter) is (SCHWEITZER F. 1988). A dreikanterek jelenléte – még ha áthalmozott formában vannak is jelen – száraz klímaszakaszt jelöl, épp éleik pedig rövid szállítási utat feltételeznek.

Ennek fedőjében (2. ábra, 5.) lévő homokos rétegekkel tagolt, durva és közepes szemcsenagyságú kavicsösszlet alsó részében édesvízi mészkő alig görgötett darabjai találhatóak, melyek a környék édesvízi mészkő területeiről érkeztek. Ebben a rétegben talált VICZIÁN I. és SCHWEITZER F. 2000-ben egy *Mammuthus (Archidiskodon) meridionalis* őrlőfogát (3., 4. kép), amelyet GÁSPARIK M. határozott meg. Szintén ez a réteg a fekéje a 2. ábrán mutatott feltárás édesvízi mészkővének is. A feltárás legfelső részét (2. ábra, 6) közepes szemcsenagyságú, 2–5 cm átmérőjű kavics építi fel, mely felfele fokozatosan homokba megy át.



2. kép. Kavicsgörcgetegek a betlehemi feltárással szomszédos szántó föld felszínén, a feltárástól északnyugatra. A kavicsok között dreikantereket találhatunk. Fotó: VICZIÁN I. 2013.



3. kép. A betlehemi feltárási ÉK-DNy-i fala 2000-ben, Fotó: VICZIÁN I. A nyíl az Archidiskodon meridionalis foglelet helyét mutatja



4. kép. Mammuthus (Archidiskodon) meridionalis örlőfog lelet a dunaalmási betlehemi feltárásból. Fotó: VICZIÁN I.

A bányaudvarban gyakoriak az édesvízi mészkő kibúvások. Kialakulásuk a hegység fő tömegét alkotó mezozoós karbonátos kőzetekből származó karsztvízhez köthető. A törmelékes kőzetekkel takart és a felszínen lévő sasbércekből származó források a felsőpannontól napjainkig sokféle építettek édesvízi mészkövet a Gerecsében. A forráskilépések helyszínei térben fokozatosan áttevődtek, és az erózióbázis süllyedésével egyre mélyebb szintre szálltak.

A Nyugati-Gerecse a felső-pleisztocénben és a holocénben vált a forrás-
tevékenység súlyponti területévé (SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1981). A különböző hőmérsékletű, bővizű forrásoknak nagy szerepe volt a történelem során a környék lakóinak életében (VICZIÁN I.–HORVÁTH F. 2006). A 20. század második felében a szénbányászattal összefüggő karsztvízszint-süllyesztés miatt a Duna és az Által-ér allúviumán fakadó források elapadtak, de a karsztvízrendszer újbóli feltöltődésével napjainkban újra megjelennek (BÁBÁK K. et al. 2013).

A feltárás teljes rétegsora több édesvízi mészkő előfordulást vesz közre. A mészkő barnás színű, kemény, kompakt, mikrohermás, de helyenként több cm-es növényi szár- és levélmaradványokat, csiga kőbelekot tartalmaz. A pelmikrites, (bio)pelmikropátos szövetű mészkő feltehetőleg tavi eredetű (KELE S. 2009; SCHWEITZER F. 1988).

SCHUEER Gy. (1997) felveti azt a lehetőséget, hogy a betlehemi szikla nem önálló előfordulás, hanem a Csúcsos-hegyről lecsúszott mészkőblokk. Ennek ellentmond, hogy a bányaudvar több édesvízi mészkő előfordulásán jól látszanak a képződéssel egyidős tavacsák, mocsaras környezet, az egykori vízszint nyomai, a mésszel bevont növényzet formái, a tetarátá gátak oldalán lefolyó vízből kivált rétegek, ezek az előfordulások autochtonok, nem látszik rajtuk későbbi elmozdulás vagy kibillenés nyoma.

SCHWEITZER F. (1988) egy édesvízi mészkővel kitöltött forrástölcsért ismert fel a feltárásban, meghatározta a mészkövet lerakó forrás feltörési centrumát is (2. ábra, 4). A forrástölcsért övező zónában a hossz tengelyükkel függőleges helyzetben lévő kavicsokat a forrásvíz feláramlásával hozta kapcsolatba (2. ábra, 4/a). E szerint az édesvízi mészkövet lerakó forrás áttörte a pannon üledékeket és a terasz kavicsot, tehát a kavicsösszlet alsó része még a forrásműködés kezdete előtt keletkezett. A forráskúp felszíne részben erodált. A fogleleteket is tartalmazó réteg (2. ábra, 5) egyben az édesvízi mészkő előfordulás felső, nagyobb kiterjedésű, 3–5 m vastag részének fekszik is. A feltárás felső kavicsos, homokos része a forrásműködésnél fiatalabb, ill. alsó részei azzal azonos korú lehet.

A paleontológiai, paleomágneses és egyéb adatok alapján a V. sz. terasz a Kislángi szakasz végével azonosíthatjuk.

Összefoglalás

A Duna V. sz. terasz kavicsának tartott összlet egyes kavics rétegeinek pontosabb korát és származási helyét további kutatásoknak kell tisztáznia. Kérdés, hogy a kavicsos rétegsor egyes rétegei kapcsolatba hozhatók-e a felvidéki torrens vízfolyásokkal és a korabeli erózióbázishoz igazodó mellékvízfolyások törmelék kúpjáival. A kavics felhalmozódását megszakító időszakokban a kitett felszíneken sarkos kavicsok képződtek, helyi lepusztulás nyomai láthatók, édesvízmészkő-képződés folyt. A korábbi kutatások összefoglalása, a rétegtani, morfológiai megfigyelések és a begyűjtött *Archidiskodon meridionalis* lelet a Duna V. számú teraszának helyzetével kapcsolatos szakmai kérdésekhez kíván új szempontokat adni.

IRODALOM

- BABÁK K. – BALOGH J. – KISS I. – KOPECSKÓ Zs. – KOVÁCS I. P. – SCHWEITZER F. – SZEBERÉNYI J. – VICZIÁN I. 2013. A karsztvíztárolók újbóli feltöltődése és a forrástevékenység újra-indulása a Vértes és a Gerecse környezetében. In: Terresztrikus domborzatfejlődés a Vértes és Gerecse környezetében a béraltaváriumtól a holocénig. Budapest, MTA CSFK Földrajztudományi Intézet.

- KELE S. 2009. Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések. PhD disszertáció. Budapest, ELTE TTK Földtudományi Doktori Iskola Földtan - Geofizika Doktori Program. 176 p. Kézirat.
- KRETZOI, M. – PÉCSI, M. 1979. Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin. *Acta Geologica*. 22/1-4. pp. 3-33.
- PÉCSI M. 1959. A Magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínaktana. Budapest, Akadémiai Kiadó. 346 p. (Földrajzi monográfiák ; 3.)
- PÉCSI M. 1991. Geomorfológia és domborzatminősítés. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. 296 p. (Elmélet - módszer - gyakorlat ; 53.)
- SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1981. A Gerecse hegység paleokarszt-hidrogeológiai viszonyainak rekonstrukciója a felsőpannontól napjainkig. *Hidrologiai Közöny*. 61/8. pp. 333-343.
- SCHEUER GY. 1997. A Nyugat-Gerecse csúcsos-hegyi édesvízi mészkő-előfordulás paleo-hidrogeológiai vizsgálata. *Hidrologiai Tájékoztató*. 37/2. pp. 23-26.
- SCHWEITZER F. 1988. A Gerecse-hegységi édesvízi mészkőösszletek elterjedése, litosztratigráfiai tagolása. In: SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. (szerk.) A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 49-50. (Földrajzi tanulmányok ; 20.)
- VICZIÁN I. – HORVÁTH F. 2006. A tatai mocsarak a római korban és Mikoviny Sámuel lecsapoló munkája. *Földrajzi Értesítő*. 55/3-4. pp. 257-272.

A kora-pleisztocén löszképződés lehetősége a Kárpát-medencében – a legidősebb lösz- és lösszerű üledékek Dunaalmáson: villányium, késő-villafrankium

VARGA GYÖRGY–KIS ÉVA¹

Bevezetés

A Kárpát-medence területének csaknem felét borító lösz-őstalaj sorozatok több mint egy évszázada állnak a hazai természetföldrajzi kutatások homlokterében, hiszen ezek a hullóporos eredetű üledékek a pleisztocén ősföldrajzi és paleoklimatológiai rekonstrukciók kulcsfontosságú adatforrásai. Ezen felül a mérnökgeomorfológiai kutatások tárgya, illetve legértékesebb talajaink alapközete is lösz, így a különböző céllal induló kutatások más és más módszereket alkalmaznak, különböző szempontokat tartanak szem előtt. Ezért, illetve a különböző területeken kialakult löszök néhány eltérő tulajdonsága miatt egységes, mindenki által elfogadott löszdefiníció valójában nincs is.

A szakirodalmat áttekintve találkozhatunk a lösszel, mint kőzettel, mint konszolidálatlan üledékkel vagy éppen, mint talajjal. Más tulajdonságait tekintik fontosnak a geológusok, a geomorfológusok, a mérnökök vagy az agrármérnökök vizsgálatai során, hiszen más-más célokkal közelítik meg kutatásuknak a tárgyát. Az egyik legelterjedtebb, mégis az egyik „legszigorúbb” löszdefiníció Pécsi Márton nevéhez fűződik, aki 12 fő kritériumot sorol fel, melyekkel a típusos lösznek rendelkeznie kell. Ezek alapján a típusos lösz jellemzője, hogy döntően durva kőzetliszt (20–60 μm) méretű szemcsékből áll, rétegzetlen, porózus, vízáteresztő, meredek falakban is megálló, ám a víz hatására könnyen pusztuló, szerkezetes laza kőzet, fő ásványos alkotórésze a kvarc (40–80%), alárendelten földpátot tartalmaz, továbbá változó mennyiségben agyagásványokat és karbonátokat is (PÉCSI M. 1990, 1993).

A mai, nemzetközi szakirodalomban egy jelentősen leegyszerűsített löszfogalom van elterjedőben, mely szerint a legfőbb kritérium (1) a szél általi szállítás, (2) a durva kőzetliszt (szilt) mérettartományú szemcsék dominanciája és (3) a szárazföldi (szubaerikus) felhalmozódás (PYE, K. 1995). A geomorfológiai, paleoklimatológiai és ökoszervezeti kutatások során manapság ez az utóbbi, egyszerűbb definíció vált inkább elfogadottá, mely tény szükségszerűen együtt járt azzal is, hogy számos, korábban a nem löszként leírt üledéket is besorolunk a löszök közé.

¹ MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földrajztudományi Intézet, H-1112 Budapest, Budaörsi út 45. E-mail: varga.gyorgy@csfk.mta.hu; kis.eva@csfk.mta.hu

A löszök fent említett sokrétű jelentősége miatt különösen érdekes témakör számunkra maga az az időkeret, amikor löszképződésről beszélhetünk. A földtörténeti „régmúltban” több olyan intervallumot is ismerünk, amikor a sajátos környezeti viszonyok közepette löszök képződhettek, ilyenek például a késő-paleozoos Pangeán a szélsőségesen kontinentális viszonyok, a nagy hatásfokú aprózódás és a megamonszunális klíma (KUTZBACH, J.E. és GALLIMORE, R.G. 1989) hatására megerősödő szelek következtében az intramontán medencékben több mint 1000 méter vastagságban halmozódott fel a porból lösz, melyet ma erősen diagenizált formában, löszitként ismerünk (JOHNSON, S.Y. 1989). A plio-pleisztocén hullóporos eredetű üledéksor löszsorozata legidősebb tagjainak kora, illetve a lösszerű üledékek löszként történő definálásának kérdésköre évek óta vitás kérdés. Pécsi, M. (1984a, 1984b) szerint az idős löszök feküjét képező „Dunaföldvári Formáció” vöröses rétegei és a köztük található homokos agyag és szilt tulajdonságai nem elégítik ki a szorosabb értelemben vett típusos lösz kritériumait. A nemzetközi tudományos körökben elterjedt löszdefiníciók alapján azonban ezeken a rétegsorokon belül is találunk olyan rétegtani egységeket, melyeket szerte a világon löszként írnak le.

Öskörnyezeti keret és a vörösayagok hullóporos eredete

A legidősebb löszök és lösszerű üledékek feküjében sok helyen vörösayagok találhatóak, melyek bérbaltaváriumi száraz-meleg, sivatagi környezet hatását tükröző inszolációs mészkőre és csontbreccsára (gyakori *Arvicolidae sp.* és *Muridae sp.* elemekkel) települnek. A típusos vörösayagok, melyek felhalmozódásának kezdete ~3,6 millió évvel ezelőttre, a zanclai (5,332–3,6 Ma BP) és a piacenzai (3,6–2,588 Ma BP) korszakok határára tehető, tehát a faunaelemek változásán alapuló, a Kárpát-medence területére előszeretettel alkalmazott beosztás szerint a Csarnótánumban. A jelenleginél ~5°C-szal melegebb, nedvesebb és kiegyenlítettebb (VAN DAM, J.A. 2006), délkelet-ázsiai faunaelemekkel (*Ailuridae sp.*, *Pteromys sp.*, *Viveridae sp.* stb. – KRETZOI M. 1969, 1983; JÁNOSY D. 1979) jellemezhető klíma ellenére a légköri por mennyisége számottevő volt. Agyagásványtani és geokémiai összefüggéseken alapuló vizsgálataink szintén megerősítették a meleg (13–15°C évi átlaghőmérséklet) és nedves (1200–1800 mm/év csapadék) csarnótai éghajlat valószínűségét (KOVÁCS, J. *et al.* 2013).

A vörösayagok domborzatot takaróként befedő geomorfológiai helyzete, mikromorfológiai, geokémiai és ásványtani jellemzői szintén megerősítik az eolikus eredetet és a hullópor jelenlétét a pliocénben (KOVÁCS, J. 2008; KOVÁCS, J. *et al.* 2008; VARGA, GY. 2011). A részletesen elemzett granulometriai jellemzők alapján alapanyagának egy részét származtathatjuk a helyi forrásterületekről, míg a finomszemcsés komponens jellemzői távoli lehordási területre engednek következtetni.

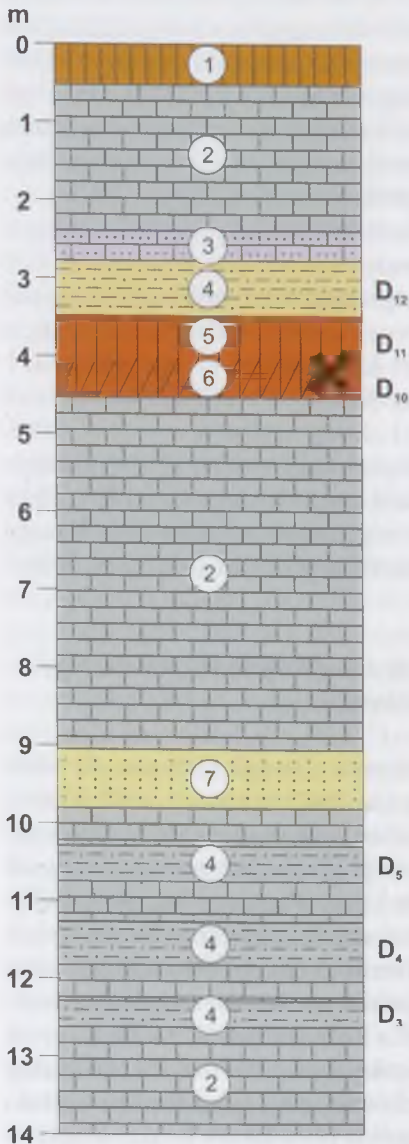
A szél által helyi forrásokból kifújtt anyag származására vonatkozóan egyelőre kevés adattal rendelkezünk. A késő-neogén hegységképződési fázisok és éghajlati változások együttesen hatalmas mennyiségű anyagot erodáltak a megemelkedő hegységi térségekből. KUHLEMANN, J. *et al.* (2002) és KUHLEMANN, J. (2007) szerint a Keleti-Alpok kiemelkedése mintegy 5 millió évvel ezelőtt felgyorsult és a Kárpát-medence területére 73 000 km³-nyi lepusztult konglomerátumot, homokkövet, homokot és agyagot szállítottak a folyók, ahol munkavégző képességüket veszítve le is rakták üledéküket. Ez az anyag, valamint a további pannon–alsó-pliocén laza, konszolidálatlan üledék együttesen szolgáltathatta a vörösayagok durvaszemcsés komponensének alapanyagát. Laboratóriumi kísérletek és szimulációk szintén igazolták, hogy az említett üledékek szél általi megmunkálása és szállítása következtében a vörösayagok és löszök kőzetliszt méretű szemcséi nagymennyiségben felhalmozódhattak a Kárpát-medencében (SMITH, B.J. *et al.* 1991, 2002; ASSALAY, A.M. 1998; WRIGHT, J. 2001a, 2001b).

A finomszemcsés (agyag és finom kőzetliszt) üledékpopoláció anyagának származtatása egy további, egyelőre bizonytalan kérdés. A mérsékelt övi, állandó nyugati szelek övében a magasabb légrétegekben szállított 10 µm-nél kisebb szemcséjű poranyag szerepe a hullóporos eredetű üledékek másodlagos maximumának kialakításában a belső- és kelet-ázsiai adatok (VANDENBERGHE, J. *et al.* 2006) szerint jelentős. A Kárpát-medence területén is felhalmozódhattak ezek a nyugati területek felől érkező ásványi anyagok (KOVÁCS, J. *et al.* 2008, 2011). A nyugatias áramlásokon kívül további porforrás területeket is figyelembe kell vennünk. A jelenkori folyamatok adatai alapján megállapítható, hogy Földünk legfontosabb ásványi por lehordási régiójából, a Szaharából is nagy mennyiségű por érkezik a Kárpát-medence területére (VARGA, Gy. *et al.* 2013).

A hullóporos szedimentáció fokozódása és a löszképződés lehetősége a kora-pleisztocénben

A vörösayagok fedőjét lösz–paleotalaj sorozatok alkotják (JÁMBOR, Á. 1980; HALMAI, J. *et al.* 1982; SCHWEITZER, F. és SZÖÖR, Gy. 1997; KOVÁCS, J. 2003; VARGA, Gy. 2011). A vörösayagok képződését követően az éghajlat szárazabbá vált, a zárt erdők helyét nyílt pusztai, majd félsivatagi környezet vette át, melynek faunájában a strucc és a zebra is megtalálható volt (KRETZOI, M. 1969, 1983). Noha, egy friss tanulmány (MAYHEW, D.F. 2012) szerint a kislángi faunaelemek paleoklimatológiai értelmezését nagyban nehezíti az összlet áthalmazott jellege, a geomorfológiai (SCHWEITZER F. 1993), valamint geokémiai és agyagásványtani (KOVÁCS, J. *et al.* 2013) vizsgálatok alapján a kora-pleisztocén klímája jóval szárazabb volt, mint az azt megelőző késő-pliocéné. Ebben a száraz-meleg környezetben a poranyag kialakulásának feltételei még inkább jelen voltak, tovább növelve ezzel a légköri por mennyiségét, a porviharok gyakoriságát és

méretét, valamint a leülepedést követően a mállási folyamatok nem akadályozták meg az akkumulálódott por lösszé alakulását. Meg kell jegyezni, hogy az ekkor, hullóporból felhalmozódott és hazánk területén mai is fellelhető alsópleisztocén képződmények a Pécsi Márton által a típusos lösz kritériumaként felállított 12 pontnak nem minden esetben felelnek meg és ezek részben a „Dunaföldvári Formációba” lettek besorolva (PÉCSI, M. 1984a, 1984b).



Idős lösszerű képződmények Magyarországon

Dunaalmás

Az idős löszök és lösszerű üledékek sorozatai jelentős réteghiányokkal terhelték; a nem süllyedő dombsági területeken és a medenceperemeken a rétegtani helyzet és a relatív kor beazonosítása nehéz feladat elé állítja a kutatókat. A dunaalmási kőfejtő (É.sz. 47°40' K.h. 18°20' 268 m tszf. magasságban) édesvízi mészkőrétegei közé zárt vörös paleotalaj és rátelepülő löszös üledék kora a paleomágneses és paleontológiai bizonyítékok alapján egyértelműen a kora-pleisztocén (1. ábra). Az édesvízi mészkőképződéshez szükséges forrásműködés száraz időszakai szünetében képződött üledékek egy nagyméretű tetarátá medencében rakódtak le, majd a forrástevékenység újbóli beindulása után travertinóval fedődtek be. JÁNOSY D. (1979) vizsgálatai alapján a talajban talált fauna kislángiumi. A paleomágneses mérések a teljes rétegsorban fordított mágnesességet mutattak, leszámítva a legalsó (D₃) réteget, melynek mágneses irányítottsága

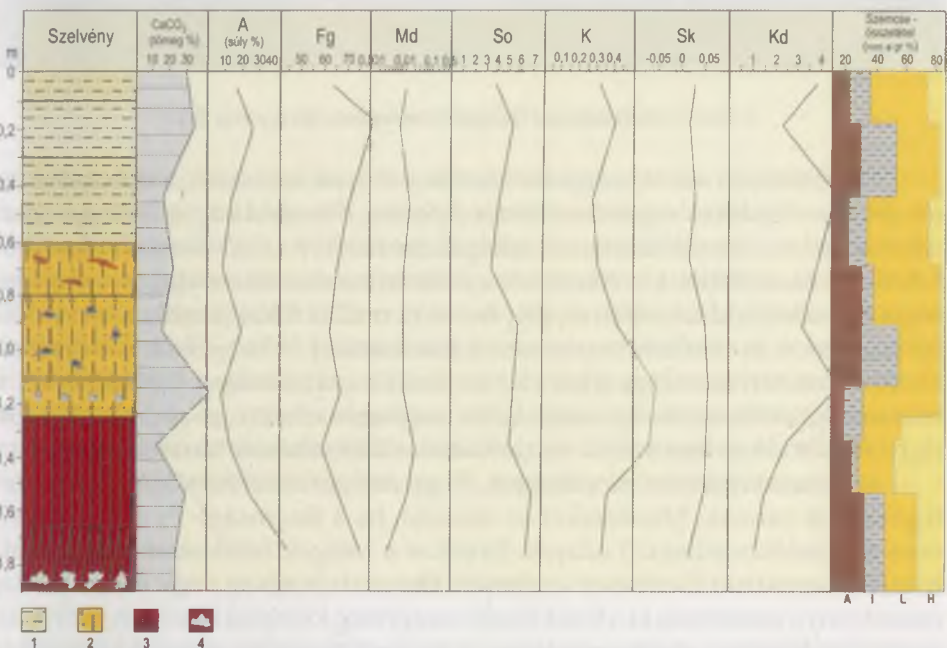
1. ábra. A dunaalmási édesvízi mészkő rétegei közé zárt vörös paleotalaj és lösszerű üledék szelvénye (Szerk.: SCHWEITZER F. 1994) 1 = recens rendzina talaj; 2 = édesvízi mészkő; 3 = mészszipa; 4 = finomhomokos lösz; 5-6. dupla paleotalaj; 7 = kőzetlisztes homok; D₄-D₁₂: normál mágnesessétségű minták; D₃: fordított mágnesessétségű minta)

ismét normális, és feltehetően a Gauss paleomágneses időszakot jelzik (PEVZNER, M.A. mérései alapján PÉCSI, M. és SCHWEITZER, F. 1995).

A feltárás üledékföldtani paraméter-értékekkel történő jellemzésének az volt a célja, hogy az ősföldrajzi környezetben bekövetkezett változásokra tudjunk következtetéseket levonni a szabad szemmel nem látható granulometriai különbségek jellemzése során (2–4. ábra).

A feltárás felső részén 3 löszös iszapréteg települ. A középső apró konkréciós, a másik kettő murvás. Alattuk mangánkiválásos löszréteg húzódik mészkonkréciókkal. A feltárás alsó részét kettősosztatú vöröstalaj-vörösagyag összlet képezi. A kislángi típusú fosszilis komplexum 2 része között hiátus mutatható ki, a lepusztult löszréteg szemcséi megtalálhatók az alatta húzódó réteg felső részében. A vörösagyag alsó részében 5–10 cm nagyságú mészkőtörmelék darabok húzódnak.

A feltárás megszerkesztett szelvénye mellett görbéken ábrázoltuk a hagyományos üledékföldtani paraméterek mellett a CaCO_3 tartalmat, az agyag, iszap, lösz és homok részeseledése arányát, valamint a finomsági értéket és a mállási indexet. Így azonnal leolvasható a szelvény adott mélységéhez tartozó összes őskörnyezeti viszonyra vonatkozó információ egy vízszintes vonal mentén.



2. ábra. Üledékföldtani paraméterértékek változása a dunaalmási feltárásban (Kis É.). Rétegtani leírás: Kis É., SCHWEITZER F., VARGA GY., BALOGH J. Szemcseméret elemzés: Kiss K. 1 = mésziszap; 2 = lösz; 3 = fosszilis vöröstalaj; 4 = vörösagyag mészkőtörmelékkel



3. ábra. A dunaalmási feltárás környezete (Fotó: Kis É.)

Különösen sok információt hordoz két új mutatószám, a finomsági érték (FG) [az üledékek egymástól történő pontos elhatárolása, az ősdomborzat rekonstruálása, következtetés a löszképződés helyére az FG %-os növekedéséből, ill. csökkenéséből, következtetés a szélirányra és a viszonylagos szélesebségre a löszképződés idején] és a K_d -index (a mállás foka) [a rétegsoron belüli felmelegedési és lehülési maximumok kimutatása]. A hagyományos értékek közül az osztályozottsági-érték (S_v) az üledék származása elkülönítésére, a csúcossági-érték a lösz- és talajhatárok meghatározására, az aszimmetria fok (S_k) a feltöltődő és lepusztuló részterületek elkülönítésére használható.

Össességében elmondhatjuk, hogy az egész szelvényben jelentős réteghiányok vannak. Mindezeket az mutatja, ha a finomsági- és a K_d -értékek nem az üledékre jellemző adatok. Ilyenkor a rétegek felső része még tartalmazza a lepusztult üledéksor szemcséit. Lepusztult agyag vagy fosszilis talaj maradványa mutatható ki a felső löszös iszapréteg középső részében, illetve az alatta lévő löszréteg alsó harmadában. A kislángi faunát tartalmazó agyagszint viszont többosztatú, 2–3 talaj, illetve agyagréteg egymásra települése. Az alsó vörösbarna agyagréteg helyben képződött, a felette húzódó vörös talajrétegek áthalmazottak (FG, K_d , S_k értékek és a szemcseösszetételi görbék többmaxi-



4. ábra. A dunaalmási feltárás rétegsora (Fotó: Kis É.)

mumai). A közöttük lévő löszrétegek teljesen lepusztultak. Mindez arra utal, hogy az összlet igen idős. A K_d -értékek jelentik a hideg- és meleg-maximumok leolvasási lehetőségét. A löszréteg legalsó részén hideg-maximum, a talajkomplexum legalsó részén pedig meleg-maximum mutatható ki. A K_d -érték a hőmérséklet ingadozás enyhe rezdülését is kimutatja. Az M_d -értékek is mind megerősítik az FG és Kd indexek alapján tett észrevételeinket. A csúcossági értékek alapján a görbékről leolvashatók a talajkomplexumban meglévő réteghiányok épp úgy, mint a mésziszap felső harmadában jelentkező lepusztult talajsintet jelző érték. Az aszimmetria fok érték is kimutatja ezen réteghiányokat. A talajsintek között közbetelepült homokos löszrétegek tarolódtak le.

Beremend

A Kárpát-medence idős löszeinek tanulmányozása szempontjából különösen érdekes feltárás található a Villányi-hegység déli előterében, annak heglábfelszínén, a beremendi Szőlőhegyen működő kőfejtőben (5. ábra). A mintegy 18 méter vastagságú lösz-paleotalaj sorozat jelentős eróziós hiátussal elkülönített,



5. ábra. (a) Rálátás a Szársomlyó déli előterében fekvő beremendi Szőlőhegy kőfejtőjére 2009-ben (fotó: VARGA Gy.); (b) löszök és vöröstalajok sorozata a bányaudvar északi falában (fotó: Kovács I.P.); (c) a még el nem bontott vörösayagtorony 2004-ben (fotó: VARGA Gy.)

alsó 12 méterének rétegsora sötét sárga, rózsaszínes löszökből és vörös talajokból áll. A löszök sötétebb színe, tömörödöttebb szerkezete, a benne található nagyméretű (30–40 cm átmérőjű) mészkonkréciók és az egykori talajosodottabb szintek lepusztulását jelző mészfelhalmozódási szintek gyakorisága a felső- és középső-pleisztocén löszökétől eltérő jeleget tükröz.

A valódi vörösayagok kibukkanásai a karsztos mezozoos alaphegység (Nagyharsányi Mészkő Formáció) hasadékkitöltéseire korlátozódnak, melyek a ma is aktív bányászat során feltáródnak és megsemmisülnek. A vörösayag fekéjében és alsó részében a bérbaltaváriumi száraz-meleg, sivatagi környezet hatását tükröző inszolációs mészkő- és csontbreccsa (gyakori *Arvicolidae sp.* és *Muridae sp.* elemekkel) található. Közvetlen rétegtani kapcsolat a Beremenden vizsgált vörösayagok és löszök között nincsen (MARSÍ I. és KOLOSZÁR L. 2004), de az üledékhiány mértéke nem egyértelmű. Azonban a hasadékkitöltések vöröses agyagai és a lösz–paleotalaj sorozat vörös taljai az ásványtani elemzések alapján korrelálhatók egymással (DEZSŐ, J. *et al.* 2007), kialakulásuk pedig hasonló, környékbeli talajok vizsgálata szerint vagy a savanna és az arid öv határán (KOLOSZÁR L. és MARSÍ I. 1999) vagy mediterrán klímán (MARSÍ I. 2000) történt.

A beremendi minták szemcseeloszlási adatainak vizsgálatai alapján a löszök és a vörös paleotalajok nagyfokú hasonlóságot mutatnak, valamint az akkréciós talajképződés nyomait mutatják (VARGA, Gy. 2011). Az idős löszök és paleotalajok kialakulásának körülményei ezek alapján nem különbözhetnek nagyban egymástól. A kora-pleisztocénből ismert kismértékű éghajlati kilengések (ZUBAKOV, V.A. és BORZENKOVA, I.I. 1990) nem teremtettek egymástól jelentősen eltérő üledékképződési környezetet.

Szekszárd

A Kárpát-medence területéről a korábbi kutatások során is írtak le már idős, alsó-pleisztocén löszöket, melyek a fejlődéstörténeti és paleoklimatológiai értelmezése eddig nem történt meg. Fúrásokból ismerjük ezeknek a rétegsoroknak a többségét, ilyen például a szekszárdi több mint 90 méter vastagságú löszsorozat, melyet 18 paleotalaj tagol, és az alsó 35–40 méternyi szakasza a Brunhes–Matuyama paleomágneses határ alatt található, fekéjében vörösgyaggal (PÉCSI, M. és SCHWEITZER, F. 1995).

Pécs-Postavölgy

A Mecsek völgyközi hátakkal tagolt, lösszel fedett hegyláb felszínén, tengerszintfeletti 215 m-ről kiindulva 60 méteres mélységű talajmechanikai fúrás tárta fel a Posta-völgy tanulságos rétegsorát (PÉCSI M. *et al.* 1987, 1988; PÉCSI, M. és SCHWEITZER, F. 1993). A szelvény alsóbb részeit szinte egymásra települő barnászörös talajok képezik, melyeket csupán mészfelhalmozódási szintjeik és vékony löszhorizontok választanak el egymástól. A számos beazonosított eróziós és deráziós hiátus miatt az elvégzett paleomágneses mérések eredményeinek értelmezése bizonytalan. A ~20 méteres mélységben mért fordított mágnesezettséget korábban a Blake-eseménnyel (125 ka BP) azonosították, azonban nem valószínű, hogy az utolsó interglaciális óta eltelt időben ilyen nagy vastagságú lösz-őstalaj sorozat képződhetett itt. A geomorfológiai adatok is a paleomágneses esemény vitatható voltát támasztják alá. A felső 22–23 m vastag összletben a nyíltszíni feltárások alapján a rétegek D-ről É-ra dőlnek, míg az alsóbb rétegekben É–D-i irányultság a jellemző. Ez az orientációs váltás valószínűleg a Pécsi-víz völgye kialakulásának kezdetét jelzi, így ez a geomorfológiai szintek alapján 80–100 m süllyedést jelent, mely érték megint csak túl sok, ha 125 ezer évvel számolunk. Nagyobb a valószínűsége annak, hogy a fordított mágnesezettségű rétegek a Matuyama paleomágneses időszakban képződtek, így a szelvény alsóbb részében települő löszök jóval idősebbek, mint azt korábban gondolták (FÁBIÁN Sz. Á. *et al.* 2005).

A Kárpát-medence idős löszös képződményeinek általános jellemzői

Összességében megállapítható, hogy a Kárpát-medence területén, a kora-pleisztocén során a porhullások intenzívebbé váltak és a leülepedés utáni mállási folyamatok gyengültek, ezért löszök képződhettek (6. ábra). Az idős löszös képződmények rétegsora nem teljes, üledékképződési szünetekkel, továbbá jelentős eróziós és deráziós hiátusokkal terhelt. Abszolút és numerikus kora-

datokkal nem rendelkezünk képződésük pontos idejéről, azonban a geomorfológiai és relatív rétegtani helyzetük alátámasztják az idős kort. Jellegükről egységesen megállapítható a fiatal, ténylegesen jégkorszakok glaciálisaihoz köthető löszökhöz képest a sötétebb szín, a tömörödöttebb szerkezet, a nagyobb méretű mészkonkréciók jelenléte és a vékonyabb rétegekben történő település. Az idős löszünket általában vörös talajok (vagy vöröses agyagok) tagolják, melyek gyakran egymásra települnek, csupán mészfelhalmozódási szintjeikkel különülnek el egymástól.

Nemzetközi kitekintés

A Kárpát-medence területén található plio–pleisztocén vörösagyag–löss–paleotalaj sorozatok teljes egészükben nem tanulmányozhatók egy feltáráson vagy fúráson belül, megnehezítve ezzel – az idős korból adódó kormeghatározási problémák miatt is – a korrekt datálást. Ismerünk azonban szerte a Földről csaknem teljes rétegsorral jellemezhető hullóporos sorozatokat, melyek hasonló szedimentológiai bélyegekkkel és települési jellemzőkkel rendelkeznek. Hazai üledékeink e rétegsorokkal történő összevetése lehetőséget teremthet a kialakulásukat befolyásoló globális hatótényezők és környezeti folyamatok azonosítására.

Kínában a Sárga-folyó középső szakaszán, a Löszfennsík területén ~450 000 km²-nyi területet borít a néhol akár 300–400 méter vastagságú lösz (LIU, T.S. *et al.* 1985). A plio–pleisztocén határ környékén, északi félteke eljegesedésének a kezdetén, a megerősödő téli monszun és a Tibet-fennsík emelkedésének kontinentalitást fokozó hatására a belső sivatagi területekről légkörbe kerülő por mennyisége megnőtt, löszképződéshez vezetve (DING, Z.L. *et al.* 2000), mely folyamat egyes térségekben ma is folytatódik (AN, Z. *et al.* 1991). A litológiai és koradatok alapján öt fő sorozatba oszthatjuk a képződményeket: ezek a Potou, a Malan, a Felső- és Alsó-Lishi és a Wucheng löszök. Az utolsó két csoportot sorolhatjuk az idős löszök közé, melyek sötétebb színe, tömörödöttebb szerkezete és kisebb rétegvastagsága eltér a fiatalabbakétól (LIU, T.S. *et al.* 1985). A rétegsorok fekkijét általában hullóporos eredetű vörösagyag képezi (DING, Z.L. *et al.* 1997, 1998; LU, H. *et al.* 2001; SUN, D. 2004; YANG, S.L. és DING, Z.L. 2004). A vörösagyagok képződésekor elkezdődő mérsékelt hullóporos szedimentáció egyre fokozódó folytatásának tekinthetjük a löszsorozatot, melynek kialakulásában a megerősödő északnyugati szelek és a gyengülő talajosodási folyamatok együttesen játszottak szerepet (DING, Z.L. *et al.* 1997; AN, Z. 2000).

A kínai területek után Belső-Ázsiában, Tádzsikisztánban található a legteljesebb löszsorozatokat (DODONOV, A.E. 1979, 1984; DODONOV, A.E. és BAIGUZINA, L.L. 1995; DING, Z.L. 2002). Amíg a kínai rétegsorok a kelet-ázsiai monszun intenzitását tükrözik, addig a tádzsik löszök és paleotalajok sorozatát a változó nyugatias áramlások szabályozzák. A pleisztocén meleg periódusai-

	Altalános leírás	Szekszárd	Posta-völgy (Pécs)	Dunaalmás	Beremend	
	Dunaújváros-Tápósbüty	<ul style="list-style-type: none"> vastagság: ~40 m hiválynysága lósz és homokos lósz 7 sztyepptalaj 1 homok réteg 	<ul style="list-style-type: none"> vastagság: ~21 m vastag homokos lósz és löszrétegek 5 sztyepptalaj homok horizont jelentős eróziós-deráziós hiátusok 	<ul style="list-style-type: none"> vastagság: ~18 m érgárgés-vöröses tömörödött, löszrétegek 4 vörös talaj vagy vöröses agyag nagy méretű (30-40 cm) mészkömrétegek 	<ul style="list-style-type: none"> vastagság: ~10 m hiválynysága lósz sztyepp-jellegű talaj barma talajkomplexum eróziós hiátus 	
	Mécs-Basaharc	<ul style="list-style-type: none"> erős-sztyepp talaj barntalaj komplexum homokos humusztalaj hidromorf talaj 3 melegebb eróziós-sztyepp talaj 	<ul style="list-style-type: none"> vastagság: ~30 m barma eróziós 	<ul style="list-style-type: none"> vastagság: ~25 m vékony löszrétegek vöröses agyagok homok rétegek jelentős eróziós hiátusok 	<ul style="list-style-type: none"> kiszélesztés, löszszedő üledék és vörös talaj, édesvízi mészkő között kislángi fauna 	
	Paks-I.	<ul style="list-style-type: none"> vékony (sárgás-vörös), tömörödött löszrétegek mediterrán-típusú vörös talajok vagy vöröses agyagok (gyakran egymásra települve, mészelhalmazozódási szintekkel elválasztva) 				
	Paks-II.	<ul style="list-style-type: none"> vöröses agyag hasábbog szerkezet, csúszási sírkokkal mészás szintek 	<ul style="list-style-type: none"> vastagság: ~5 m vöröses agyag mészfelhalmazozódási szintek 	<ul style="list-style-type: none"> vastagság: ~10 m vöröses agyag horizontok, mészelhalmazozódási 		<ul style="list-style-type: none"> tipikus vöröses agyag a mérszagos mészkő hasadékaiban
A „Dunaárványi Formáció” löszként értelmezhető sorozatai						
Vöröses agyag (Tengelic Vöröses agyag Formáció)						

6. ábra. A magyarországi vöröses agyag-lósz-paleotalaj sorozatok elvi rétegzolpja az idős löszprofilok jellemző tulajdonságai (Szelvény leírások forrása: Pécsi M. és Schweitzer F. 1995; Pécsi, M. et al. 1987, VARGA, Gy. 2011. Szerk: VARGA Gy. 2011)

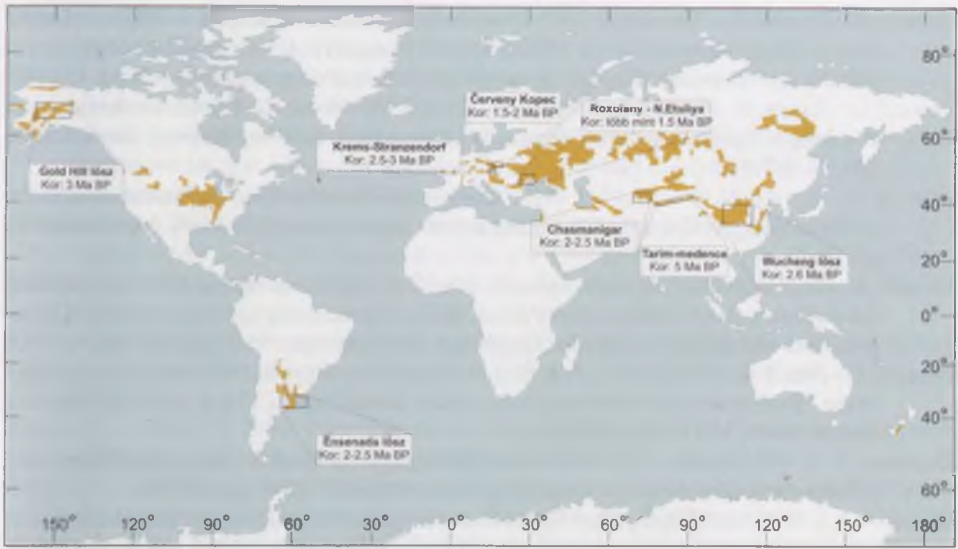
ban a csapadékot a mediterrán ciklonok szállították, talajképződéshez vezetve. A glaciálisok idején a megerősödő északi magasnyomású térségek felől áramló levegő blokkolta a nedves, nyugatias áramlások térségbe történő belépését, így a felhalmozódott poranyag lösszé alakult (DODONOV, A.E. és BAIGUZINA, L.L. 1995). A legteljesebb, chasmanigari és karamaydani lösz–paleotalaj sorozatok a lokális nedves és száraz intervallumok váltakozását tükrözik.

Az eddig tárgyalt területekétől eltérő földrajzi környezetben települnek az alaszakai, Tanana és a Yukon folyók völgyében felhalmozódott Gold Hill Lösz Formáció felső-kainozoos kőzetlisztes, hullóporos eredetű üledékei (PÉWÉ, T.L. 1955). A magas földrajzi szélesség ellenére ez a terület a pleisztocén során nem volt eljegesedve (BRIGHAM-GRETTE, J. és CARTER, L.D. 1992). Mivel a löszsorozat a vulkanikusan aktív Aleut-szigetívhez és a Wrangell-hegységhez közel található, számos tefrahorizont tagolja a rétegsorokat, melyek hasadásnyom-módszerrel történt kormeghatározása alapján az idős kor alátámasztást nyert: a lösz fekéje fölött 11 méterrel települő PA tefra kora 2,02 Ma BP (WESTGATE, J.A. *et al.* 2003).

Hazánkhoz közeli területekről is ismertek kora-pleisztocénből származó löszsorozatok. Az ausztriai Krems és a csehországi Červený Kopec rétegsorai tekinthetők a régió legidősebb löszének (KUKLA, G.J. és CÍLEK, V. 1996). A Brunhes–Matuyama paleomágneses határ a kremsi feltárásban a KR4 és KR5 talajok között, a szelvény felső részében található, míg az alsó három mediterrán-jellegű vörös talaj már a Gauss időszak mágnesezettségét mutatja. A stranzedorfi fúrások adataival kiegészítve a lösz–paleotalaj sorozat 2,5–3 millió év éghajlati változásait tükrözi (FINK, J. és KUKLA, G.J. 1977; RABEDER, G. 1981). A Červený Kopec üledékei a Svrtka folyó öt teraszát fedik, 11 glaciális ciklus klímátörténetéről nyújtva információkat (KUKLA, G.J. 1978; ZEMAN, A. 1992; KIS, É. *et al.* 2011).

A fent tárgyalt idős hullóporos eredetű üledéksorozatok jellemzői alapján számos közös sztratigráfiai és szedimentológiai tulajdonság állapítható meg. A sötétebb (vöröses, rózsaszínes) szín, a tömörödöttebb szerkezet, a vékonyabb vastagságú löszrétegekkel elválasztott vagy gyakran egymásra települő vörös paleotalajok (vöröses agyagok), a nagyméretű mészkonkréciók és a mészfelhalmozódási szintek gyakorisága jelentősen eltérnek a fiatal, középső- és felső-pleisztocén típusos löszsorozatok jellemzőitől. Az idős löszök esetében gyakran megfigyelhető még, hogy a fekéjüket – szintén eolikus eredetű – vörösayagok képezik, hangsúlyozva ezzel a már korábbi időszakokban is domináns hullóporos szedimentáció szerepét.

Az idős löszök képződésének kezdete a pliocén és pleisztocén határára, mintegy 2,6 millió évre tehető a legteljesebb, kínai sorozatok és mélytengeri üledékek alapján. A korábbi, vörösayag-képző pliocén meleg-nedves éghajlatának alacsonyabb légköri porkoncentrációjának a megnövekedése és a leülepedés utáni mállási, talajosodási folyamatok mértékének lecsökkenése



7. ábra. A világ legidősebb löszfeltárásainak sematikus térképe (PÉCSI, M. 1990 és MUHS, D.R. és BETTIS, E.A. 2003 alapján, módosítva, szerk: VARGA Gy. 2011)

egybeesik az északi félteke eljegesedésének kezdetével és a szárazabb klimatikus állapotok megjelenésével. Hasonló üledékképződési szakaszok jellemzőek a Kárpát-medencére is, ahol az alacsony hullóporos szedimentációs rátát tükröző vörösagyagok képződését követően a meleg-száraz és – ténylegesen jégkorszaki – hideg-száraz klímaperiódusokhoz köthető intenzívebb porfelhalmozódást tükröző löszök alakultak ki (7. ábra).

IRODALOM

- AN, Z. – KUKLA, G. – PORTER, S. C. – XIAO, J. 1991. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130 000 years. *Quaternary Research*. 36/1. pp. 29-36.
- AN, Z. 2000. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quaternary Science Reviews*. 19/1-5. pp. 171-187.
- ASSALLAY, A. M. – ROGERS, C. D. F. – SMALLEY, I. J. – JEFFERSON, I. F. 1998. Silt: 2-62 μm , 9-4 Φ . *Earth-Science Reviews*. 45/1-2. pp. 61-88.
- BRIGHAM-GRETTE, J. – CARTER, L. D. 1992. Pliocene marine transgressions of northern Alaska: circumarctic correlations and paleoclimatic interpretations. *Arctic*. 45. 74-89.
- BULLEN, M. E. – BURBANK, D. W. – GARVER, J. I. – ABDRAKHMATOV, K. Y. 2001. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: new age estimates for the initiation of mountain building. *Geological Society of America Bulletin*. 113/12. pp. 1544-1559.

- DEZSŐ, J. – RAUCSIK, B. – VICZIÁN, I. 2007. Granulometric and mineralogical analysis of karstic fissure filling sediments in the Villány Mts. (S Hungary). *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina (Geology, Geomorphology, Physical Geography Series)*. 2. pp. 151-180.
- DING, Z. L. – RANOV, V. – YANG, S. L. – FINAEV, A. – HAN, J. M. – WANG, G. A. 2002. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. *Earth and Planetary Science Letters*. 200/3-4. 387-400.
- DING, Z. L. – RUTTER, N. W. – LIU, T. S. 1997. The onset of extensive loess deposition around the G/M boundary in China and its palaeoclimatic implications. *Quaternary International*. 40. pp. 53-60.
- DING, Z. L. – RUTTER, N. W. – SUN, J. – YANG, S. – LIU, T. S. 2000. Re-arrangement of atmospheric circulation at about 2.6 Ma over northern China: evidence from grain size records of loess-palaeosol and red clay sequences. *Quaternary Science Reviews*. 19/6. pp. 547-558.
- DING, Z. L. – SUN, J. M. – LIU, T. S. – ZHU, R. X. – YANG, S. L. – GUO, B. 1998. Wind-blown origin of the Pliocene red clay formation in the central Loess Plateau, China. *Earth and Planetary Science Letters*. 161/1-4. pp. 135-143.
- DODONOV, A. E. – BAIGUZINA, L. L. 1995. Loess stratigraphy of Central Asia: paleoclimatic and paleoenvironmental aspects. *Quaternary Science Reviews*. 14/7-8. pp. 707-720.
- DODONOV, A. E. 1979. Stratigraphy of the Upper Pliocene–Quaternary deposits of Tadjikistan (Soviet Central Asia). *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*. 22/1-4. pp. 63-73.
- DODONOV, A. E. 1984. Stratigraphy and correlation of upper Pliocene–Quaternary deposits of Central Asia. In: PÉCSI, M. (ed.) *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols. 11th International Congress on Quaternary (INQUA), Moscow 1982*. Budapest, Hungarian Academy of Sciences, Geographical Research Institute. 201-212. (Theory - Methods - Practice ; 30.)
- FÁBIÁN SZ. Á. – SCHWEITZER F. – VARGA G. 2005. A Pécsi-víz völgyének kialakulása és kora. In: DÖVÉNYI Z. – SCHWEITZER F. (szerk.) *A földrajz dimenziói: tiszteletkötet a 65 éves Tóth Józsefnek*. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. pp. 461-472.
- HALMAI J. – JÁMBOR Á. – RAVASZ-BARANYAI L. – VETŐ I. 1982. A Tengelic-2. sz. fúrás földtani eredményei. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*. 65/1. 235 p.
- JÁMBOR Á. 1980. A pannoniai képződmények rétegtanának alapvonatkozása. *Általános Földtani Szemle*. 14. pp. 113-124.
- JÁNOSSY D. 1979. A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. Budapest, Akadémiai Kiadó, 207 p.
- JOHNSON, S. Y. 1989. Significance of loessite in the Maroon Formation (Middle Pennsylvania to Lower Permian), Eagle Basin, northwestern Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*. 59. pp.782-791.
- KIS, É. – SCHWEITZER, F. – FUTÓ, I. – VODILA, G. – BALOGH, J. – DI GLÉDIA, M. 2011. Special paleogeographic characteristics and changes in $\delta^{18}\text{O}$ values in Upper Pleistocene deposits of the Moravian Plateau. *Hungarian Geographical Bulletin*. 60/3. pp. 247-259.
- KOLOSZÁR L. – MARSÍ I. 1999. Az Üveghuta melletti dombvidék (Mórággyi-rög K-i része) negyedidőszaki képződményei. *Földtani Közlöny*. 129/4. pp. 521-540.
- KOVÁCS, J. – FÁBIÁN, SZ. Á. – VARGA, G. – ÚJVÁRI, G. – VARGA, GY. – DEZSŐ, J. 2011. Plio-Pleistocene red clay deposits in the Pannonian Basin: A review. *Quaternary International*. 240/1-2. pp. 35-43.
- KOVÁCS, J. – RAUCSIK, B. – ÚJVÁRI, G. – VARGA, GY. – VARGA, A. – OTTNER, F. 2013. Clay mineralogy and chemical weathering of Plio/Pleistocene red clay deposits from Hungary and their paleoclimatological implications. *Turkish Journal of Earth Sciences*. 22. pp. 414-426.
- KOVÁCS, J. – VARGA, GY. – DEZSŐ, J. 2008. Comparative study on the Late Cenozoic red clay deposits from China and Central Europe (Hungary). *Geological Quarterly*. 52/4. pp. 369-382.

- KOVÁCS, J. 2003. Terrestrial red clays in the Carpathian basin: a palaeoenvironmental approach. *Geomorphologia Slovaca*. 3/2. pp. 86-89.
- KOVÁCS, J. 2008. Grain-size analysis of the Neogene red clay formation in the Pannonian Basin. *International Journal of Earth Sciences*. 97/1. pp. 171-178.
- KUHLEMANN, J. – FRISCH, W. – SZÉKELY, B. – DUNKL, I. – KÁZMÉR, M. 2002. Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. *International Journal of Earth Sciences*. 91/5. pp. 818-837.
- KUHLEMANN, J. 2007. Paleogeographic and paleotopographic evolution of the Swiss and Eastern Alps since the Oligocene. *Global and Planetary Change*. 58/1-4. pp. 224-236.
- KRETZOI M. 1969. A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi sztratigráfiájának vázlata. *Földrajzi Közlemények*. 17/3. pp. 197-204.
- KRETZOI M. 1983. Kontinentstörténet és biosztratigráfia a felső harmadkor és a negyedidőszak folyamán a Kárpát-medencében és korrelációi. *Földrajzi Közlemények*. 31/3-4. pp. 230-240.
- KUKLA, G. – CÍLEK, V. 1996. Plio–Pleistocene megacycles: record of climate and tectonics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 120/1-2. pp. 171-194.
- KUKLA, G. J. 1978. The classical European glacial stages: correlation with deep-sea sediments. *Transactions of the Nebraska Academy of Sciences*. 6. pp. 57-93.
- KUTZBACH, J. E. – GALLIMORE, R. G. 1989. Pangean climates: megamonsoons of the megacontinent. *Journal of Geophysical Research*. 94. pp. 3341-3357.
- LIU, T. S. et al. 1985. Loess and the environment. Beijing, China Ocean Press, 249 p.
- LU, H. – VANDENBERGHE, J. – AN, Z. 2001. Aeolian origin and palaeoclimatic implications of the 'red clay' (north China) as evidenced by grain-size distribution. *Journal of Quaternary Sciences*. 16/1. pp. 89-97.
- MARSI I. – KOLOSZÁR L. 2004. A beremendi Szőlő-hegy pliocén és kvarter képződményei. *Földtani Közöny*. 134/1. pp. 75-94.
- MARSI I. 2000. A gránit fedőüledékeinek földtana a Mórággyi-rög keleti részén. *A Magyar Állami Földtani Intézet Jelentése 1999-ről*. pp. 160-170.
- MAYHEW, D. F. 2012. Revision of the fossil vole assemblage (Mammalia, Rodentia, Arvicolidae) from Pleistocene deposits at Kisláng, Hungary. *Paleontology*. 55/1. pp. 11-29.
- MCDONALD, E. V. – BUSACCA, A. J. 1998. Unusual timing of regional loess sedimentation triggered by glacial outburst flooding in the Pacific Northwest US. In: BUSACCA, A. – LILLIGREN, S. – NEWELL, K. (eds.) Dust aerosols, loess soils and global change: an interdisciplinary conference and field tour on dust in ancient environments and contemporary environmental management. Pullman, Washington State University College of Agriculture and Home Economics. pp. 163-166. (Washington State University College of Agriculture and Home Economics Miscellaneous Publication ; 190.)
- NÁDOR, A. – LANTOS, M. – TÓTH-MAKK, Á. – THAMÓ-BOZSÓ, E. 2003. Milankovitch-scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary. *Quaternary Science Reviews*. 22/20. pp. 2157-2175.
- PÉCSI M. – GEREI L. – SCHWEITZER F. – SCHEUER GY. – MÁRTON P. 1988. Ciklikus éghajlatváltozás és rosszabbodás visszatükröződése a magyarországi löszök és eltemetett talajok sorozatában. *Időjárás*. 92/2-3. pp. 75-86.
- PÉCSI, M. 1984a. Is typical loess older than one million years? In: Pécsi, M. (ed.) Lithology and stratigraphy of loess and paleosols. Budapest, Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences. pp. 213-224.
- PÉCSI M. 1984b. Létezik-e egymillió évesnél idősebb valódi lösz? *Földrajzi Értesítő*. 33/4. pp. 347-357.
- PÉCSI M. 1993. Negyedkor és löszkutatás. Budapest, Akadémiai Kiadó. 376 p.

- PÉCSI, M. – GEREI, L. – SCHWEITZER, F. – SCHEUER, GY. – MÁRTON, P., 1987. Loess and paleosol sequence in Hungary reflecting cyclic climatic deterioration in the Late Cenozoic. In: PÉCSI, M. (ed.) Pleistocene environment in Hungary. Budapest, Geographic Research Institute, Hungarian Academy of Sciences. pp. 39-57.
- PÉCSI, M. – SCHWEITZER, F. 1995. The lithostratigraphical, chronostratigraphical sequence of Hungarian loess profiles and their geomorphological position. In: PÉCSI, M. – SCHWEITZER, F. (eds.) Concept of loess, loess-paleosol stratigraphy. Budapest, Geographic Research Institute, Hungarian Academy of Sciences. pp. 31-61. (Loess InForm ; 3.)
- PÉCSI, M. 1990. Loess is not just the accumulation of dust. *Quaternary International*. 7-8. pp. 1-21.
- PÉCSI, M. – SCHWEITZER, F. 1993. Long-term terrestrial records of the Middle Danubian Basin. *Quaternary International*. 17. pp. 5-14.
- PÉWÉ, T. L. 1955. Origin of the upland silt near Fairbanks, Alaska. *Bulletin of the Geological Society of America*. 66/6. pp. 699-724.
- PYE, K., 1995. The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews*. 14/7-8. pp. 653-667.
- RABEDER, G. 1981. Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und dem älteren Pleistozän von Niederösterreich. *Beiträge zur Paläontologie von Österreich*. 8. pp. 1-373.
- SCHWEITZER F. 1993. Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében, a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. Akadémiai doktori értekezés. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, 125 p. Kézirat.
- SCHWEITZER, F. – SZÖÖR, GY., 1997. Geomorphological and stratigraphical significance of Pliocene red clay in Hungary. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband* 110. pp. 95-105.
- SMITH, B. J. – WRIGHT, J. S. – WHALLEY, W. B. 1991. Simulated aeolian abrasion of Pannonian sands and its implications for the origins of Hungarian loess. *Earth Surface Processes and Landforms*. 16/8. pp. 745-752.
- SMITH, B. J. – WRIGHT, J. S. – WHALLEY, W. B. 2002. Sources of non-glacial, loess-size quartz silt and the origins of „desert loess”. *Earth-Science Reviews*. 59/1-4. pp. 1-26.
- SUN, D. – BLOEMENDAL, J. – REA, D. K. – AN, Z. – VANDENBERGHE, J. – LU, H. – SU, R. – LIU, T. S. 2004. Bimodal grain-size distribution of Chinese loess, and its paleoclimatic implications. *Catena*. 55/3. pp. 325-340.
- VAN DAM, J. A. 2006. Geographic and temporal patterns in the late Neogene (12–3 Ma) aridification in Europe: the use of small mammals as paleoprecipitation proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 238/1-4. pp. 190-218.
- VANDENBERGHE, J. – RENSSSEN, H. – VAN HUISSTEDEN, K. – NUGTEREN, G. – KONERT, M. – LU H. – DODONOV, A. – BUYLAERT, J. P. 2006. Penetration of Atlantic westerly winds into Central and East Asia. *Quaternary Science Reviews*. 25/17-18. pp. 2380-2389.
- VARGA, GY. 2011. Similarities among the Plio–Pleistocene terrestrial aeolian dust deposits in the world and in Hungary. *Quaternary International*. 234/1-2. pp. 98-108.
- VARGA, GY. – KOVÁCS, J. – ÚJVÁRI, G. 2013 Analysis of Saharan dust intrusions into the Carpathian Basin (Central Europe) over the period of 1979-2011. *Global and Planetary Change*. 100. pp. 333-342.
- WRIGHT, J. 2001a. Making loess-sized quartz silt: data from laboratory simulations and implications for sediment transport pathways and the formatin of „desert” loess deposits associated with the Sahara. *Quaternary International*. 76-77. pp. 7-19.

- WRIGHT, J., 2001b. „Desert“ loess versus „glacial“ loess: quartz silt formation, source areas and sediment pathways in the formation of loess deposits. *Geomorphology*. 36/3-4. pp. 231-256.
- YANG, S. L. – DING, Z. L. 2004. Comparison of particle size characteristics of the Tertiary „red clay“ and Pleistocene loess in the Chinese Loess Plateau: implications for origin and sources of the „red clay“. *Sedimentology*. 51. pp. 77-93.
- ZEMAN, A. 1992. New data on the Quaternary at Červený Kopec hill in Brno. *Scripta (Geology)*. 22. pp. 123-127.
- ZUBAKOV, V. A. – BORZENKOVA, I. I. 1990. Global palaeoclimate of the Late Cenozoic. Amsterdam, Elsevier. 456 p. (Developments in Palaeontology and Stratigraphy ; 12.)

Alsó- és középső-paleolitikus régészeti lelőhelyek ösföldrajzi viszonyai a Gerecse peremén – áttekintés Vértesszőlős, Tata és Tokod példáján

BRADÁK BALÁZS¹–KIS ÉVA¹–MARKÓ ANDRÁS²

Bevezetés – Régészeti lelőhelyek az Által-ér környezetében

A kőkorszaki népcsoportok életéből leginkább különböző régészeti leletek maradnak fenn, ezek alapján az egyes népcsoportokat régészeti kultúrák nevével jelezzük. Az egyes régészeti kultúrák területileg és/vagy kronológiailag is elkülöníthetőek, melynek alapja (leegyszerűsítve) a népcsoportok által elkészített kész kőeszközök formája (VÉRTES L. 1965).



1. ábra. A vizsgált feltárások elhelyezkedése

A fenti meghatározás alapján az Által-ér völgyében három nagyobb kőkorszaki lelőhelyet találunk: a régészeti kronológia alapján az alsó-paleolitikumba sorolható kavicsfeldolgozó ipart Vértesszőlősön, szintén kavicsnyers-

¹ MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földrajztudományi intézet, 1112, Budapest, Budaörsi út 45. E-mail: bradak.balazs@csfk.mta.hu; kis.eva@csfk.mta.hu

² Magyar Nemzeti Múzeum, 1088, Budapest, Múzeum krt. 14–16. E-mail: markoa@hnm.hu

anyagot használó középső-paleolit ipart Tatán és két, szintén középső-paleolit, de egymástól teljesen eltérő kultúrát a Szelim-barlangban (T. DOBOSI V. 1999). Ebben a rövid áttekintésben az egyik kiemelkedő előember leletet tartalmazó alsó-paleolitikus kultúrának (*Buda-ipar*: KRETZOI M.–VÉRTES L. 1964, 1968 után *vértesszőlősi ipar*), ill. a középső-paleolit mamutvadász telepnek a természet-tudományos vizsgálati eredményeit, ökoszféraját, az akkor élt előemberek életkörülményeit foglaljuk össze. A két említett lelőhelytől leletgazdagságában elmarad, de keletkezésének körülményei miatt a harmadik ismertetett feltárás a Tokod határában leírt, édesvízi mészkő egységek közé települt üledékes rétegsor (1. *ábra*).

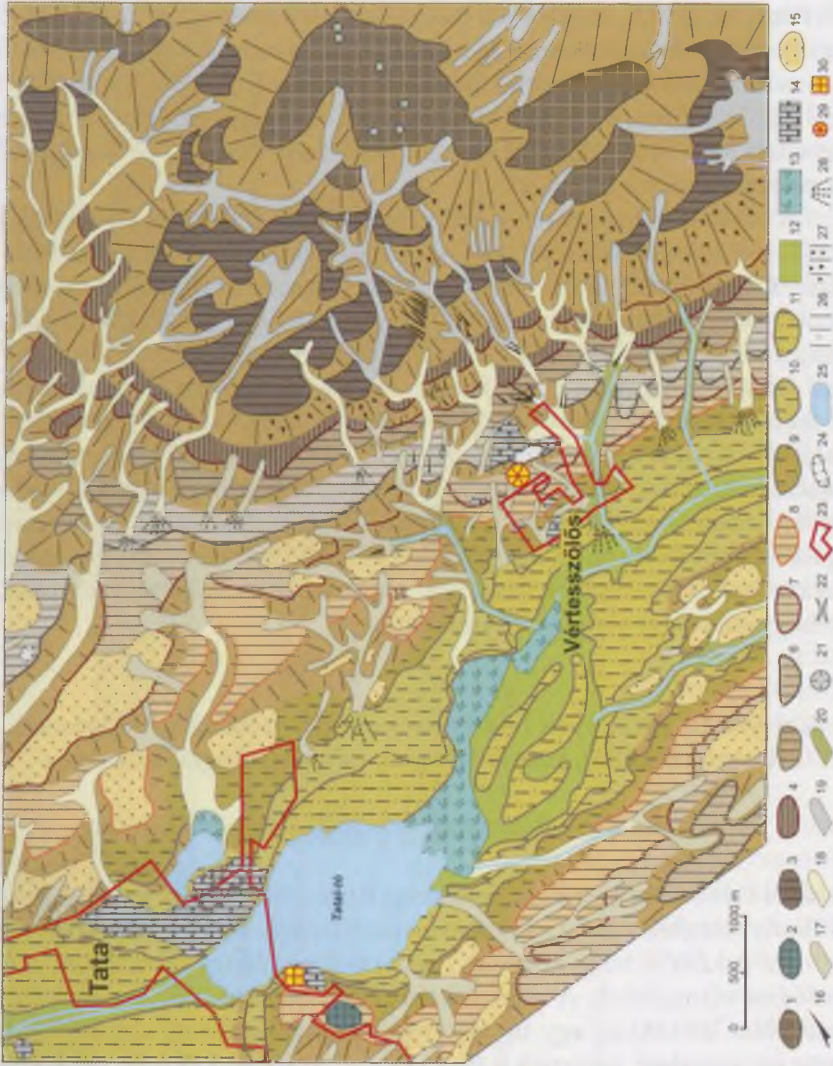
Az Által-ér völgyének rövid geológiai-geomorfológiai áttekintése

A terület komplex geológiai fejlődésének negyedidőszakot megelőző egységei részben az Által-ér völgyét határoló, döntően mezozoikumi kőzetek által felépített 'sasbércekben', részben a hátakhoz simuló hegylábi területek negyedidőszaki üledékekkel fedett természetes, ill. leggyakrabban építkezésekhez kapcsolódó, mesterséges feltárásaiban nyomozhatóak.

A Gerecse Tatabánya–Vértesszőlős környékén kibukkanó pados elválású mészkőnek döntő tömegét triász ddachsteini mészkő (nori) alkotja, melynek feksége a késő-triász (késő-karni) karbonát platform fejlődése során kialakult földolomit.

A Dunántúli-középhegység mezozoikumának Tata tágabb környékét reprezentáló rétegsora (elsősorban a késő-triásztól a kora-krétaig terjedő szakasza) a tatai Kálvária-domb oldalában, bányászat során tovább alakult, 1984-től geológiai parkként továbbélő feltárásban követhető nyomon (FÜLÖP J. 1975; HAAS J. ed. 2001). A mezozoikumi üledékes kőzetek mellett az Által-ér völgyében eocén, ill. kékesszürke oligocén agyagot (pl. Tatabánya, Ipari park építkezési terület, korábban Hajagos-hegy: levélmaradványokban gazdag, enyhén palás elválású agyagos, feltehetőleg anoxikus környezetben lerakódott üledék, melyre barnás színű, néhol kavicszinórokkal tagolt réteg települ), különböző szinten összecementált homokot-kavicsot tartalmazó összletek: cementáltabb, ill. kevésbé kompakt kavicsos rétegek). Az oligocént követően miocén (szarmata) anyagot, pannon üledékeket, ill. feltehetőleg pliocén–kora-pleisztocénvörös agyagot találunk (SZENTES F. 1968; VARGHA-MÁTHÉ K. 1990; MOLDVAY L. 1990) a különböző kifejlődésű és típusú kvarter üledékek fekszejüként.

Az Által-ér völgyének, szűkebb értelemben a vértesszőlősi lelőhelynek, ill. Tata-Porhanyóbánya környékének a (pliocén)-kvarter geomorfológiai jellemzése során az Által-ér által kialakított teraszrendszer és a különböző édesvízi mészkő szintek jelentik a fő sarokpontokat (PÉCSI M.–SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1988) (2. *ábra*). A teraszrendszerek kutatásában jelentős szerepet



2. ábra. Vertesszőlős környékének geomorfológiai térképe (PÉCSI M. és SCHWEITZER F. In: Pécsi M. et al. 1988) 1 = Gerecse mezozoós sasbérceinek tető-felszíne, 2 = a Tatai-Kálvária-hegy küszöbhelyzetű sasbérc, 3 = pannóniai tengeri terasz maradvány, 4 = hegylábi felszín helyenként két szintben, 5 = VI. sz. terasz, 6 = V. sz. terasz, 7 = IV. sz. terasz, 8 = III. sz. terasz, 9 = II/b. sz. terasz, 10 = II/a. sz. terasz, 11 = magasártér, 12 = alacsonyártér, 13 = időszakosan nedves ártér, 14 = édesvízi mészkővel fedett teraszok, 15 = futóhomokkal fedett felszín, 16 = eróziós vízmosás, 17 = karsztos völgy, 18 = eróziós-deráziós völgy, 19 = deráziós völgy, 20 = lapos, széles eróziós völgyek, 21 = dolina, 22 = nyereg, 23 = település, 24 = külszíni bánya, 25 = tó, 26 = lejtő, 27 = karros lejtő, 28 = hordalékkúp, 29 = Vertesszőlős paleolit telephelye, 30 = Tata paleolit telephelye tó

vállalt PÉCSI M. (1959), az édesvízi mészkő szintek meghatározásával elsőként SCHRÉTER Z. (1961) foglalkozott. Az említett geomorfológiai formák mellett a területen található tönkfelszínnek kérdését KORPÁS E. (1933), BULLA B. (1947), LÁNG S (1955) és PÉCSI M. (1964) boncolgatták. A geomorfológiai formák elemzése mellett SÉDI K. (1942) és HAHN Gy. (1969) a területen található löszfeltárások rétegtanával foglalkozott.

A vértesszőlősi feltárás geomorfológiai szintjéhez kapcsolhatóak PÉCSI M. (1973, 1990), valamint SCHEUER Gy. és SCHWEITZER F. (1973, 1983, 1990) vizsgálatai. PÉCSI M. (1973) azonosította a lelőhely geomorfológiai környezetében a pannon-pliocén hegyláb felszínnel összefogódzó, V. számú (günz) kaviccsanyagú „hordalékkúp teraszt”, ill. az általa mind el-glaciálisba sorolt IV. sz. teraszt. Az V. teraszszintre települő édesvízi mészkő kialakulásának kezdetét a günz-mindel időszakba helyezi. A Vértesszőlős környéki édesvízi mészkő előfordulásokat SCHEUER Gy. és SCHWEITZER F. (1973, 1990) az *Által-ér völgyi sorozat* (Nyugati, Nyugat-gerecsei csoport) második, harmadik és negyedik édesvízi mészkő szintjébe sorolta. HAHN Gy. (1972) Vértesszőlős tágabb környezetének vizsgálata során feltételezte, hogy a késő-pleisztocén szerkezeti mozgások hatására az Által-ér Ny-ról K-re vándorolt, melynek nyoma Remeteség-pusztánál egy elhagyott meder alján is nyomozható.

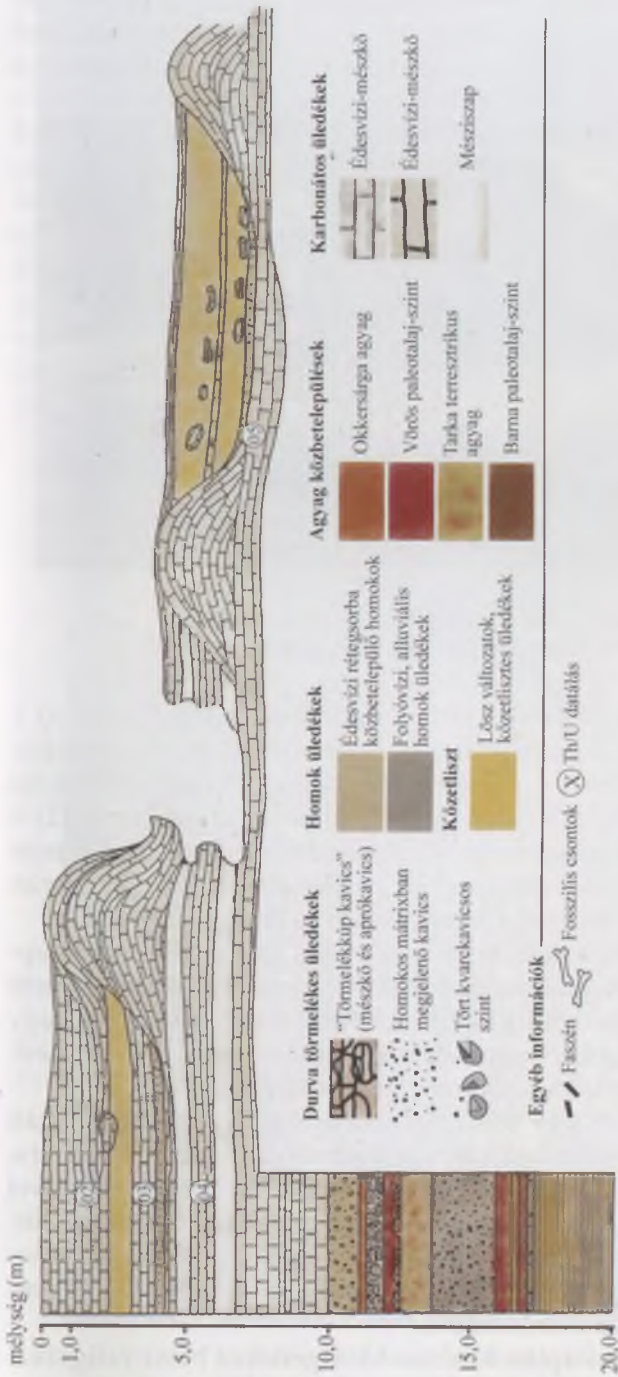
A régészeti lelőhelyek relatív kronológiai felosztása – régészeti, litosztratigráfiai, paleontológiai, geomorfológiai közelítés

A vértesszőlősi őskőkori telep relatív kronológiai besorolása

„Mészáros I. és Schweitzer F., az ősföldrajz fiatal szakemberei vették észre, hogy egy vékony rétegben égett csontok és kovaszilánkok vannak” (VÉRTES L. 1969).

Az őskőkori telep korának tisztázásához elengedhetetlenek a relatív kronológiai vizsgálatok. A nemzetközi régészeti kronológiai rendszerben a vértesszőlősi leletanyag egy új, alsó-paleolitikus régészeti kultúra bevezetését tette szükségessé, melynek a *Buda-ipar* elnevezése VÉRTES László nevéhez fűződik (KRETZOI, M.–VÉRTES, L. 1964). VÉRTES László halála (1968) után a *vértesszőlősi ipar*, manapság „mikroeszközös alsó-paleolitikum” (Lower Palaeolithic Microlithic Industry) a bevett elnevezés a vértesszőlősi eszközökhöz hasonló leletanyagot tartalmazó leletegyüttesekre, melyek ~700–100 ezer éves korúra keltezhetőek, nagyjából a középső-pleisztocén geokronológiai egységgel párhuzamosíthatóak.

A litosztratigráfiai vizsgálatok során változatos üledékes egységeket sikerült elkülöníteni az ásatás során dokumentált rétegsorokban (3. ábra, 4. ábra). Az édesvízi mészkő gátak, medencék mögötti üledékképződési környezetekben különböző típusú löszös egységek, vörös, barna színű agyagos, paleo-



3. ábra. Vértesszőlős régészeti lelőhely rétegsora (PÉCSI M.–SCHEUER Gy.–SCHWEITZER F. 1980.)

talajos összletek, homokos-finomhomokos fluviális, esetleg eolikus üledékek, ill. az édesvízi mészkő képződéséhez kapcsolódó különböző karbonátos egységek (pl. mésziszap, autigén mésztörmelékű rétegek) halmozódtak föl (MOLDVAY L. 1983, 1990; PÉCSI M. 1973, 1990). A lokális sztratigráfiai-üledékképződési különbségek miatt nem lehet egységes alapszelvényt kialakítani, de egyes egységek jelentős szerepet tölthetnek be az öskörnyezeti rekonstrukciókban (5. fejezet).

A biosztratigráfiai besorolások során malakológiai (KROLOPP E. 1977a,b, 1990), pollen-analitikai (JÁRAI-KOMLÓDI M. 1973, 1990), makroflóra (SKOFLEK, I.–BUDÓ, V. 1973; SKOFLEK, I. 1990) és gerinces fauna vizsgálatokat (KRETZOI M.–VÉRTES, L. 1964, 1965a,b) végeztek el.

Az egyes egységek malakológiai vizsgálata alapján KROLOPP E.



4. ábra. Vértesszőlős ásátás. A III. lelőhely tanúfala.
(A Magyar Nemzeti Múzeum Régészeti Adattára)

(1977b, 1990) két lehetséges besorolást tart valószínűnek: a legidősebb, az I. lelőhely 1. kultúrrétege alatt is megjelenő szint (1) az alsó bihari biosztratigráfiai szakasz vége, mely a cromer (~günz/mindel) interglaciálissal (MIS13-15) (komplex egység, Marine Isotope Stage, MIS13-21) párhuzamosítható. (2) A másik elképzelés a mindel eljegesedés első, vagy második interstadiális szakaszát jelöli meg. Ez ellen az elképzelés ellen szólnak az üledékes egységből kikerült jellegzetes interglaciális faunaelemek (*Aegopisklemmi* és *Zonitoidessepultus*).

A vizsgált kultúrréteg az említett interglaciális záró szakaszához kapcsolható, a fedő üledékek molluszka ősmaradványai részben az ezt követő glaciális szárazabb periódusát jelölik (a 3. kultúrréteg feletti lösz: elster, vagy mindel glaciális, MIS12), míg a rétegsor felső tagozatában újra enyhébb, nedvesebb fázisra utaló fossziliák jelennek meg (mindel II–III).

JÁRAI-KOMLÓDI M. (1973, 1990) szerint a III. lelőhelyen az általa vizsgált rétegsor pollenanyaga egyértelműen a mindel (=elster) első interstadiálisára, vagy a cromer (günz/mindel interstadiális) végére (MIS13?) jellemző, mivel interglaciális klím optimumra utaló flóraelemek nem kerültek elő belőle. Felhívja azonban a figyelmet, hogy a melegforrások hatása nem lehet elhanyagolható egy lokális elterjedésű ökoszisztéma kialakulásában, ill. egyes reliktum, „pliocén” fajok fennmaradásában.

A faunát összetétele alapján KRETZOI M. a gerinces biosztratigráfiai beosztás Bihari emeletébe, annak is késői, mosbach-i fázisába sorolta (KRETZOI

M.-VÉRTES L. 1965a,b). A változatos leletanyag (ló, őstulok, bölény, szarvas, őz, kardfogú tigris, farkas, medve) mellett, fontos leletnek számít a lágy mészszipba nyomódott, megszilárdult és üledékkel elfedődött nyomfosszília-együttes is.

A klasszikus, őslénytani keltezés problémáit jelzi, hogy a kisemlősökön alapuló időrend két lehetőséget mutat: holstein interglaciális (MIS11), vagy cromer komplex IV. interglaciális (MIS13) (KORDOS L. 1994; ROEBROEKS, W.-KOLFCHOTEN, T.V. 1995). Egy másik példa a növényi fossziliák között az alsó-pleisztocénre jellemzőnek tartott *Pterocarya*, melynek pollenjét az I. lelőhely kapcsán említik, lenyomatát pedig SKOFLEK, I. és BUDÓ, V. (1967, 1990) mutatták ki a kultúrrétegnél idősebb mésztufa rétegekből. KUKLA, G. (2005) szerint azonban a taxon utolsó előfordulása a holstein interglaciális (MIS11) időszakára tehető Észak-Görögországban és a francia Massive Central pollen-profiljaiban (5. ábra).



5. ábra. Vértesszőlős ásatás. I/1. kultúrréteg.
(A Magyar Nemzeti Múzeum Régészeti Adattára)

A gerinces maradványok között kiemelkedő jelentőségű az ásatás során előkerült előember fogai és koponyatöredéke. A jelenleg érvényes besorolás szerint a tarkócsont töredék egy *Homo heidelbergensis* (a maueri állkapocs a típuspéldány, lásd: ROSAS, A.–BERMÚDEZ DE CASTRO, J.M. 1998): az afrikai eredetű *Homo erectus* európai alfaja, a bennszülött neandervölgyi típus elődjétől származik (6. ábra).



6. ábra. Vértesszőlős ásatás. Sámuel előkerülése.
(A Magyar Nemzeti Múzeum Régészeti Adattára)

A negyedidőszak-kutatásban alkalmazott relatív kronológiai módszerek közül a geomorfológiai szintekhez köthető rendszerekben („*morfosztratiográfia*”) a vértesszőlősi lelőhely az Által-ér V. sz. teraszán helyezkedik el, melyet Pécsi M. (1973, 1990) az alpi eljegesedési fázisokhoz igazítva a günz eljegesedési időszakába helyezett. A közel 10–12 m-es kifejlődésű édesvízi mészkő kezdetét (T4) ugyanott a günz/mindelinterglaciális szakaszba (MIS13–15) sorolta. Újabban azonban a mélytengeri oxigénizotóp görbék relatív kronológiai rendszerében az V. teraszszintet GÁBRIS Gy. (2007) a (régészetiileg nem elfogadható) MIS31 vagy MIS37-be helyezi, és egyben felhívja a figyelmet a terasz-kronológia újraértelmezésének szükségességére.

Rétegtani, morfosztratigráfiai megfigyelések Tata-Porhanyóbánya régészeti lelőhelyen

Tata-Porhanyóbánya a magyarországi középső paleolitikum egyik legfontosabb nyíltszíni régészeti lelőhelye. Folyóvízi, a II.b terasz alluviális üledékre települő, 5–8 m vastag mészkőtestben húzódik a régészeti leleteket magába foglaló 90–100 cm vastag üledékes test (VÉRTES L. 1964). A régészeti leletek sajátosságai alapján VÉRTES L. külön egységként, „Tata típusú ipar”-ként határozta meg a dunántúli középső paleolitikumon belül. Jelenlegi, az európai nevezéktanhoz illesztett besorolása erősen egyedi vonásai miatt kérdéses és vitatott (*Taubachien*, *Charentien* vagy *Quina*-típusú *Mousterien*, *Micoquien*).

Az első vizsgálati eredmények alapján, KORMOS T. (1909a,b) folyóvízi eredetűként definiálta a leletanyagot tartalmazó üledéket, majd revideálva az első elképzelését, típusos löszként határozta meg az anyagot (KORMOS T. 1912). A „kitöltés” részletes litosztratigráfiai – üledékes kőzettani vizsgálatának eredményeit VÉRTES L. (1964, 1965) foglalta össze. Ezeket a vizsgálatokat közel 40 év után LANTOS M. et al. (2000), KOVÁCS-PÁLFFY P. és FÖLDVÁRI M. (2004), ill. RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs. és BRADÁK B. (2005) folytatták. Összetett vizsgálati módszerekkel a még megmaradt, közel 1 m magas tanúfal rétegsorában egy talajosodott és egy azt fedő, üledékes réteget sikerült kimutatni.

A paleontológiai vizsgálatok jóval megelőzték a részletes szedimentológiai-üledékes kőzettani elemzéseket. A kőfejtés nyomán 1909-ben felszínre került emlőscsontokat KORMOS T. (1909a) elsődleges vizsgálata nyomán HORUSITZKY H. (1910) párhuzamosította más feltárások emlősanyagával. Ezek alapján becsülte meg a tatai löszköteg korát: (1) a monoglacialista szemlélet alapján az eljegesedés fiatalabb szakaszába, (2) a poliglacialista szemlélet alapján pedig az „I. interglaciális periódusba” sorolva az anyagot. KRETZOI M. (1964), majd JÁNOSSY D. (1979) a mai is használt nevezéktan szerint a subalyuki biozónába sorolták a gerinces ősmaradványokat, mely az utolsó interglaciális végét (riss/würm, MIS5e), vagy a würm eljegesedési fázis kezdetét jelzi. Újabb vizsgálatok a subalyuki fázist a MIS4-re végére sorolták be ellenben a lelőhely KORDOS L. értékelése szerint az általa a MIS5a-ra helyezett varbói faunafázist megelőző, 90–110 ezer év előtti interstadiális idején (MIS5c) keletkezett (KORDOS L.–RINGER Á.1991).

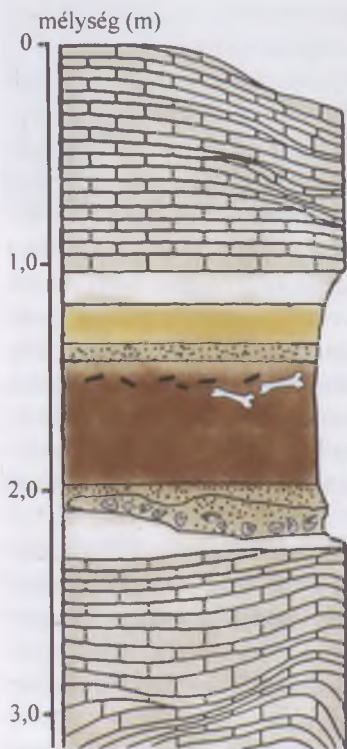
Az egyéb paleontológiai kutatások eredményeit VÉRTES L. (1964) monografikus munkája foglalja össze: BOROS A. (1964) algák és mohák elemzése; BUDÓ, V. és SKOFLEK, I. (1964) növényi maradványok, levéllenymatok vizsgálata; JÁRAI-KOMLÓDI M. (1964) palinológiai elemzések; KROLOPP E. (1964) puhatestű fauna vizsgálata; STIEBER, J. (1964) faszenek anthrakotómiai elemzése; JÁRAI-KOMLÓDI, M. et al. (1964) összegző tanulmánya.

Az ezredforduló elején elvégzett, a relatív kronológiai rendszerhez sorolt magnetosztratigráfiai vizsgálatok az egész szelvényben normális pola-

ritású szakaszt mutattak, mely alapján, a Brunhes időszak fiatalabb, középső szakaszába (<250 ezer év) helyezték a lelőhely korát (LANTOS M. et al. 2000; LANTOS M. 2004). A paleomágneses vizsgálatokhoz kapcsolhatók RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs. és BRADÁK B. (2005) mágneses szuszceptibilitás vizsgálatai, mely alátámasztotta az édesvízi-mészköre települő üledékes sorozatban megjelenő paleotalaj horizont meglétét.

A negyedidőszaki kutatásokban, sztratigráfiai és ősföldrajzi-környezet rekonstrukciókban mára már elterjedt stabil izotópos vizsgálati eredményeket (kiegészítve ásványtani, ill. palinológiai elemzésekkel) KELE S. et al. (2006) közölte a régészeti lelőhelyhez kapcsolódóan.

A geomorfológiai vizsgálatok során PÉCSI M. (1959) a teraszanyag-
ra települő forrásmészkö-kiválást a II.b teraszszinthez kapcsolta, és magát a teraszszint kivésődését a riss/würm interglaciálisba (MIS5e) helyezte. Az édesvízi mészkő szintek meghatározása során SCHWEITZER F. és SCHEUER Gy. (1988, 1995) a tatai feltárást az alsó forrásmészkö sorozatba tartozó és a II.b teraszszinttel párhuzamosítható T2 travertínó szintbe sorolták.



*Tokod-Nagyberek lelőhely rétegtani,
geomorfológiai jellemzői*

Tokod környékének édesvízi-mészkö előfordulásai közül a Tokod-Nagyberek lelőhelyet VÉRTES L. (1965) említi először. Az édesvízi mészkő közé települő löszből pörkölődött csontokat, faszénmaradványokat, néhány kvarcit ütőkövet, egy kavics eszközt, két amorf kvarcszilánkot és néhány retusórként használt bevagdosott csontot ásott ki 1960-ban TÖRÖK Gy. és JÁNOSSY D. A leletanyagot azonban típusos eszköz hiányában nem sorolta be a régészeti kronológiai rendszerbe (7. ábra).

A Magyar Nemzeti Múzeum gyűjteményében őrzött 8 lelet közül 5 ép kvarcitkavics, egy nagy valószínűséggel természetes töredék (kvarcitkristály hasadási lapja mentén vált el). A maradék kettőt

7. ábra. Tokod, Nagyberek feltárási rétegsora (SCHEUER Gy.–SCHWEITZER F. 1979, a rétegtani egységek jelölésével)

talán „*possibolith*”-nek nevezhetnénk, melyek meghatározása csak egy jellegzetes leletanyag részeként lehetne megnyugtató, önmagukban azonban akár természetes eredetűek is lehetnek. A csontokon található nyomok is inkább természetes eredetűnek, rágásnyomoknak tűnnek.

A feltételezett lelőhelyről SCHWEITZER F. és BALOGH J. (1988) készített rétegtani leírást, ill. SCHEUER GY. és SCHWEITZER F. (1979) közölt litosztratigráfiai leírást és szelvényt a feltárásról. GASPARIK M. és KELE S. (2011) komplex vizsgálatok során szintén végeztek szedimentológiai elemzést az üledékes rétegekről.

A két édesvízi mészkő egység közé települő rétegsor (tulajdonképpen tatarata medence kitöltés) döntően finom szemű, kőzetlisztes-finomhomokos anyagból épül föl, mely üledékek közé sötétbarna színű paleotalaj települ. A paleotalaj alatti szelvényrészben édesvízi mészkőtörmelékes, ill. tört kvarckavicsokat tartalmazó réteg húzódik. Hasonló kvarckavicsos betelepülések figyelhetők meg a paleotalajt fedő löszrétegben, melyből a csontmaradványok is előkerültek.

A fauna együttes alapján, amely pl. hiéna, ugróegér, barlangi medve, hód, szibériai pocok maradványokat tartalmaz, az üledék és a benne található leletek korát JÁNOSSY D. (1971, 1979, 1986, 2001) a Würm I-be sorolja (tokodi alfázis, kora a később ismertető adat szerint ~40–38 ezer év). GASPARIK M. és KELE S. (2011) szintén az utolsó eljegesedés, ill. a MIS5e időszakába sorolja a faunát. A mélytengeri oxigén izotóp görbék jelenlegi tagolása szerint ez a szakasz a MIS 3 stádiumnak felel meg.

A morfosztratigráfiai besorolás alapján a tokodi édesvízi mészkő öszlet a II.b teraszszintre települve a T2 édesvízi-mészkőképződési fázisban jött létre (SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1979).

Az említett régészeti feltárások kronometriai (abszolút) kora

A vértesszőlősi édesvízi mészkővek datálása során tórium/urán (Th/U) és elektron spin rezonancia (ESR) módszereket használtak. Az első vértesszőlősi dátumok CHERDINTSEV, V.V., KAZACHEVSKI, I.V. és KUZMIN, E.A. (1965) méréseiből származnak, akik szerint a bányatalpról származó minta >370 ezer éves, az 1. réteg fölül szedett minta pedig 250–470 ezer éves. 1973-ban a travertínó felső harmadában található leletes szint (a 3. *ábra* szerint a kultúrréteg feletti mészkőpad) OSMOND, J.K. mérései nyomán 350 ezer évesnek bizonyult (PÉCSI M. 1973).

Ismeretlen oknál fogva azonban ugyanazon cikk angol nyelvű változata az azonos helyről származó azonos minta mérési eredményeként >270 ezer éves kort ad meg (PÉCSI M. 1973; PÉCSI, M.–OSMOND, J.K. 1973), ami aztán széles körben el is terjedt a nem magyar nyelvű szakirodalomban. Végül a lelőhely monográfiájában OSMOND a korábbi, de „terminus ante quem”-ként megadott dátumot tüntette fel.

10 évvel később koponyatöredéket tartalmazó édesvízi mészkő datálása (>350 ezer év), ESR vizsgálata 333 ±13 ka BP kort adott (HENNIG, G. et al. 1983). A bizonytalanságot ezúttal az okozta, hogy a közlés Abb. 5-ön a vonatkozó 5. minta helyét tévesen a III. lelőhely alatti mészkőben jelezték, míg a 4., a tarkócsont szintje alól vett minta (Th/U kora 325 +∞/-60 ka BP, ESR: 172±17 ka BP) ugyanott a (tévesen I. lelőhelyként feltüntetett) 1. kultúrreteg alatti szintet jelöli. A „II. lelőhely” (helyesen: 2. kultúrreteg) fekéje 217+40/-28 ka BP éves Th/U és 245±25 ka BP éves ESR dátumot adott, míg a fedő travertínó-összlet kora 128±17(20) (Th/U) és 127±13 ka BP idősnek bizonyult. Végül 1975-ben és 1979-ben SCHWARCZ, H.P. és LATHAM, A.G. gyűjtött összesen mintegy 20 mintát, sajnos legalábbis megkérdőjelezhető rétegtani helyzetből. Végül is csak háromból született elfogadható dátum. A fő kultúrreteg fekéjéből származó minta 219 +40/-30 ka BP, a mésztufa medence kitöltése felett jelentkező és így a 4. kultúrretegnél is fiatalabb minta 202 +120/-63 ka BP évesnek bizonyult. Végül a 3. kultúrreteget is magába foglaló mésztufa mintája a bizonytalan >350 ezer éves kort adta (1. táblázat).

1. táblázat. A vértesszőlősi lelőhely abszolút koradatai

Th ²³⁰ /U ²³⁴	II. lh, travertínó I. lh, 1. réteg fedője bánya felső része	225±35 ka BP 250-475 ka BP >370 ka BP	CHERDINTSEV, V.V. és KAZACHEVSKI, I. V. (1965)
Th ²³⁰ /U ²³⁴	travertínó felső 1/3-a	>350 ka BP, vagy >270 ka BP	PÉCSI, M. (1973); PÉCSI, M. és OSMOND, J. K. (1973)
U sorozat	I. lh, 4 kultúrreteg felett I. lh, 1. kultúrreteg alatt I. lh. 3. kultúrreteg, tufa	202+120/-63 ka BP 219+40/-30 ka BP >350 ka BP	SCHWARCZ, H. P. és LATHAM, A. G. (1980)
Th ²³⁰ /U ²³⁴ ESR	kultúrreteg fedője	128+20/-17 ka BP 127±13 ka BP	
Th ²³⁰ /U ²³⁴ ESR	kultúrreteg fedője	217+40/-28 ka BP 245±25 ka BP	
Th ²³⁰ /U ²³⁴ ESR	„tarkócsont alatt”	325+∞/-60 ka BP 172±17 ka BP	HENNING, G. et al. (1983)
Th ²³⁰ /U ²³⁴ ESR	„tarkócsont szintje”	>350 ka BP 333±17 ka BP	

Összegésként megköckéztatható, hogy a legutoljára 30 évvel ezelőtt, változó, de rendszerint bizonytalan rétegtani körülmények közül származó mintákat ma már nehéz értékelni, vagy más szóval: jelenleg nem áll a rendelkezésünkre a vértesszőlősi lelőhelyről elfogadható abszolút keltezés.

A vértesszőlősi lelőhely tágabb környezetében, a különböző teraszszintekre települő édesvízi mészkő szinteken végzett mérések már nem adtak ennyire egyértelmű eredményeket (HENNIG, G. et al. 1983). Az V–VI. teraszszint magasságában mért korok 227±47 ka BP (Th/U) és 386±39 ka BP (ESR)

idős kort adtak. A III. teraszszintre települő réteg 248 ± 67 ka BP (!) (Th/U) és 202 ± 20 ka BP korúnak; a II.b. teraszra települt összlet (amely elvileg egykorú mind Tata-Porhanyóbánya régészeti lelőhelyével, mind a tokodi feltárással) 135 ± 12 ka BP (Th/U), ill. 123 ± 25 ka BP (ESR) korúnak bizonyult.

A tatai lelőhely rétegsorából származó első kronometriai adatokat DE VRIES, H. és DE WAARD, H.¹ (1964) kalibrálatlan ^{14}C mérései szolgáltatták: a kultúrréteg és az azt fedő édesvízi mészkőben talált faszén minták $33,6 \pm 1,1$ ka BP és $55 \pm 2,5$ ka BP kort adtak. Fontos azonban leszögeznünk, hogy a mérés módszertani korlátai miatt, a ^{14}C datálás nagy biztonsággal 50 ka BP (különleges esetekben maximum 80 ka BP) korig használható. Ha az üledék kora idősebb, települési viszonyai nem megfelelőek, a mintavételezés nem elég körültekintő, vagy évtizedekkel ezelőtt történt a mérés, a kapott adatok legfeljebb „egy kis szerencsével” tájékoztató jellegűek lehetnek.

A Th/U és ESR kormeghatározások változatos eredményeket mutattak a különböző vizsgálatok során. PÉCSI M. (1973) a kultúrréteg fekjét jelentő édesvízi mészkő középső részéről 70 ± 20 ka BP Th/U kort közölt. Szintén a fekű, ill. a fedő mésztufa-összlet korára SCHWARCZ, H.P. és SKOFLEK, I. (1982) 120 ± 6 ka BP és 75 ± 5 ka BP korokat, HENNIG, G. et al. (1983) 101 ± 10 ka BP és 98 ± 8 ka BP korokat kapott. HENNIG, G. et al. (1983), Th/U vizsgálatokkal párhuzamos ESR mérései 127 ± 6 és 81 ± 6 ka BP értékeket adtak. (2. táblázat)

2. táblázat. A tatai lelőhely abszolút koradatai

Th ²³⁰ /U ²³⁴	travertinó (IIb terasz)	kb. 30 ka BP	J. K. Osmond
Th ²³⁰ /U ²³⁴	kultúrréteg „alja”, travertinó közepe	70 ± 20 ka BP	Pécsi, M. (1973)
Th ²³⁰ /U ²³⁴	„würm I, 22. fúrás”	95 ± 10 ka BP (nem meggyőző)	Cherdintsev, V. V. és Kazachevski, I. V. (1965)
U sorozat	kultúrréteg	$99,4 \pm 0,1$ ka BP	Schwarz, H. P. és Skoflek, I. (1982)
Th ²³⁰ /U ²³⁴ ESR	kultúrréteg fedője	101 ± 10 ka BP 127 ± 6 ka BP	Henning, G. et al. (1983)
Th ²³⁰ /U ²³⁴ ESR	kultúrréteg fekjéje	98 ± 8 ka BP 81 ± 16 ka BP	

Tokod-Nagyberek lelőhelyről származó ^{14}C adatok 36,31 ezer éves kort adtak (HV319, SCHEUER Gy.–SCHWEITZER F. (1979). (Megjegyzendő, hogy az általuk hivatkozott, a kronometriai adatok forrásaként megjelölt cikkben nem szerepel a tokodi lelőhely). Érdekesség, hogy ezt megelőzően GÁBORI-CsÁNK V. (1970) közöl adatokat szintén a lelőhelyről 36,2 ezer év koradatot adva (GXO-196).

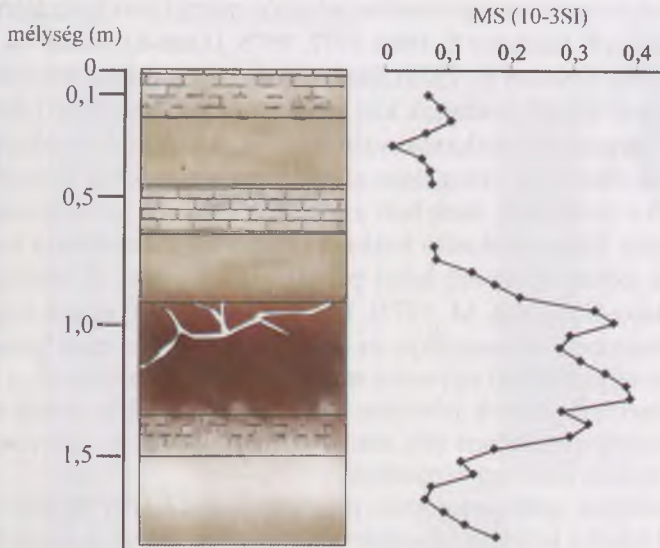
Őskörnyezeti rekonstrukció a régészeti lelőhelyek környezetében – hasonlóságok és különbségek a jellemzett lelőhelyek között

Az őskörnyezeti rekonstrukció során elengedhetetlen az édesvízi mészkő negyedidőszaki klímacyklusokhoz kapcsolható működésének, üledékképződési rendszerének és morfológiájának tisztázása (SCHEUER Gy.–SCHWEITZER F. 1973). Rétegtani szempontból három jellegzetes típust különítettek el: (1) az interglaciálisokra jellemző vastagpados kifejlődésű édesvízi mészkő egységeket; (2) az interglaciálisokat megszakító szárazabb periódusokat (stadiális) jelző törmelékes üledékes kőzetek által alkotott betelepüléseket; (3) a glaciálisokat megszakító csapadékosabb szakaszok alatt, a döntően üledékes kőzetekből, esetleg paleotalajokból álló szekvenciákba települő mészkőpadokat.

A vértesszőlősi, tatai és tokodi lelőhely esetében is megfigyelhetők a mészkőgátak, medencék üledékgyűjtőként funkcionáló mélyedéseiben felhalmozódott üledékes rétegek. Ezek anyag a vértesszőlősi rétegsorokban változatos, vastagabb kifejlődésű, löszös, ill. durvább szemű homokos, kavicsos, esetleg az édesvízi mészkő gátak oldaláról leszakadt törmeléket, talajosodott törmeléket tartalmazó rétegsorok. A tatai üledékes közbetelepülés 1 m-t megközelítő vastagsága ugyan elmarad a vértesszőlősi rétegsorokétól, de a szelvényben kimutatott paleotalaj szint hasznos információval szolgálhat az őskörnyezet rekonstrukció szempontjából. A tatai rétegsorhoz hasonlóan, a tokodi üledékes összlet is csak egy paleotalaj szintet hordoz magában.

A vértesszőlősi szelvényekben két, az üledékes rétegsorba települt paleotalajt azonosítottak. KROLOPP E. (1977) által „első fosszilis talajként” leírt, barnás-fekete színű talajban dominánsan száraz, meleg „sztyepfaunát” mutatott ki, mely alapján mezősegi talajként azonosította a szintet. A feltárásban megfigyelhető, rétegtanilag a barnás-fekete talaj feletti üledékes összletbe települő fekete talaj faunája nagyobb arányban tartalmaz erdei, ill. „interglaciális jellegű” faunát, mely alapján KROLOPP E. (1977, 1978) interglaciális szakaszban kialakult (áthalmazott) erdőtalajként határozta meg a réteget. MOLDVAY L. (1983, 1990) a fekete talajos szintet öntéstalajként azonosította.

Egy 2005-ben végzett terepbejárás során a szabadtéri régészeti bemutatóhely közvetlen szomszédságában sikerült egy még ép szelvényrészt feltárni, ahol megfigyelhető volt az egyik talajszint (8. ábra). A feltárásban leírt sötétbarna színű talajban nem lehetett egyértelmű talajgenetikai szinteket elkülöníteni, a közel 60–70 cm vastag talaj alsó, átmeneti része durva, mészkőtörmelékes réteggént jellemezhető. Felső szakasza egyértelműen a talajosodás nyomát mutatja, gyengén fejlett szemcsés-(morzsás) szerkezetével. A felső szakaszban lecsökken a törmelékes anyag jelenléte, viszont markáns másodlagos karbonát kiválások jelennek meg benne. A karbonát poligonális szerkezetet mutat, jelenlétét morfológiai bélyegei alapján száradási repedések kialakulásához és ezek karbonáttal való kitöltődéséhez kapcsoltuk. A környezet szárazabbá válását a



8. ábra. A 2005-ben vizsgált vértesszőlősi rétegsor és a mért mágneses szuszceptibilitás értékek (a rétegtani egységek jelkulcsa megegyezik a 3. ábra jelölésével)

fedő üledékként megjelenő finomhomokos-lössös üledék is alátámasztaná, melyet elképzelhetően egy eróziós esemény előzhetett meg, mert a talaj felső szakasza éles határral különült el a fedő üledéktől.

A rétegtani, paleotalajtani vizsgálatok mellett terepi mágneses szuszceptibilitás mérést is végeztünk Kappameter KT-5 mérőműszerrel, 5 cm-es lépésként (8. ábra). Érdekesség, hogy a löszökben megfigyelhető paleotalajokkal szemben, a szelvényben húzódó markáns paleotalaj szint szuszceptibilitás értékei elmaradnak a várt kiugróan magas értékektől. Ennek feltételezhetően különböző, az ásványok mállásával, ill. a nagy arányú karbonát jelenlétével kapcsolatos okai lehetnek, de pontos választ csak a laboratóriumi mágneses ásványtani kísérletek után kaphatunk.

A tatai szelvényben megfigyelhető paleotalaj szint kevésbé markáns megjelenésű, mint a vértesszőlősi egység. A talajszintre települő lössös-finomhomokos üledéktől átmenetes szakasz választja el, a barnás színű, talajszerkezet nélküli, üledékes-kőzettani karaktere, szervesanyag-tartalma, mágneses szuszceptibilitás értékei (RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs.–BRADÁK B. 2005) és palinológiai megfigyelések alapján (KELE S. et al. 2006) paleotalajként definiált rétegtani egységet. KELE S. et al. (2006) komplex vizsgálatai az őskörnyezet rekonstrukció részletesebb irányába mutatnak: a különböző eolikus, ill. állóvízi környezetek kimutatása mellett, különböző őskörnyezeti viszonyok meghatározására is próbát tettek (pl. átlaghőmérséklet).

Az öskörnyezet megértéséhez jelentős mértékben hozzájáruló paleontológiai adatok (pl. KROLOPP E. 1964, 1977, 1978; JÁRAI-KOMLÓDI M. 1964, 1973; KRETZOI M. 1964; JÁNOSY D. 1979) általánosságban mindkét esetben enyhébb, meleg-mérsékelt klímát mutattak ki a talajképződés időszaka(i) alatt, melyet a szárazodás, eljegesedés szakaszai váltottak föl. A különböző növényi és állati maradványok részletes vizsgálata alapján azonban jóval komplexebb kép vázolható föl a területről, melyben a globális klimatikus változások mellett, erőteljes lokális klímamódosító hatása (jellegzetes mikroklíma kialakulása a mészkőgátak környezetében) lehet például, a langyos-, ill. meleg vizes forrásoknak (JÁRAI-KOMLÓDI, M. 1973). Bár összetételében eltérő képet mutat a középső-pleisztocén vértesszőlősi és a késő-pleisztocén tatai gerinces fauna, mindkét lelet-együttesben egyaránt megfigyelhető az erdős, ill. a füves, nyílt területeket kedvelő állatok jelenléte. A források jelenléte mind a hegységi-hegylábi területek erdőiben élő, mind az Által-ér füves alluviumán legelő csordáknak vonzó életteret biztosított.

A geológiai, geomorfológiai, paleoökológiai háttér megfelelő feltételeket teremtett tehát a területen megjelenő (elő)embereknek a megtelepedéshez. Erről árulkodik mind a vértesszőlősi előember-telep, mind a tatai mamutvadász-telep bőséges régészeti leletanyaga (VÉRTES L. 1964; KRETZOI M.–T. DOBOSI V. 1990; T. DOBOSI V. 1999).

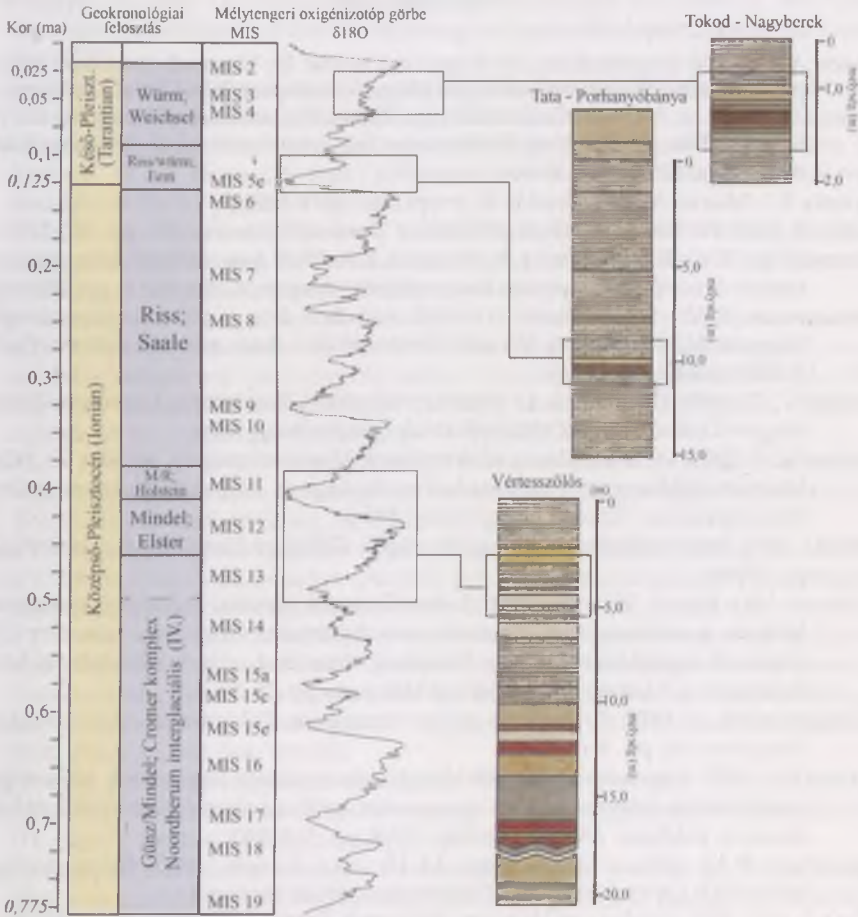
A vértesszőlősi tetarata medencébe öt alkalommal tértek vissza a környéken élő előemberek, melyről a rétegsorokba települt kultúrretegek árulkodnak. A bőséges régészeti leletanyag kőeszközöket, az eszközök előállításánál keletkezett gyártási törmeléket, állatcsontokat, konyhahulladékot, tűzhelymaradványokat tartalmazott. A kőeszközök alapanyagául feltételezhetően az Által-ér által felhalmozott kavicsos üledékanyag szolgált (T. DOBOSI V. 2003).

A tatai lelőhely leletanyagát első sorban szintén az Által-ér anyagából készített, szépen kidolgozott, de apró (átlag 3 cm) szerszámok alkotják. Egyedi lelet a mamutfog-lemezből készített csurunga, a mai ausztrál bennszülöttek szertartások során használt zúgattyúira emlékeztető tárgy (VÉRTES L. 1965, T. DOBOSI V. 1999).

A három lelőhely közül legfiatalabb, késő-pleisztocén, MIS3 oxigén izotóp stádiumba sorolt tokodi rétegsor leletanyag bizonytalan, jelentősége inkább biosztratigráfiai szempontból emelhető ki.

Az egyes feltárások egymáshoz viszonyított, illetve a pleisztocén chronosztratigráfiában – geokronológiában elfoglalt relatív helyzetét a 9. ábra foglalja össze.

Bár közel 200–250 ka választja el a középső-pleisztocén (MIS 12-15) vértesszőlősi és a késő-pleisztocén (MIS 5e) tatai kultúrát, a változatos környezeti hatások alatt megtelepedő (elő)ember életterét, tevékenységeit reprezentáló gazdag lelet-együttes alapján válhatott a két lelőhely az őskor, és egyben a negyedidőszak kutatás fontos pontjává.



9. ábra A három lelőhely (Vértesszőlős, Tata-Porhanyóbánya, Tokod-Nagyberck) rétegsora, és körülbelüli elhelyezkedése a geokronológiai időskálán (GRADSTEIN, F. M. *et al.* eds. 2012 alapján)

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnénk köszönetet mondani T. DOBOSI VIOLÁNAK és VARGA GYÖRGYNEK a kézirat elolvasásáért és lektorálásáért.

- BOROS, A. 1964. Die Untersuchung der Algen und Moose. In: VÉRTES, L. (ed.) Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 45-46.
- BUDO, V. – SKOFLEK, I. 1964. Pflanzenreste im Tataer Süßwasserkalkkomplex. In: VÉRTES, L. (ed.): Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 51-66.
- BRADÁK B. – MARKÓ A. 2006. Bradák B. terepi naplója. Kézirat.
- BULLA B. 1947. Tönkfelszínek (Rumpfflächen). *Természettudomány*. 2/9. pp. 270-277.
- CHERDINTSEV, V. V. – KAZACHEVSKI, I. V. – KUZMIN, E. A. 1965. Age of Pleistocene carbonate formation according to thorium and uranium isotopes. *Geohimija*. 9. pp. 1085-1092.
- CHERDINTSEV, V. V. – KAZACHEVSKI, I. V. 1990. Absolute date of the travertine samples. In: KRETZOI, M. – T. DOBOSI, V. (eds.) Vértesszőlős – man, site and culture. Budapest, Akadémiai Kiadó. 547 p.
- DOBOSI V., T. 1999. Őseemberek az Által-ér völgyében. Tatabánya, Komárom-Esztergom Megyei Önkormányzat Múzeumainak Igazgatósága. 65 p.
- DOBOSI V., T. 2003. Vértesszőlős: az első emberek Magyarországon. In: VÍSY Zs. (főszerk.) Magyar régészet az ezredfordulón. Budapest, Nemzeti Kulturális Örökség Minisztériuma – Teleki L. Alapítvány. 473 p.
- FÜLÖP J. 1975. Tatai mezozoós alaphegység-rögök. *Geologica Hungarica, Series Geologica*. 16. pp. 1-228.
- GASPARIK M. – KELE S. 2010. A tokodi (Keleti-Gerecse) édesvízi mészkő és gerinces fauna lelőhely geokémiai, szedimentológiai és őslénytani vizsgálata, valamint U/Th sorozatos kormeghatározása. In: FÜRÉSNÉ MOLNÁR A. (szerk.) Tatabányai Múzeum Évkönyve 1. Tatabánya, Tatabányai Múzeum. pp. 29-39.
- GÁBORI-CSÁNK, V. 1970. C-14 dates of the Hungarian Palaeolithic. *Acta Archaeologica Hungarica*. 22. pp. 3-11.
- GÁBRIS GY. 2007. Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp-rétegtan között – magyarországi lösz-paleotalaj-sorozatok és folyóvízi teraszok példáján. *Földtani Közlöny*. 137/4. pp. 515-540.
- GRADSTEIN, F. M. – OGG, J. G. – SCHMITZ, M. D. – OGG, G. (eds.) 2012. The geological time scale 2012. Oxford, Elsevier. (Elektronikus dokumentum.)
- HAAS, J. (ed.) 2001. Geology of Hungary. Budapest, Eötvös University Press. 317 p.
- HAHN GY. 1969. Több mint 100 éves a magyar löszkutatás. *Földtani Kutatás*. 12/2. pp. 29-48.
- HAHN GY. 1972. Tata környékének geomorfológiai képe. *Földrajzi Értesítő*. 21/4. pp. 389-407.
- HENNIG, G. J. – GRÜN, R. – BRUNNACKER, K. – PÉCSI, M. 1983. Th230/U234 sowie ESR-Altersbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. *Eiszeitalter und Gegenwart*. 33/1. pp. 9-19.
- HORUSITZKY H. 1910. Kísérlet a pleisztocén korszak felosztására. In: Magyarország negyedkori klímaváltozásairól. pp. 77-79. (A Magyar Királyi Földtani Intézet Népszerű Kiadványai ; II. 3.)
- JÁNOSSY, D. 1971. Der erste Nachweiseiner Kalt-Mousterien Vertebraten fauna in Ungarn (Tokod-Nagyberek, Kom. Komárom). *Vertebrata Hungarica*. 12. pp. 103-110.
- JÁNOSSY D. 1979. A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. Budapest, Akadémiai Kiadó. 207 p.
- JÁNOSSY, D. 1986. Pleistocene Vertebrate Faunas of Hungary. Amsterdam, Elsevier. 208 p. (Developments in Palaeontology and Stratigraphy ; 8.)
- JÁNOSSY, D. 2001. Occurrence of mammalia relicts at site Tokod-Nagyberek. doi:10.1594/PANGAEA.63887

- JÁRAI-KOMLÓDI, M. 1964. Die Palynologischen Untersuchungen. In: VÉRTES, L. (ed.) Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 67-77.
- JÁRAI-KOMLÓDI M. 1973. Pollenstatisztikai vizsgálatok a vértesszőlősi őstelepülés mésztufa rétegeiből. *Földrajzi Közlemények* 97/2. pp. 127-132.
- JÁRAI-KOMLÓDI, M. 1990. Pollen-statistical analyses from the Vértesszőlős travertine. In: KRETZOI, M. – T. DOBOSI, V. (eds.) Vértesszőlős – Man, Site and Culture. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 125-143.
- JÁRAI-KOMLÓDI, M. – SKOFLEK, I. – STIEBER, J. 1964. Die Stratigraphische Wertung der botanischen Beobachtungen. In: VÉRTES, L. (ed.) Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 83-86.
- KELE, S. – KORPÁS, L. – DEMÉNY, A. – KOVÁCS-PÁLFFY, P. – BAJNÓCZI, B. – MEDZIHRADSKY, Zs. 2006. Paleoenvironmental evaluation of the Tata Travertine Complex (Hungary), based on stable isotopic and petrographic studies. *Acta Geologica Hungarica*. 49/1. pp. 1-31.
- KORDOS L. 1994. Revised Biostratigraphy of the Early Man Site at Vértesszőlős, Hungary. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. 171. pp. 225-236.
- KORDOS L. – RINGER Á. 1991. A magyarországi felső-pleisztocén Arvicolidae-sztratigráfiájának klimato- és archeosztratigráfiai korrelációja. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1989. évről*. pp. 523-534.
- KORMOS T. 1909a. A pleisztocén ősember nyomai Tatán. *Földtani Közlöny*. 39/3-4. pp. 149-151.
- KORMOS T. 1909b. Campylaeabanatica (Partsch) Rm. és Melanellaholandri Fér. a Magyar Birodalom pleisztocén faunájában. *Földtani Közlöny*. 39/3-4. pp. 144-149.
- KORMOS T. – SCHRÉTER Z. 1916. Előzetes jelentés a Budai-hegyek és a Gerecse-hegység szélein előforduló édesvízi mészkövek tanulmányozásáról (Vorläufiger Bericht über die Untersuchung der an den Rändern des Budaer-Gebirges und des Gerecse-Gebirges vor kommenden Süßwasserkalke). *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1915. évről*. pp. 542-544, 583-585.
- KORPÁS E. 1933. A Gerecse-hegység morfológiája. *Földrajzi Közlemények*. 61/1-3. pp. 1-17.
- KOVÁCS-PÁLFFY, P. – FÖLDVÁRI, M. 2004. Mineralogy of the travertines in NE Transdanubia (Hungary). *Földtani Közlöny*. 134/4. pp. 105-126.
- KRETZOI, M. 1964. Die Wirbeltierfauna des Travertinekomplexes von Tata. In: VÉRTES, L. (ed.) Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 105-128.
- KRETZOI, M. – T. DOBOSI, V. (eds.) 1990. Vértesszőlős – man, site and culture. Budapest, Akadémiai Kiadó. 554 p.
- KRETZOI M. – VÉRTES L. 1964. A vértesszőlősi alsópaleolit őstelep. *Az MTA II. Osztályának Közleményei*. 13/4. pp. 421-428.
- KRETZOI, M. – VÉRTES, L. 1965a. The role of vertebrate fauna and Palaeolithic industries of Hungary in Quaternary stratigraphy and chronology. *Acta Geologica Hungarica*. 9. pp. 125-144.
- KRETZOI, M. – VÉRTES, L. 1965b. Upper Biharian (Intermindel) pebble-industry occupation site in western Hungary. *Current Anthropology*. 6. pp. 74-87.
- KROLOPP E. 1977a. A vértesszőlősi ősemberi lelőhely középső-pleisztocén mollusca-faunája. T:6817, MÁFI adattár. Kézirat.
- KROLOPP, E. 1977b. Middle Pleistocene mollusc fauna from the Vértesszőlős campsite of prehistoric man. *Földrajzi Közlemények*. 35/1-3. pp. 188-211.
- KROLOPP, E. 1990. Molluscan fauna from Vértesszőlős. In: KRETZOI, M.–T. DOBOSI, V. (eds.) Vértesszőlős – man, site and culture. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 163-182.

- KUKLA, G. 2005. Saalian supercycle, Mindel/Riss interglacial and Milankovitch's dating. *Quaternary Science Reviews*. 24/14-15. pp. 1573-1583.
- LANTOS, M. – KÖRÖPÁS, L. – KOVÁCS-PÁLFFY, P. – KORDOS, L. – KROLOPP, E. 2000. Sedimentology and chronology of Quaternary lacustrine travertine keysection – an integrated study in Hungary. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. CD-ROM.
- LANTOS, M. 2004. Magnetostratigraphic correlation of Quaternary travertine sequences in NE Transdanubia. *Földtani Közlemények*, 134/2. pp. 227-236.
- LÁNG S. 1955. A Gerecse peremhegységi részeinek morfológiája. *Földrajzi Értesítő* 4/2. pp. 157-194.
- MOLDVAY L. 1983. A vértesszőlői pleisztocén édesvízi mészkőösszlet üledékföldtani viszonyai. MÁFI adattár, T:11739. 17 p. Kézirat.
- MOLDVAY, L. 1990. Sedimentological condition of the Vértesszőlős Pleistocene travertine. In: KRETZOI, M. – T. DOBOSI, V. (eds.) Vértesszőlős – man, site and culture. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 63-74.
- PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaklata. Budapest, Akadémiai Kiadó. 346 p. (Földrajzi monográfiák ; 3.)
- PÉCSI M. 1964. A magyar közephegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései. *Földrajzi Értesítő* 13/1. pp. 1-29.
- PÉCSI M. 1973. Geomorphological position and absolute age of the Lower paleolithic site at Vértesszőlős, Hungary = A vértesszőlői ópaleolit ősember telephelyének geomorfológiai helyzete és abszolút kora. *Földrajzi Közlemények*. 21/2. pp. 109-119.
- PÉCSI, M. 1990. Geomorphological position and absolute age of the Vértesszőlős Lower Palaeolithic site. In: KRETZOI, M. – T. DOBOSI, V. (eds.) Vértesszőlős – man, site and culture. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 27-41.
- PÉCSI, M. – OSMOND, J. K. 1973. Geomorphological position and absolute age of the settlement at Vértesszőlős of the Lower Palaeolithic Prehistoric man in Hungary. IX. Congress, International Union of Quaternary Research. Christchurch, New Zealand. pp. 283-284.
- PÉCSI M. – PEVZNER, M. A. 1974. Paleomágneses vizsgálatok a Gerecse hegységben (Paleomagnetic analysis in the Gerecse Mountains). Kézirat.
- PÉCSI, M. – SCHEUER, GY. – SCHWEITZER, F. – HAHN, GY. – PEVZNER, M. A. 1985. Neogene-quaternary geomorphological surfaces in the Hungarian Mountains. In: KRETZOI, M. – PÉCSI M. (eds.) Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian basin : geological and geomorphological studies. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 51-63. (Studies in geography in Hungary ; 19.)
- PÉCSI, M. – SCHEUER, GY. – SCHWEITZER, F. 1988. Neogene and Quaternary geomorphological surfaces and lithostratigraphical units in the Transdanubian Mountains. In: PÉCSI, M. – STARKEL, L. (eds.) Paleogeography of the Carpathian Regions. Budapest, Geographical Research Institute of HAS. pp. 11-41. (Theory - methodology - practice ; 47.)
- ROEBROEKS, W. – KOLFSCHOTEN, T. V. 1995. The earliest occupation of Europe: a reappraisal of artefactual and chronological evidence. In: ROEBROEKS, W. – KOLFSCHOTEN, T. VON, (eds.) The earliest occupation of Europe: proceedings of the European Science Foundation at Tautavel (France), 1993. Leiden, University of Leiden. pp. 297-315.
- ROSAS, A. – BERMÚDEZ DE CASTRO, J. M. 1998. The Mauermandible and the evolutionary significance of *Homo heidelbergensis*. *Geobios*. 31/5. pp. 687-697.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs. – BRADÁK B. 2005. Tata-Porhanyóbánya, az utolsó interglaciális időszak kimutatása szedimentológiai és mágnesezhetőségi vizsgálatok együttes alkalmazásával. *Földtani Közlemények*. 135/2. pp. 192-208.
- SCHUEUR, GY. – SCHWEITZER, F. 1973. The development of the Hungarian travertine sequences of the Quaternary. *Földrajzi Közlemények*. 21/2. pp. 133-144.
- SCHUEUR GY. – SCHWEITZER F. 1979. Tavi-mocsári és tatarítás típusú édesvízi-mészkőösszletek a Keleti-Gerecseben. *Földrajzi Közlemények*. 27/1-3. pp. 106-127.

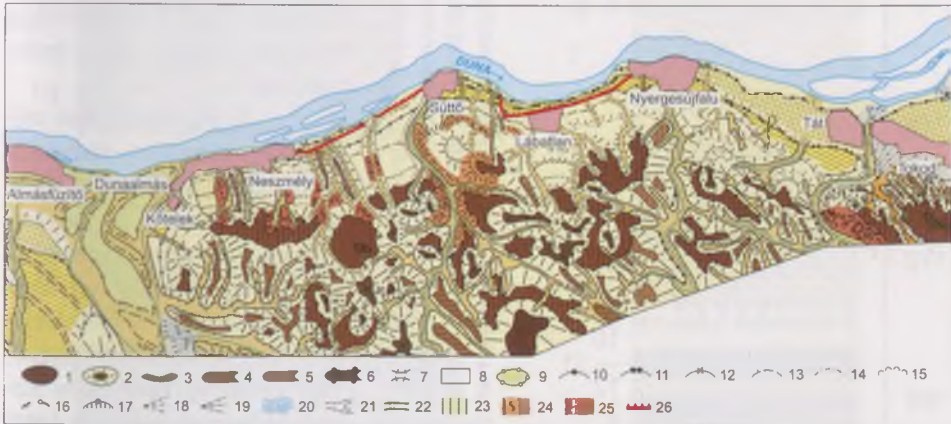
- SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1983. A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei és képződésüknek geomorfológiai és geokromológiai sajátosságai. Kandidátusi értekezés. Budapest. 193 p. Kézirat.
- SCHEUER, GY. – SCHWEITZER, F. 1990. Travertine formations of Gerecse Mountains. In: KRETZOI, M. – T. DOBOSI, V. (eds.) *Vértesszőlős – man, site and culture*. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 43-55.
- SCHRÉTER Z. 1961. A Budai- és Gerecse-hegység peremi édesvízi mészkő előfordulásai. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1960. évről*. pp. 111-146.
- SCHWARTZ, H. P. – LATHAM, A. G. 1984. Uranium series Agedetermination of travertines from the site of Vértesszőlős. Hungary. *Journal of Archaeological Science*. 11. pp. 327-336.
- SCHWARZ, H. P. – SKOFLEK, I. 1982. New dates for the Tata, Hungary archaeological site. *Nature*. 295. pp. 590-591.
- SCHWEITZER F. – BALOGH J. 1988. Tokod (régészeti mintavételi hely). 3 p. Kézirat.
- SCHWEITZER, F. – SCHEUER, GY. 1995. Hungarian travertines. *Acta Universitas Szegediensis, Acta Geographica*. 34. Special Issue. pp. 163-186.
- SÉDI K. 1942. A Gerecse löszvidékének morfológiája. *Földrajzi Közlemények*. 70/2. pp. 84-92.
- SKOFLEK, I. 1990. Plant remains from the Vértesszőlős travertines. In: KRETZOI, M. – T. DOBOSI, V. (eds.) *Vértesszőlős – man, site and culture*. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 77-123.
- STIEBER, J. 1964. Die anthrakotomische Untersuchung der Holzkohlen. In: VÉRTEŠ, L. (ed.) *Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn*. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 79-82.
- SZENTES F. 1968. Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához : L-34-I. Tatabánya. Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet. 158 p.
- VARGHA-MÁTHÉ, K. 1990. The geological background. In: KRETZOI, M.–T. DOBOSI, V. (eds.): *Vértesszőlős – man, site and culture*. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 21-25.
- VÉRTEŠ, L. 1964. *Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn*. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 37-42. (*Archaeologia Hungarica* ; Series Nova 43.)
- VÉRTEŠ L. 1965. *Az őskőkor és átmeneti kőkor emlékei Magyarországon*. Budapest, Akadémiai Kiadó. 385 p.
- VÉRTEŠ L. 1969. *Kavics ösvény*. Budapest, Gondolat Kiadó. 235 p.
- DE VRIES, H. – DE WAARD, H. 1964. Die Untersuchungen des C14 Laboratoriums zu Groningen. In: VÉRTEŠ, L. (ed.) *Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn*. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 35-36.

A Gerecse felszínmozgásos területei

KIS ÉVA – BALOGH JÁNOS¹

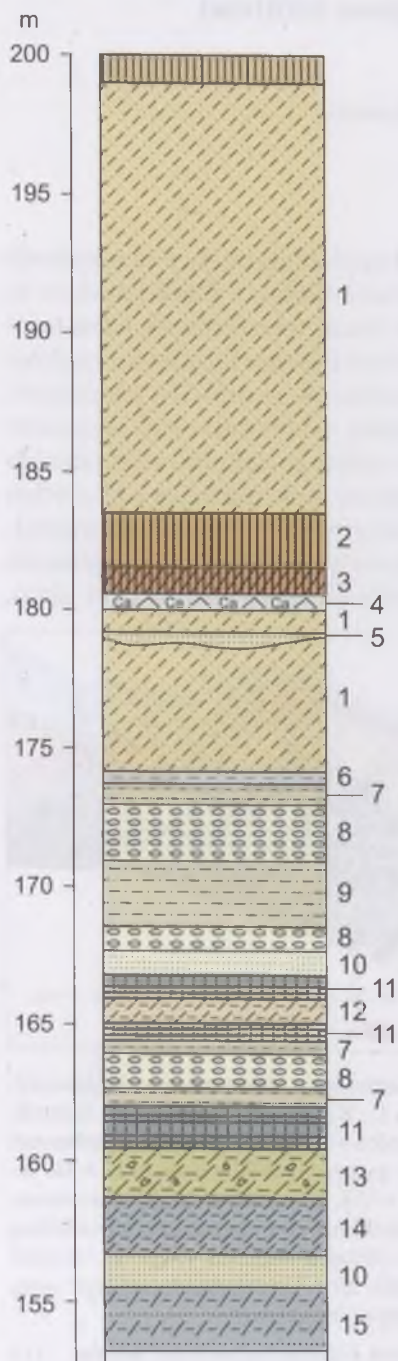
Bevezetés

A Gerecse-vidék néhány területe (a Gerecse hegylábfelszínéhez támaszkodó dunai teraszvidék vagy pl. az ÉK-i, K-i peremterületen a Bajót-patak és az Öreg-árok teraszos völgyoldala) azon kevés hazai felszínrészek közé tartozik, ahol a geofolyamatok hatására bekövetkezett felszínváltozások – szeletes csuszamlások, omlásos csuszamlások, partomlások, szuffóziós jelenségek, barázdás erózió, a völgyek, aszók hátravágódása, a mélyművelésű bányászat következtében kialakult felszíni rokadások – szinte a szemünk előtt játszódhatnak le. Ezért a fenti felszíneken egyrészt geofolyamatok, másrészt a közvetlen agrogén-technogén felszínfeltagolás következményeként felgyorsult, másodlagosan kialakult antropogén természeti folyamatok hatására igen jelentős kiterjedésű, főként mezőgazdasági és erdőterületek esnek áldozatul (1. ábra).



1. ábra Az Almásfüzitő és Tokod közötti terület geomorfológiai térképe és a mozgásveszélyes partfalak helyei. (Szerk.: SCHWEITZER F.–BALOGH J.–KIS É. 2011). 1 = Magas fennsík; 2 = Sasbérc; 3 = Hegygerinc; 4 = Hegyhát; 5 = Lejtőpihenő; 6 = Hegyláblépcső; 7 = Domborzati nyereg; 8 = Alacsonyártér; 9 = Magasártér; 10 = II/a. terasz; 11 = II/b. terasz; 12 = III. terasz; 13 = IV. terasz; 14 = V. terasz; 15 = VI. terasz; 16 = VII. terasz; 17 = Patakmenti terasz; 18 = Medencetalpi törmelékkúp; 19 = Lejtőoldali törmelékkúp; 20 = Élő meder, élő mellékág és meander; 21 = Kis patakok elhagyott medrei; 22 = Eróziós-deráziós völgy; 23 = Lejtők általában; 24 = Időszakosan egyensúlyban levő lejtő; 25 = Csuszamlásveszélyes lejtő; 26 = Omlás- és csuszamlásveszélyes magaspárt

¹ MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földrajztudományi Intézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45. E-mail: kis.eva@csfk.mta.hu; balogh.janos@csfk.mta.hu



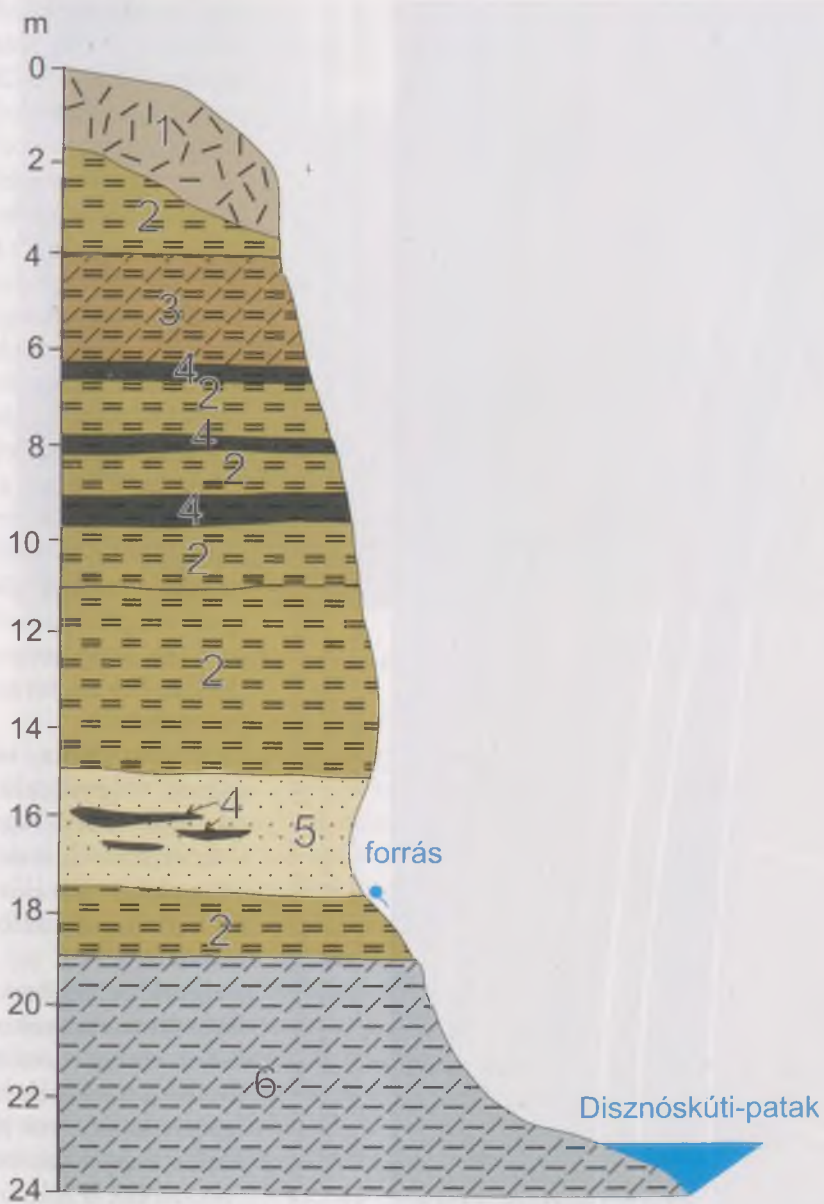
2. ábra A Disznóskúti - völgy földtani szelvénye. (Szerkesztette: SCHWEITZER F. 1972.). 1 = finomhomokos rétegzett lösz, 2-3 = fosszilis talajok, 4 = CaCO₃ szint, 5 = proluviális homok, 6 = iszap, 7 = iszapos homok, 8-9 = kavics, iszapos homok, 10 = csillámos sárga homok, 11 = hidromorf talaj, 12 = sárga kövér agyag, 13 = felsőpannoniai szürkés-sárga mészgöbécés kövér agyag, 14 = felsőpannoniai kékagyag, 15 = vékony/2-5 cm/ homok és iszapos homokrétegekkel tagolt kékeszürke felsőpannoniai agyag

Fejlődéstörténeti és geomorfológiai sajátosságok

A Gerecse heglábfel-színéhez támaszkodó, D felé egyre jobban emelkedő dunai teraszvidék sűrű és mély vízmosásokkal, eróziós szakadékvölgyekkel, lösz-mélyutakkal, a lepusztulásból kimaradt löszhátakkal, eróziós-deráziós völgyközi hátakkal aprólékosan fel-szabdalt dombsági felszín, amelyet változatos morfoló-giai arculatú részvízgyűjtők – Izsán-völgy, Nyáraska-völgy, Disznóskúti-völgy, Csapás-völgy, Piszkei-völgy, Öregárok-völgy stb. – jelle-meznek.

A peremvidéket vál-tozatos rétegsorú harmad-időszaki (felsőpannoniai agyag, homokos agyag ho-mokkő, oligocénkori homok-kő, agyagos homok 2-3. ábra) és az erre közvetlenül rátele-pülő negyedidőszaki (folyó-vízi homok, homokos ka-vics, édesvízi mészkő, lösz) üledékek építik fel (ÁDÁM L.-SCHWEITZER F. 1972).

A fekü 50-100 m vastagságban – Dunaalmás és Lábatlan között – a kékes-szürke felsőpannoniai ho-mokos agyag, míg az É-ÉK-i peremvidéken az oligocén homokkő és agyagos ho-mok. A tömött felsőpanno-



3. ábra A Disznóskúti-völgy felső szakaszának földtani szelvénye /Meleges-hegy Nyugati partfala/ (Szerkesztette: SCHWEITZER F.1972.). 1 = partomlás halmaza, 2 = szürkéssárga felsőpannoniai agyag, 3 = szürkéssárga Fe és Mn foltos tarka agyag, 4 = fás lignitréteg, 5 = agyaglencsékkel tagolt szürke, csillámos, középszemű homok, 6 = felsőpannoniai kékagyag



1. kép A Kámtor-völgy szelvénye a Neszmélyi vörösiszap zagyártározó alatti területen a tározó kialakításának idején. A völgy futására merőleges egykori csuszamlások és szárazvölgyek nyomai rajzolódnak ki a szelvényen, amelyek magukban hordozzák a csuszamlásos folyamatok kialakulását. (Készült az MTA Földrajztudományi Kutatóintézetében. Fotó: BALOGH J.)

niai agyagréteg felső, valamint az oligocén agyagos összlet 10–20 m vastag szintjeit vékonyabb homokos zsinórok és vastagabb lencsés homokbetelepülések tagolják (1. kép). Ezekből hosszú szakaszokon szivárgó vizek és rétegforrások, a víztartó teraszkavics szintekből talajvíz források kerülnek a felszínre a derázióval és csuszamlással átformált tágas, 300–800 m széles eróziós völgyek völgytalpain és az É felé lealacsonyodó II.a, II.b sz. terasz peremeken.

A Duna teraszos völgyoldalán változó vastagságú – az eróziós-deráziós völgyközi hátakon és eróziós-deráziós hátakon 15–20 m, a völgyek belsejében a fosszilis suvadásokon 3–5 m vastag – lösz és lösszerű üledékek települnek, amelyek jelentős mértékben befolyásolják a felszíni beázás következtében kialakuló csuszamlásos és rogyásos tömegmozgásokat (2. kép) (KARÁCSONYI S.–SCHEUER Gy. 1972).



2. kép Partomlás okozta szurdikelgátolás 1972-ben a Disznóskuti – völgy felső szakaszán

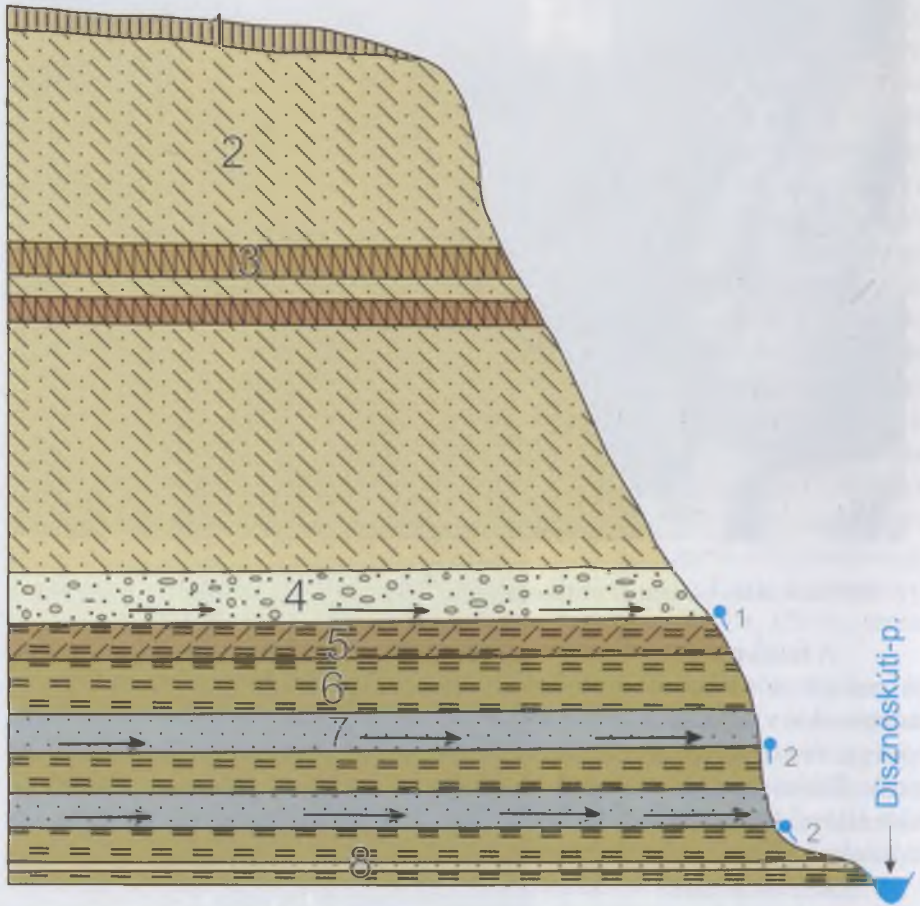
A felső-pleisztocénben még viszonylag egységes hidrológiai rendszer az igen jelentős felszíni tagoltság következményeként megváltozott. A felszínmozgásokat vizsgálva a terület különböző részein eltérő domborzati, éghajlati, növény- és talajadottságbeli, valamint hidrológiai hatótényezőkkel kell számolnunk. Ebben jelentős szerepük van még a mögöttes Gerecse heglábfelszíne felől érkező karsztos eredetű felszínalatti vizeknek is, amelyeket a pleisztocén időszakok alatt képződött édesvízi mészkőszintek is igazolnak.

A felszín alatti hozzáfolyás az egységes részvízgyűjtők vízháztartási mérlegét optimálisan befolyásolja. Ez a magyarázata annak, hogy a kb. 550 mm-es évi csapadékmennyiség és a magas párolgás ellenére a szerkezetileg előre jelzett eróziós-deráziós völgyek peremén és völgytalpán kilépő, rétegforrások által táplált vízfolyások vízhozama viszonylag bő, a csapadékszegény évszakokban is meghaladja a 40–250 l/sec-ot (Disznóskúti-völgy 60–250 l/sec, Izsók-patak 40–100 l/sec, Piszke-patak 25–40 l/sec) (4. ábra).

A kevés csapadék és a gyenge vízkapacitású negyedidőszaki üledékek (főként lösz) miatt, valamint a vízzáró agyagos fekü közelsége következtében a terület talajvizekben szegény. Jelentékenyebb talajvíz csak az eróziós-deráziós tanúhegyeket és hátaikat kísérő teraszok szintjeiben jelentkezik, de az is a csuszamlásokkal átformált, tágas, eróziós-deráziós völgyek felé áramlik. A fosszilis és recens csuszamlások keveredett anyagán különböző szintekben lép ki, főként szivárgó vizek formájában. A forráskilépések környezetében a mé-

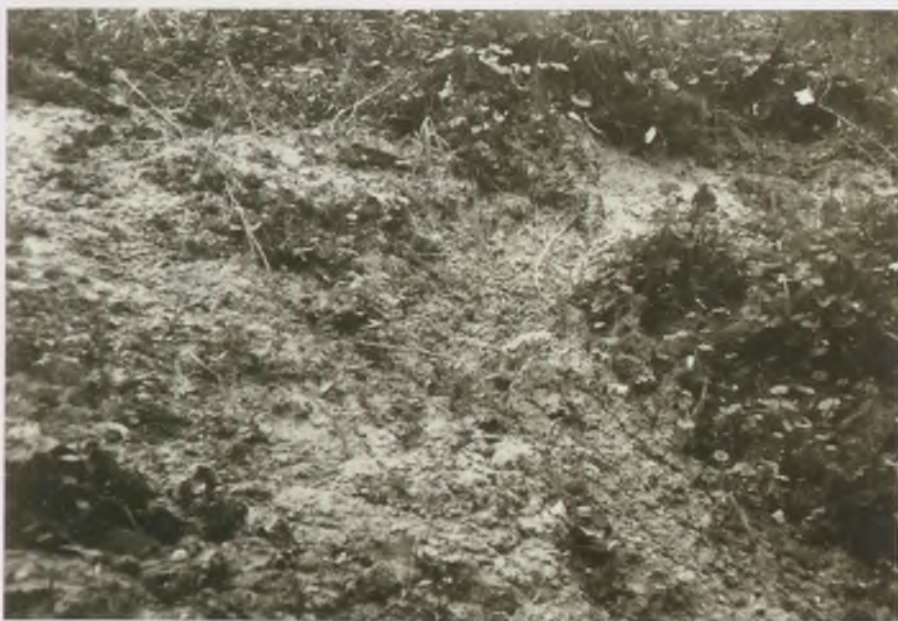
É

D



4. ábra Vázlatos hidrogeológiai szelvény a Disznóskuti-völgy völgyfőjéből. (Szerkesztette: SCHWEITZER F. 1972). 1 = Magas fennsík; 2 = Sasbérc; 3 = Hegygerinc; 4 = Hegyhát; 5 = Lejtőpihenő; 6 = Hegyláblépcső; 7 = Domborzati nyereg; 8 = Alacsonyártér; 9 = Magasártér; 10 = II/a. terasz; 11 = II/b. terasz; 12 = III. terasz; 13 = IV. terasz; 14 = V. terasz; 15 = VI. terasz; 16 = VII. terasz; 17 = Patakmenti terasz; 18 = Medencetalpi törmelékkúp; 19 = Lejtőoldali törmelékkúp; 20 = Élő meder, élő mellékág és meander; 21 = Kis patakok elhagyott medrei; 22 = Eróziós-deráziós völgy; 23 = Lejtők általában; 24 = Időszakosan egyensúlyban levő lejtő; 25 = Csuszamlásveszélyes lejtő; 26 = Omlás- és csuszamlásveszélyes magaspárt

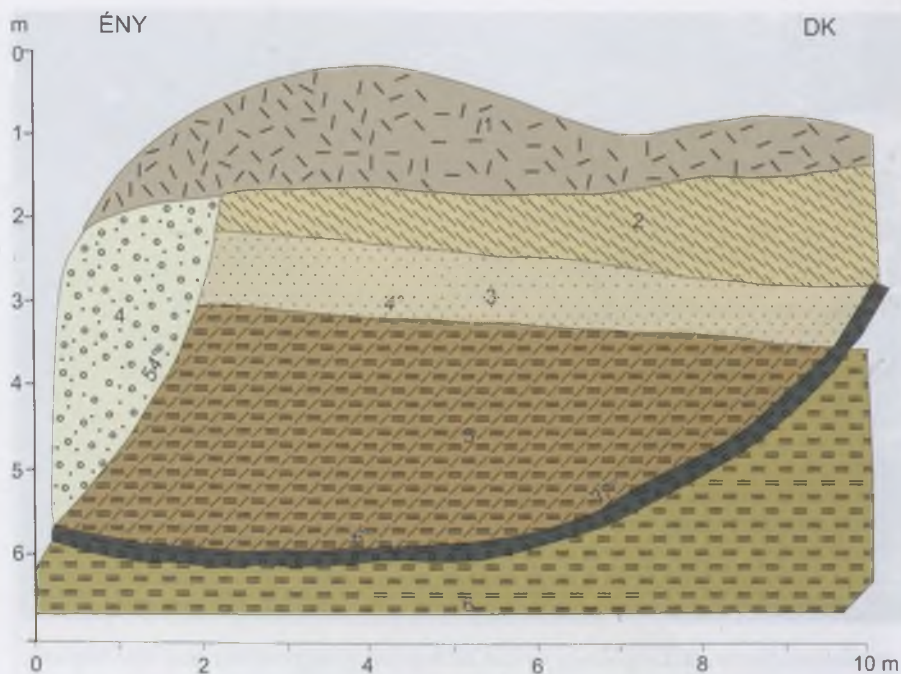
lyebb területek kőzetei vízzel telítődnek. A talajvíz a csuszamlásos üledékeket is nagyon erősen átáztatja, így ezek képlékennyé válnak. Az átázott üledékek kétféleképpen viselkedhetnek: vagy sárfolyásként mozognak a lejtős térszínen lefelé, vagy pedig újabb csuszamlások kiinduló pontjai lehetnek (3. kép).



3. kép Talajvízforrás által képlékennyé vált időlegesen nyugalomban levő lejtő üledéke, amely a Disznóskut-völgy Ny-i oldalán sárfolyásként mozog.

A pannóniai és oligocén agyagos üledékekből felépült, lösszel fedett, aprólékosan feltagolt lejtős-teraszos térszínen a litológiai és geomorfológiai, valamint a hidrológiai adottságok optimális lehetőséget biztosítottak a tömegmozgásos folyamatok kiváltódásának. A terület jelentős részét – különösen a tágas eróziós-deráziós völgyek belsejét és peremét – stabilizálódott fosszilis csuszamlások, közöttük suvadások tarkítják. A legnagyobb méretű és tömegű csuszamlások és suvadások az Izsáni-, a Disznóskúti-, a Csapás-, a Piszke- és Lábatlani-völgyben, ill. a Pap-hegy É-i peremén alakultak ki, többségükben az óholocén folyamán. A csuszamlások hatalmas, egymás melletti és különálló karéjai és sok esetben még a halmazai is jól láthatók.

Az eróziós völgyek és vízmosások utóbbi időben bekövetkezett erőteljes bevágódása és szélesedése (partomlások, omlások, rogyások, lejtőcsuszamlások) következtében az oligocén és a pannóniai üledékek mélyebben lévő rétegvizei egyre nagyobb szakaszon és mennyiségben kerültek a felszínre. E folyamat következtében a 10–15 m vastag lösztakaróval fedett (5. ábra) meredek völglejtők, valamint az eróziós-deráziós völgyközi hátaik peremei csuszamlásveszélyes lejtőkke kezdenek alakulni és sok helyen a jelenleg nyugalomban lévő területeket is aktivizálhatják. Emiatt a terület több részén (Piszke-patak völgye, Csapás-völgy, Disznóskúti-völgy, Bajót-patak völgye, Bajóttól É-ra stb.) a fedő teraszanyagra települt löszös üledékek a képlékennyé vált harmadidőszaki agyagréteggel együtt a völglejtő irányába lejtnek.



5. ábra Rogyásos- csuszamlásos feltárás szelvénye/ a Nyáraska-völgy szurdok feltárás. (Szerkesztette: Schweitzer F.1985.). 1 = partomlás halmaza, 2 = rétegzett lösz, 3 = sárgásszürke közepszemű csillámos homok, 4 = folyóvízi kavics és kavicsos homok, 5 = felsőpannoniai tarkaagyag, 6 = szürke felsőpannoniai agyag

A felszínen 10–20 m hosszú, 10–40 cm széles repedést és szakadékok kusza hálózata alakult ki. A Bajót-patak völgyében, Bajót község É-i részén, a lejtős tömegmozgások az úttestet többször elzárták. Most ilyen eset újra bekövetkezhet, mert a peremeken már kialakult a repedések újabb hálózata.

A Csapás-völgy mindkét oldali, a Disznóskúti- és a Piszke-völgy baloldali völgylejtőit hosszú szakaszokon omlások és omlásos-csuszamlásos folyamatok jellemzik (4. kép). A völgylejtők meredek szakaszainak közöttömegei 10–20 m szélességben, 1–4 m mély szakadások mentén válnak el a peremektől, s nagyobb blokkokban – az átmedvesedett völgylejtő anyagával együtt – a völgy irányába csúsznak elgátolva, nagyon sok esetben az eróziós szakadékvölgyeket is. A tömegmozgásos folyamatoknak ez a típusa hirtelen és nehezen fékezhető folyamat. Gyors fejlődésük következtében évről-évre (Akasztó-hegy, Madari-hát, Süttöi-földek stb.) hatalmas területeket kerülnek ki a mezőgazdasági művelés alól.

Méreteikben, területi kiterjedésükben lényegesen kisebbek, de felbecsülhetetlen erdő- és mezőgazdasági jellegű károkat okoznak az aktív, jelenleg is állandó mozgásban lévő lejtők földcsuszamlásai: a szelet csuszamlás és a rétegcsuszamlás.



4. kép Lejtőcsuszamlás a Nyáraska-völgyben 1972
(a háttérben 8–10 m magas függőleges partfal alakult ki)

Ezek a formák általában a stabilizálódott csuszamlásos és suvadásos térszíneken alakultak ki. Többnyire a labilis állapotba került, kaotikusan összekeveredett csuszamlásos lejtőüledékek és csuszamlások halmazainak felszínéről, ill. peremeiről, a források és szivárgó vízkilépések környezetében válnak le. Az elszórtan (Disznóskúti-völgy, Csapás-völgy, Piszke-patak völgye), legtöbb esetben a réteg- és talajvízforrások környezetében kialakult 10–30 m²-es szeletes csuszamlások kiváltódása a csapadék mennyiségével mutat szoros összefüggést (Pécsi M. 1971). Egyes években viszonylag nyugalomban vannak, míg más csapadékosabb időszakokban újabb és nagyobb területeken alakulnak ki (pl. 1969-ben a Disznóskúti- és a Piszke-patak baloldali völgylejtőin).

A terület völgylejtőinek igen jelentős része időlegesen nyugalomban lévő csuszamlásos térszín, ahol az üledékek kaotikusan települnek egymásra,

ahogy lejtőüledékeként a felsőpannóniai agyagon, oligocénkori slíren a holocén különböző időszakaiban többször megismétlődve mozogtak és keveredtek a mozgásfolyamatok az érintett területeken. A csapadékosabb időszakokat követően gyengébben vagy erősebben újra megindulhatnak, mert a laza szerkezetű csuszamlásos üledékanyag könnyen és erőteljesen átázik, képlékenyvé válik és a mozgásfolyamat elindulhat. Ezt a folyamatot ma is láthatjuk a Piszke-patak, a Bikol-patak, a Csapás-völgy, az Akasztó-hegy, a Madari-hát K-i, a Nyáraska-hát Nyi-i lejtőjét, a Papp-hegy, a Vár-hegy É-i peremén. Ezek a helyeken az erdőkben vagy a gyümölcsösökben az egyes fák lejtő irányába való erős elhajlása vagy kidőlése jelzi a mozgást, amelynek következménye a kisebb-nagyobb mezőgazdasági területek kiesése.

Az É-i és az ÉK-i peremvidék legnagyobb részeit csuszamlásveszélyes lejtők jellemzik. A lejtős tömegmozgásoktól még nem háborgott felszínek – az előzőekben ismertetett hidrogeológiai, litológiai és morfológiai adottságok következtében – magukban hordozzák a lejtős tömegmozgások kiváltódásának feltételeit. A meredek, 12–30°-os lejtőkön a talajtakaró és az anyakőzet gyengén vízelnyelő tulajdonsága következtében felületi erózióval, barázdás és árkos erózióval veszélyeztetett térszínek alakulnak ki, amelyek egyben főként agrogén felszínek is. Az agrogén felszínek legnagyobb része ugyanis a völgyközi hátakon, eróziós-deráziós tanúhegyek hátain és lejtőin és a deráziós völgyek lejtőin található. Ezek a térszíneken ma a barázdás és az árkos eróziós folyamatok a legfontosabb felszínformáló tényezők.

E folyamat kiváltódásának optimális feltételi adva vannak e területen. Ezt a változatos reliefenergia viszonyok mellett az esőgyakorúság és az extrém csapadékos napok száma is befolyásolja. A lefutó vizek könnyen bevágódnak a laza üledékbe, aminek következtében nagyon bonyolult, 1–3 m mély eróziós árokrendszerek alakulnak ki (pl. a Süttői-földeken, a Gyűrűs-pusztától D-re eső területeken, a Buzás-hegy lejtőin, Lábatlantól ÉNy-ra a Bajót-patak völgyében, Bajót és Lábatlan között, az Öreg-árok völgyében, a Tokod és Annabánya közötti területen, Baj és Vértesszőlős között stb.). Hatása a lejtős tömegmozgások folyamataihoz mérhető, sőt a legtöbb helyen annál nagyobb agrogén területeket érint – Gárdony földje, Neszmélynél, Süttői-földek, Buzás-hegy, Lábatlantól DK-re stb. – és von ki a hasznosítási keretből.

A 400–600 m magasra kiemelt, törésekkel és vetőkkel összeszabdalt, meredekfalú, karsztosodott mészkőrögök csoportjaiból álló központi Gerecsében, valamint az oligocén homokkövek térszínből meredeken kiemelkedő, triász mészkőrögökből álló K-i peremvidéken a mezozoos kőzetek fagyaprózódása, a lejtők túlfeljedése, az eróziós völgyek hátravágódása, valamint a felszíni alábányászás következtében kőtörmelék-omlásos (Nagy-Pisznice, Asszony-hegy, Nagy-Somlyó, Gombás-hegy, Hosszúvontató, Öreg-hegy stb.) és kőtörmelék-mozgásos lejtők alakultak ki. Ezek a legtöbb esetben az elhagyott (martonkúti, gombápusztai, nagypisznicei, kőhegyi, muzslatetői) vagy jelenleg is működő kőbányák (berzseg-hegyi, tardosi, dunaalmási, stb.) lejtőin

fordulnak elő, ahol jelentékeny erdőterületek károsodását (Nagy-Pisznice D-i oldalán, a Margit-hegy D-i peremén, a Hajós-völgyben stb.) idéznek elő.

A Nyugat-Gerecse ENy-DK-i és részben erre merőleges irányú törésvonalakkal tagolt platószerű karsztosodott mezozoós rögök sorozatából, és az ehhez kapcsolódó Ny felé egyre jobban lealacsonyuló hegyláb felszínből és a Tata-folyó teraszos völgyoldalából áll.

A mezozoós kőzetekből felépült rögsor meredek lejtőit a tönkrögök közé ékelődő völgyeket és kisebb medencéket oligocén rétegekből áttelepült miocén kavicsfoszlányok pannóniai, valamint negyedidőszaki blokkfácies üledékei, lejtőtörmelék és 240–260 m magasságig felhúzódó lösz és lösszerű képződmények borítják. A legmagasabb tetőhelyzetbe kiemelt rögök felszínei nem hordoznak harmadidőszaki üledékeket. A rögöket, rögsoportokat, s a közéjük ékelődő eróziós völgyek oldalait minden oldalról meredek lejtők határolják, amelyeken jelenleg is aktívan mozgó törmeléklejtőket figyelhetünk meg. A litológiai felépítésből és a lejtőviszonyokból következik, hogy elsősorban a törmelékmozgásos folyamat az uralkodó. Hatására a lejtők tövében kisebb-nagyobb törmelékűpök halmozódnak fel.

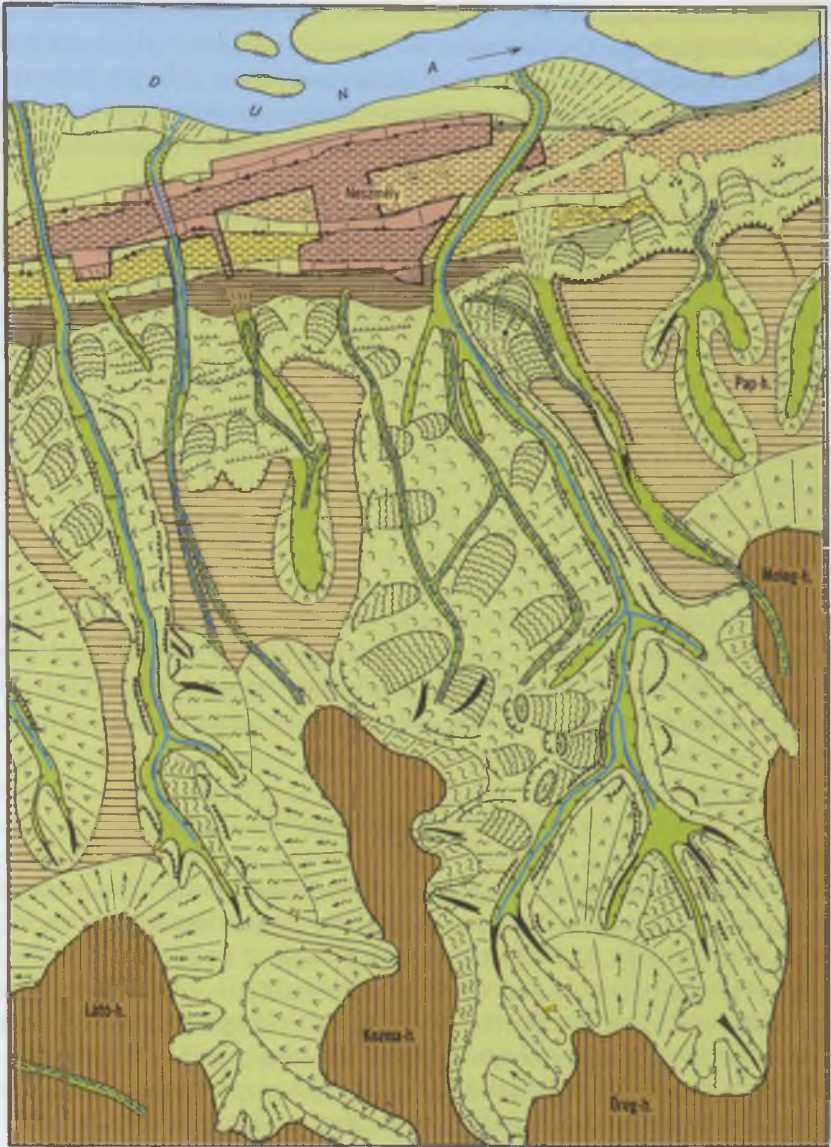
A Tata-folyó völgye felé lealacsonyuló harmad- (pannóniai agyagos homok, homokkő) és negyedidőszaki (teraszanyag, édesvízi mészkő, lösz) üledékkel fedett hegyláb felszín és a Tata-folyó teraszos völgyoldalát a hegység felől érkező eróziós-deráziós völgyek tagolják fel. A változatos reliefenergiájú térszínen a barázdás és árkos eróziós folyamatok a legfontosabb felszínformáló tényezők.

Gerecsei magaspark

A 30–60 m relatív magasságú magaspark szakaszokat kisebb egységekbe tagolják a hegységből a Dunába ömlő észak–déli irányú szerkezeti vonalak mentén kialakult vízfolyások. Az emberi beavatkozások, a nagyfokú beépítettség, út, vasút, folyószabályozás jelentősen megváltoztatták a terület természetes viszonyait (KLEB B.–SCHWEITZER F. 2001). A Gerecse hegység peremrészei meredeken emelkednek ki a Komáromi öblözet sík, alig tagolt felszínéből. A tatai Által-ér Dunaalmásnál közvetlenül a Ny-ra néző magasparkok lábánál folyik és ömlik a Dunába. Dunaalmásnál a vasútállomás környezetében közelíti meg a folyó legjobban a falu felett emelkedő magasparkot.

A Duna Neszmély községnél kissé eltávolodik a magasparktól. A magaspark előterében, 300–400 m szélességben található meg az ártéri szintek, ill. azok lerakódásai (6. ábra).

Dunaalmásnál, a vasútállomás környezetében közelíti meg a folyó a legjobban a falu felett emelkedő Vörös-kő É-i lejtőit. A meredek (30–40°-os) lejtőknél egyes helyeken 3–5 m magasságú függőleges partfalak is kialakultak. A lejtők és a folyó között a csak keskeny sávban mutathatók ki az ártéri szintek.



Pécsi M. vizsgálatai szerint a Vörös-kő környezetében különböző magasságokban található dunateraszok a legteljesebb kifejlődésűek.

A község K-i részén és a volt téglagyárnál a folyó megint megközelíti a magaspartot (7. ábra) és az ártéri terület ennek következtében fokozatosan elkeskenyedik. E részen a folyó több kisebb-nagyobb szigetet hozott létre (Alsó-sziget). A főmeder É felé tolódott el és a magas part lábánál csak kisebb mellékágaival találkozunk.

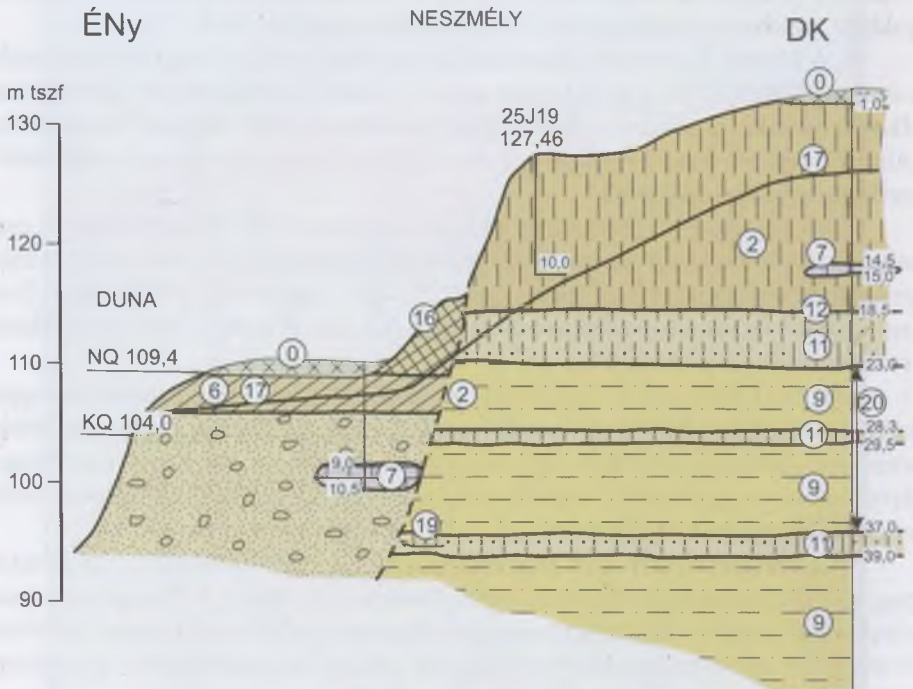
Neszmély és Süttő között a Duna határozott ÉK-i irányú medrét csak helyenként és keskeny sávban kísérik ártéri üledékek. A 40–60 m magas mesterségesen lerészűzött part meredeken (50–60°) emelkedik a folyó fölé. E részen a folyó természetes állapotok mellett (út- vasút építés előtt) közvetlenül erodálta a magaspartot.

Süttő községnél a Duna éles kanyarral DK-i irányba fordul és a magaspartok előterében kb. 500–700 m szélességben megtalálhatók a folyó szállította homokos-kavicsos üledékek. A vizsgálatok szerint az alacsony- és a magasártéri szintek egyaránt kimutathatók, sőt a legfiatalabb (felső-pleisztocén) teraszok megléte is bizonyított.

Lábatannál a magas partok előterében csak helyenként található meg a dunai üledékek természetes helyzetben (8. ábra). A Duna-parti ipartelepítéssel kapcsolatban (Cementgyár, Eternit gyár) nagyarányú feltöltési és tereprendezési munkálatokat végeztek erősen megváltoztatva az egykori állapotokat.

Nyergesújfalunál a Sánc-hegynél a Duna közvetlenül a magaspart lábánál folyik, azt egykor közvetlenül erodálta. Az útépítéssel ez az állapot megszűnt. A városi partfal-vonulat a Központi-Gerecse É-i nyúlványa, mely a településen belül részben Sánc-hegy néven vált ismertté. Ennek É-i folytatódását képezi a Rózsadomb utca–József Attila utcai fedett partfalvonulat, ahol 1999-ben partfalomlás is történt (BALOGH J.–SCHWEITZER F. 2011). D-i folytatódása egy meredek rézsűs partfal, mely teljes egészében beépítetté vált. A

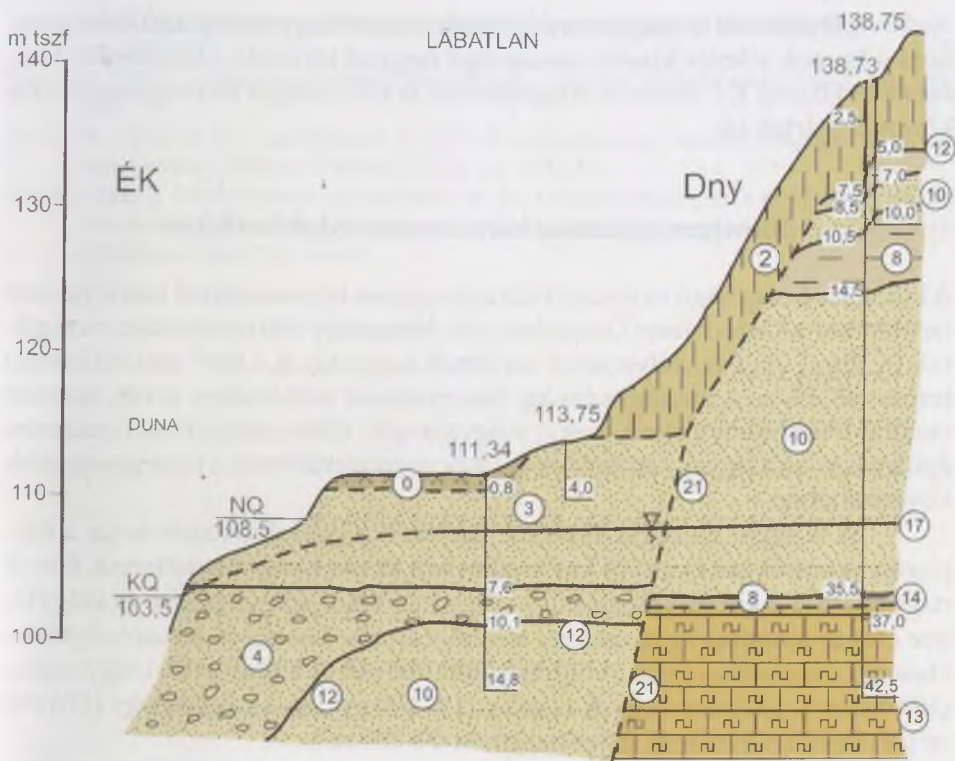
6. ábra Dunaalmás környezetének geomorfológiai térképe (Szerk.: SCHWEITZER F.- KIS ÉVA 2011). A lejtők állaga: 1 = Stabil lejtő; 2 = Instabil, csuszamlásveszélyes lejtő; 3 = Aktív csuszamlásveszélyes lejtő; 4 = Csuszamlásveszélyes lejtő. Hegyidomtani formák: 5 = Völgyközi hát; 6 = Hegylábfelszín; 7 = I/b. terasz; 8 = II/a. terasz; 9 = II/b. terasz; 10 = III. terasz; 11 = Törmelékúp. Meredek völgyek: 12 = Eróziós vízmosások; 13 = Kisebb vízfolyások elhagyott medrei; 14 = Eróziós–deráziós völgy; 15 = Deráziós völgy. Homokformák: 16 = Parti dűne. Antropogén formák: 17 = Település; 18 = Út; 19 = Löszmélyút; 20 = Álterasz, tereplépcső; 21 = Felhagyott külszíni bánya; 22 = Feltöltött külszíni bánya; 23 = Csatorna. Felszínmozgások formák: 24 = Szeletes földcsuszamlás szakadásfrontja; 25 = Szeletes földcsuszamlás halmaza; 26 = Csuszamlás és suvadások közötti kis mélyedések; 27 = Ideiglenesen nyugalomban levő csuszamlásveszélyes lejtő; 28 = Régi csuszamlásos, hullámos lejtő; 29 = Lejtőleemosás; 30 = Barázdás erózió; 31 = Löszszurdok, horhos; 32 = Labilis meredek partfal; 33 = Stabil meredek partfal; 34 = Omlásveszélyes meredek partfal. Tömegmozgások által károkat szenvedett létesítmények: 35 = Épületkárok; 36 = Károsodott gátak, partvédő művek egyes szakaszai



7. ábra A dunai magaspart földtani szelvénye Dunaalmás és Neszmély között. (Szerk.: SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1983). 0 = Feltöltés; 2 = Löss; 3 = Folyami homok; 4 = Kavicsos homok, homokos kavics; 6 = ártéri üledékek; 7 = édesvízi mészkő; 9 = homokeres iszap, agyag; 11 = iszapos finomhomok, 12 = Pleisztocén –felsőpannoniai réteghatár; 16 = omlásos üledékanyag; 17 = talajvíz, 20 = Nyomás alatti rétegvíz 21 = Feltételezett vető, (NQ: Nagy vízhozam, KQ: Közép vízhozam)

partfal lejtőlösszel borított, eróziós-deráziós völgyekkel erősen tagolt domb-ság, a felszínre bukkanó felső-miocén homokkő, breccsa, konglomerátum, mállott márga rétegekkel. A talajvíz egyértelmű korrelációs kapcsolatban áll a közeli Duna vízszinttel, rétegvíz a Sánc-hegyi partfal középső szakaszán a homokerekben megjelenik.

A felszínmozgás általában a Duna-meder mellett lévő partfalszakaszokon (Rózsadomb utca, Sánc-hegy, a vasúti pálya melletti terület) a kőzet feletti törmelékes és feltöltéses összletben a leggyakoribb, de előfordul a szabadon álló sziklafalak aprózódása miatti pergés is, ill. a löszös lejtők mozgása (pl. temető). Nyergesújfalú K-i részén a magas part élesen elfordul DK-i irányba a folyótól és előterében több km széles folyóvízi üledékanyag halmozódott fel, amely terület már a dorog-esztergomi öblözet része.



8. ábra Lábatlan dunai magasparti szakaszának földtani szelvénye. (Szerk.: SCHEUER Gy.–SCHWEITZER F. 1983) 0 = Feltöltés; 2 = Löss; 3 = Folyami homok; 4 = Kavicsos homok, homokos kavics; 6 = ártéri üledéke; 8 = iszap-agyag; 10 = homok; 12 = Pleisztocén –felsőpannoniai réteghatár; 13 = eocén márgás kőzetek; 14 = felsőpannoniai-eocén réteghatár; 17 = talajvíz, 21 = Feltételezett vető, (NQ: Nagy vízhozam, KQ: Közép vízhozam)

A geressei magaspartok földtani felépítése igen változatos. Számos helyen a fúrások feltárták a fiatalabb üledékek alatt a térség legidősebb kőzeteit (krétaidőszaki homokkő), továbbá a harmadidőszaki eocén és oligocén képződményeket. E kőzetek több helyen a hegység belső részein a felszínen is előfordulnak. A magaspartokat általában felső-pannoniai és negyedidőszaki rétegek építik fel. Kivételt képez a Nyergesújfalui Sánc-hegy, amely oligocén rétegekből áll. Dunaalmásnál a fúrások szerint a magaspartot legnagyobb részben felső-pannoniai üledékek építik fel. Közvetlen előterében a kutatások kb. 40 m-es mélységig folyóvízi kavicsanyagot mutattak ki édesvízi mészkővel, amely jelentős holocén elmozdulásokra utal.

Neszmély és Süttő közötti részen a magaspartok pleisztocén löszből állnak. Vastagságuk helyenként a 30 m-t is meghaladja. A lösz részben mezozoós, részben pedig pliocén kőzetekre települ.

Lábatlannál a magaspartokat helyenként nagyvastagságú felső-panóniai homok alkotja kisebb vastagságú negyed időszaki üledékekkel letakarva. A község K-i részén a magaspartnál eocén márgás tarkaagyagos tufás kőzeteket tártak fel.

Tömegmozgásokkal károkat szenvedett területek

A különböző nagyságú és típusú felszínmozgásos folyamatokkal veszélyeztetett területeket a Gerecsében Dunaalmás és Neszmély környezetében vizsgáltuk (6. ábra), itt a veszélyeztetett területek nagysága 8,2 km², ami a kutatási terület 48,8%-a. A mezőgazdasági hasznosítású területeken kívül, számos vonalas létesítmény (közút, vasút, völgyzárógát, töltés, mélyút stb.), valamint épületek és műtárgyak sérültek meg, vagy veszélyeztetettek a tömegmozgások következtében.

A vizsgált mezőgazdasági területeken a geofolyamatok és az antropogén tényezők hatására 3,6 km² terület vált szinte használhatatlanná. Ennek nagy része (1,3 km²) a Disznóskúti-völgy bal oldali völgylejtőjére és völgyfőjére esik és csaknem ugyanekkora területet érint a Tata-folyó teraszos lejtőjén. Hasonló a helyzet az Izsáni-völgyben (402 000 m²) és a Nyáraska-völgy lejtőin (183 000 m²), a Kozma-hegy K-i lejtőin (138 000 m²), az Akasztó-hegy (176 800 m²), valamint a Vár-hegy teljes felszínén (78 200 m²).

A részletesen vizsgált neszmélyi mintaterületen még 2,1 km² meliorációval védhető területet határoltunk le, amelyet eróziós-deráziós folyamatok veszélyeztetnek és nehezítik a Gerecse-vidék környéki gazdaságos mezőgazdasági tevékenységet.

IRODALOM

- ADÁM L. – SCHWEITZER F. 1972. Magyarázó a Dunaalmás–Neszmély–Dunaszentmiklós közötti terület felszínmozgásos térképéhez. (Explanatory notes to the geomorphological map of the landslide-affected areas of Dunaalmás–Neszmély–Dunaszentmiklós). Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. 70 p.
- BALOGH J. – SCHWEITZER F. 2011. Felszínmozgásos folyamatok a Duna Gönyű-Mohács közötti magasparti szakaszán. In: Schweitzer F. (szerk.) Katasztrófák tanulságai: stratégiai jellegű természetföldrajzi kutatások. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. pp. 101-142. (Elmélet - módszer - gyakorlat ; 67.)
- FODOR T.-NÉ – SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1983. A Gerecse hegység északi területének felszínmozgásai. *Mérnökgeológiai Szemle*. 31. pp. 107-125.
- KARÁCSONYI S. – SCHEUER GY. 1972. A dunai magaspartok építésföldtani problémái. *Földtani Kutatás*. 15/4. pp. 375-383.
- KLEB B. – SCHWEITZER F. 2001. A Duna csuszamlásveszélyes magaspartjainak településkörnyezeti hatásvizsgálata. In: ADÁM A. – MESKÓ A. (szerk.) Földtudományok

és a földi folyamatok kockázati tényezői. Budapest, Magyar Tudományos Akadémia. pp. 169-193.

PÉCSI M. 1971. A földcsuszamlások főbb típusai. *Földrajzi Közlemények*. 19/2-3. pp. 125-143.

PÉCSI M. – JUHÁSZ Á. – SCHWEITZER F. 1976. A magyarországi felszínmozgások területek térképezése. *Földrajzi Értesítő*. 25/2-4. pp. 223-235.

SCHWEITZER, F. 1989. Surface movements of the Gerecse Mountain's northern part. In: GALAMBOS, J. (ed.) Selected environmental studies. Budapest, Geographical Research Institute of HAS. pp. 34-35.

A karsztvíztárolók újbóli feltöltődése és a forrástevékenység újraindulása a Vértes és a Gerecse környezetében

BABÁK KRISZTINA¹–BALOGH JÁNOS²–KISS IBOLYA³–KOPECSKÓ ZSANETT⁴–KOVÁCS ISTVÁN PÉTER²–SCHWEITZER FERENC–SZEBERÉNYI JÓZSEF²–VICZIÁN ISTVÁN²

Bevezetés

A Dunántúli-középhegység alatt, körülbelül 20–25 ezer km² felszíni kiterjedésű, tektonikai vonalakkal határolt, karbonátos kőzetekből felépülő, potenciális karsztvíztároló földtani egység található. Ez a karsztvíz-rendszer hidraulikailag összességében egységesnek tekintendő, melyet legjobban a karsztvízszint-süllyesztéssel járó kőszén és bauxitbányászat következményei következtében észlelt felszínalatti vízszintváltozások igazoltak (SCHMIDT, E.R.1962; ALFÖLDI L. 2007).

A karsztvíz szintek süllyedése, amely számos forrás elapadásához vezetett, a közvélemény figyelmét igazán az 1980-as évek közepétől irányította a problémára, amikor az Európa-szerte híres Hévízi-tó vízutánpótlása, és ennek megfelelően annak létezése is veszélybe került. Az egész Dunántúli-középhegység területén pontszerűen megjelenő bányászat biztonságossá tételéhez szükséges karsztvíz-kiemelések a felszín alatti vízrendszereket különböző mértékben érintette. A geográfiában is fontos kutatási feladat a bányászati tevékenység után kialakult vízföldrajzi összefüggések vizsgálata. A karsztforrások, és hozzájuk kapcsolható összetett felszínalatti vizekből táplálkozó források kiszámíthatatlan gyorsasággal újból működésbe léptek, azaz „megszólaltak”. Ez utóbbi folyamat a természet többé-kevésbé eredeti állapotába való visszarendeződését mutatja, több forrás tevékenységgel érintet területen (pl. Tata, Dunaalmás, Ajka) a források új helyeken eredtek meg. A legfrissebb modellszámítások alapján a 2020-as évek közepére, második felére várható a tározó csaknem teljes visszatöltődése (CSEPREGI A. 2007).

¹ Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi Intézet, 7624. Pécs Ifjúság útja 6. E-mail: babak@gamma.ttk.pte.hu; vonbock@gamma.ttk.pte.hu

² MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földrajztudományi Intézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45. E-mail: schweitzer.ferenc@csfk.mta.hu; balogh.janos@csfk.mta.hu; kis.eva@csfk.mta.hu; szeberenyi.jozsef@csfk.mta.hu; viczian.istvan@csfk.mta.hu

³ Pécsi Tudományegyetem, Kémiai Intézet, 7624. Pécs Ifjúság útja 6. E-mail: kissi@gamma.ttk.pte.hu

⁴ Pécsi Tudományegyetem, Doktori Iskola. 7624. Pécs Ifjúság útja 6. E-mail: zsanett@gamma.ttk.pte.hu



1. ábra. A kutatási terület közép- és kistajai a Magyarország kistajainak katasztere alapján, a Vértes, a Budai-hegység és a Pilis részletezése nélkül. 1 = Vértes–Velencei-hegyvidék, 2 = Dunazug-hegység

A Vértes–Velencei-hegyvidék és a Dunazug-hegység középtájak (1. ábra) a Dunántúli-középhegység középső és K-i térségeit foglalják magukba, melyek tájfeldrajzilag egyéni arculatú, természeti adottságok alapján heterogén (alacsony középhegységi, dombosági, medence jellegű) területek mozaikjaiból állnak. A Vértes–Velencei-hegyvidék töréses szerkezetű, de domborzati helyzetére és típusára nézve a DNY–ÉK-i hegységszerkezeti fő csapásirányok miatt a Keleti-Bakonyhoz hasonlít (Pécsi M. 1988).

A kőzetek szerepe a felszín alatti vízrendszerben

A Dunántúli-középhegység paleozóos kőzetekből álló alaphegységére felső triász, kréta és eocén mészkövek települnek, amelyek a közbetelepült oligocén

és pannon agyagos-márgás üledékek miatt sokszor önálló karsztvíz emeletet is alkotnak. Ezeket egymástól oligocén agyagos és szenes rétegek választják el, melyek lényeges szerepet játszanak a medenceterületeken az áramlási pályák kialakításában (CSEPREGI A. 2007) és víztározó szerepet töltenek még be a miocén alul törmelékes, felül mészköves rétegsorozatok is. Ezek helyenként lokális tárolót képeznek, máshol kapcsolatban állnak a fő karsztvíz tárolóval (pl. a Vértestől DK-re fekvő medenceterületen) (CSEPREGI A. 2007).

A felső triász karbonátos közettömege elsősorban az alpi hegységképződési fázisok során, szerkezeti mozgások hatására összetöredezett. Az egyes blokkok szerkezeti vonalak mentén egymástól elmozdultak, majd az így kialakult repedésekben mélységi vizek áramlása indult meg. A mészkövek repedéseiben mozgó víz egyre táguló, karsztosodott járatokat alakított ki. A Dunántúli-középhegység karsztosodásával kapcsolatos legfontosabb paramétereket VERESS M. (2000) kutatásaiból ismerjük, amely kisebb vitát is generált a földrajztudományon belül (HEVESI A. 2001). A dolomitokban a mészkőhöz hasonló barlangképződés nem tapasztalható, így ezek a kőzetek elsősorban „*repedezett tározóknak*” tekinthetők (ALFÖLDI L. 1979). A Dunántúli-középhegység vastag dolomitsorozatának rétegeire jellemző, hogy a mikroszkopikus réshálózathoz milliméteres nagyságrendű rések rendszere kapcsolódik (ALFÖLDI L. 2007). A mészkövekben létrejött karsztosodott üreg- és járatrendszer, ill. a dolomitokban létrejött réshálózat lehetővé teszi, hogy a víz a Dunántúli-középhegység akár 3000 m-es vastagságot is meghaladó karbonátos kőzeteinek teljes egészét átjárja.

A karbonátos kőzetek takarórétegei közül felső-miocén, ill. pliocén homok- és homokkőrétegek a Vértes–Velencei-hegyvidék középtáj területén a 200–1000 m vastag összletei önálló rétegvíz-emeletet is képviselnek (ÁDÁM L. 1988). Ezek a hegységperemeken kapcsolatban állnak a fő karsztvíztárolóval (CSEPREGI A. 2007).

A Dunazug-hegység síksági és dombsági területein megjelenő neogén üledékek jóval sokszínűbbek. Az alsó miocén homokos és homokköves üledékei, valamint a középső miocén bádai és szarmata mészkövei a Budai-hegység DDK-i peremén és a Zsámbéki-medencében jellemzőek. Felső miocén beltavi üledékekkel Bicske környékén és az Etyeki-dombságban találkozhatunk, de szórányosan előfordulnak a Gerecse és a Budai-hegység területén is (ÁDÁM L. 1988). Számos esetben ezek az üledékek biztosítják az egyes víztározó rendszerek közötti kapcsolatot. A Dunántúli-középhegység édesvízi mészkőösszleteit VERESS M. (2002), valamint SCHEUER GY. és SCHWEITZER F. (1983, 1988) kutatásaiból ismerjük. Előfordulási területük a Gerecse, a Budai-hegység és a Pilis mészköveiből kibukkanó recens és korábban működött források környezetéhez köthető.

A karsztosodott víztározó kőzeteket sok helyen löszök fedik, melyek nem csak a vizsgált terület tágabb környezetére vonatkozó ősföldrajzi kutatá-

soknak adtak alapot (Kis É. 1996, 2001, 2012; Kis É. et. al. 201), hanem különleges, bár áttételes hatásuk van a vizsgált terület karsztvízrendszerére. Ha a fedett helyzetű karbonátos kőzetekbe löszön keresztül szivárog be víz, akkor – annak mésztartalma miatt – elveszti agresszivitását, ezért a fekvő karbonátos kőzetekben minimálisra csökken a karsztosodás folyamata (Kiss K. et al. 2007).

Általános vízáramlás és a felszínalatti vízföldtani egységek

A Dunántúli-középhegység karsztvíztárolóját 8 egymástól elkülönülő, de a rendszer egészét tekintve egymással kommunikáló víztestre lehet osztani. ALFÖLDI L. (2007) szerint 20–25 önálló, hidraulikai határok mentén elkülönülő, felszín alatti sekély áramlási rendszerre lehet osztani. A felszín alatti vízáramlás nélkülözhetetlen feltétele a beszivárgás, a megcsapolás és az ezek között lévő szint-, ill. nyomáskülönbség. A Dunántúli-középhegység karsztos, repedezett tároló rendszere hidraulikailag összefüggő egység, amelyen belül beszivárgási övezetekkel, tektonikai igénybevétellel, nagy ellenállású zónákkal és helyi erózióbázissal szabályozott, mely önálló hidrológiai egységet alkot. A több ezer méter mélységig lenyúló karbonátos kőzetek egységének rendkívül bonyolult repedéshálózatából kifolyólag minden bizonnyal egységesnek tekinthető (CSEPREGI A. 2007).

A Vértes hegység középtáj a mélységi vizek (karszt- és rétegvizek) tekintetében külön egységet alkot, amelyen belül nagy biztonsággal hat önálló vízföldtani egység különíthető el: 1. a központi dolomit- és mészkővonulat; 2. a tatabányai kőszénmedence; 3. az oroslányi kőszénmedence; 4. a mór-pusztavámi kőszénmedence; 5. a magyaralmási karszterület, valamint 6. a Vértes D-i és ÉNy-i előtere. E területeket a bányászati vízszintsüllyesztések az 1950-es évektől kiemelten érintették (BALOGH J.–LOVÁSZ Gy. 1988).

A Gerecse hegység környezete vízföldtanilag bonyolultabb, mert több, egymástól független vagy hidrológiailag összefüggő, különböző víztározó rendszereket lehet elkülöníteni. Itt a Duna olyan víztározókra is befolyást gyakorol, amelyek nemcsak a szűk parti sávra korlátozódnak, hanem nagy területi elterjedésben ismeretesek a mögöttes részeken (pl. termális karsztvíz). A Gerecse környezetében négy vízföldtani víztározó rendszert lehet kimutatni.

1. A Gerecse mezozoós képződményeiben a táj központi és Ny-i részén a dachsteini mészkő és a Nagygyháza környéki dolomit területek. Ez az ország legismertebb, nagy kiterjedésű *hévíztároló rendszere*. Ezek sorába tartozik Dunaalmás Ny-i részén, közvetlenül a Duna-parton fakadó Csokonai- és Lilla-források (23–24 °C), valamint a községgel szemben, a szlovákiai oldalon a Patpusztai hévforrás. A vizsgálat szerint e karsztos hévforrások a mélyből, folyóvízi üledékeken keresztül törő felszálló források típusába sorolhatók.

2. A Gerecse *rés- és hasadékvíz-tározó rendszerei* egyrészt a kréta időszaki homokkőben vetők mentén repedezett zónákban keletkeznek, Az eocén és oligocén rétegvizek nem jelentősek vízbázisukat nagyrészt a triász kőzetekből kapják. Ide sorolhatók a Dorogi- és a Zsámbéki-medence, valamint a Vértes és a Gerecse felszínalatti vizeivel kapcsolatban lévő Tatabányai-medence vízföldtani egységei.

3. A felső-pannóniai rétegösszlet víztartó rétegei hidrodinamikailag egységesnek vehetők. Ezekben a jórészt változó nyomásviszonyokat mutató rétegvizek tározódnak. Esetenként azonban a talajvízzel összefüggő rendszert alkotnak. A pannóniai rétegösszletnek jelentős közvetítő szerepe is van, így biztosítva az egyes víztározó rendszerek közötti kapcsolatot. Ezen rétegekből fakadó források biztosítják nagyrészt a patakok állandó alapvíz-hozamát.

4. A Duna parti sávja folyóvízi összlete *talajvizet* tároz 8–15 m-es vastagságban, aminek a szintjét a mindenkori Duna-vízállás határozza meg. A réteg az egyéb víztározó rendszerek vizeinek közvetítésében is jelentős szerepet játszik. Víztároló rendszerként különíthetők el a kiemelt helyzetű felszínek negyed időszaki üledékei, amelyekben szintén talajvíz tározódik és mozog az erózióbázis felé. a talajvíz a megcsapoló helyek felé rendszerint igen meredeken esik.

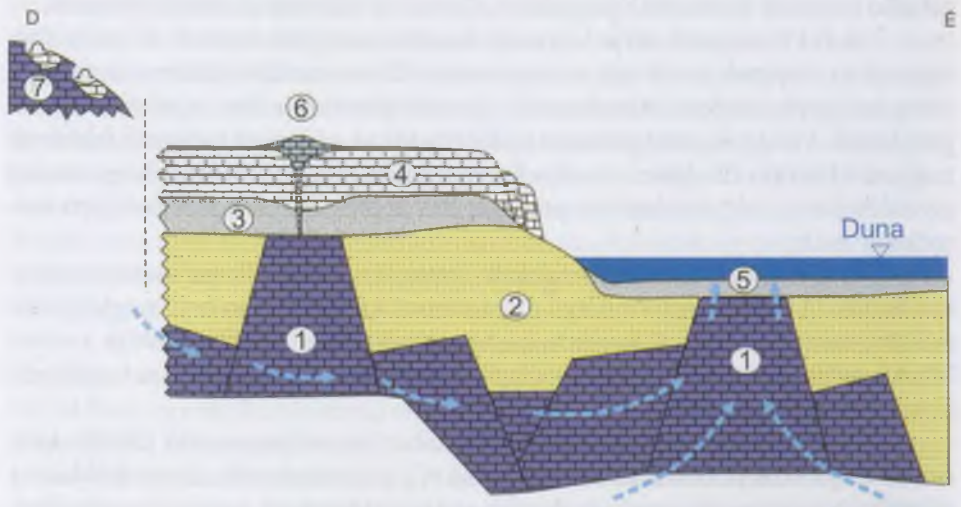
A két középtáj területén talajvíz-, rétegvíz-, törmelék- és karsztforrások találhatóak. A téma szempontjából ez utóbbival kapcsolatban kell megjegyezni néhány fontos dolgot. A karsztforrásokat elsősorban hőmérsékletük szerint lehet tovább osztályozni, amely végső soron a karsztvíztárolóban uralkodó belső viszonyokra utal.

A leszálló hideg vizű források általában kis vízhozamúak (30 l/p alatt) és a levegő középhőmérsékletével (8–14 °C) jellemezhetőek. Ilyen például a zámolyi Nagy-forrás, amely hosszabb száraz időszakok során el is apadhat, hirtelen lezúduló csapadékesemények után pedig hordalékos, zavaros lesz a vize (ALFÖLDI L. 2007).

A felszálló vizek langyos és meleg forrásainak hőmérséklete 18–55 °C között mozog (BALOGH J.–LOVÁSZ Gy. 1988). A legmelegebb vizű források a Budai-hegység K-i peremén és a Duna medrében szökevényforrásokként fakadnak. Ezek a Duna jobb partján lévő haránt irányú törésekhez kapcsolódnak és legalább 3000 m mélyről érkező vizeket adnak (ALFÖLDI L. 2007). A nagyobb budapesti fürdők forrásainak hőmérséklete 42–55 °C között változik.

A Dunántúli-középhegység más területein nem beszélhetünk nagy mélységből érkező vizekről, de a Gerecse ÉNy-i része szorosan kapcsolódik a mezozoos kőzetek karsztvíztározó rendszeréhez. Dunaalmás–Tata környezetében található a karsztvízbázis legnagyobb, természetes megcsapolási területe. A vizsgált területen ki kell emelni a tatai Fényes-forrásokat (22–23 °C), a kincsesbányai Meluzina- és Mezei-forrást (19–21 °C), ill. a sárisápi és az esztergomi forrásokat (BALOGH J.–LOVÁSZ Gy. 1988).

A Duna mentén karsztvíztárolók, rétegvíztárolók megcsapolódnak, ezt a nyomásszintek folyó felé csökkenő értékei is igazolják. A vízáradás azokon a részeken történhet közvetlenül, ahol a folyó medre a felső-pannóniai homokrétegekben alakult ki, ill. azokat eróziója révén átvágta. Közvetve pedig azokon a részeken csapolódik meg, ahol a parti sávban levő szemcsés üledék érintkezik a rétegvíztartó homokkal. E részeken a rétegvíz a talajvíz készletét növelve, azon keresztül jut a folyóba. Miután a Duna – közvetlenül vagy közvetve – hidrológiai kapcsolatban van a rétegvizekkel, árvizei és vízállás-ingadozásai nyomásszint változáson keresztül hat a víztartó rendszerre. Ebből kifolyólag a rendszerből kiáramló vízmennyiség hol csökken, hol pedig nő. Ez azonban csak a parti sávban, kb. 200–300 m-re terjed ki, természetesen a vízállás magasságától és tartósságától függően.



2. ábra. A dunai üledékeken áttörő források helyzete Dunaalmás környezetében. (SCHEUER Gy.–SCHWEITZER F. 1983. alapján). 1= mezozoos mészkövek; 2 = vízzáró fedőüledékek; 3 = dunai üledékek; 4 = Duna-terazon felhalmozódott édesvízi mészkő; 5 = jelenlegi feltörő forrás a Duna medrében és/vagy árterén; 6 = édesvízi mészkővel kitöltött forráskürtő és kúp a korábbi forrásfeltérés helyén; 7 = karsztos háttér (Gerecse) a korábbi vízkilépési helyekkel.

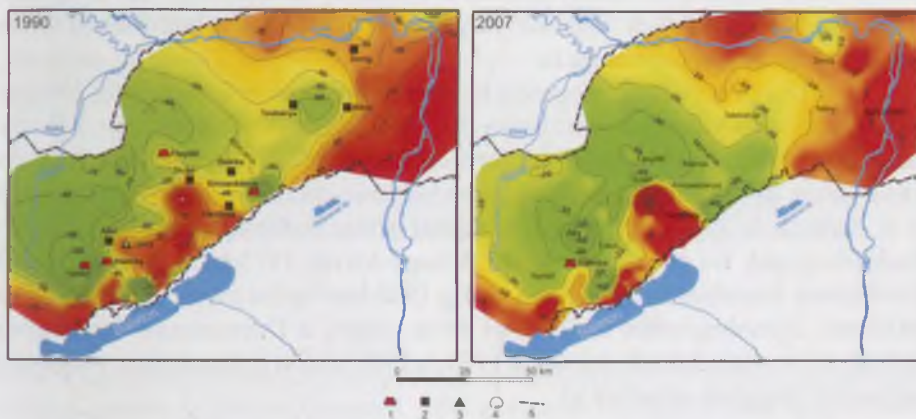
A Duna árterén fakadó források egyebek mellett környezeti szempontból is kiemelkedő figyelmet kaptak Almásfüzitői vörösiszap-tározók kapcsán (SCHWETZER F.–VICZIÁN I. 2011). Ezek ugyanis a folyóvízi üledékekbe felülről beszivárgó szennyeződések is magukkal ragadják és ellenőrizetlenül juttatják az élővízbe.

A vizsgált területen a karsztvíztükör DNy–ÉK-i irányban ereszkedik a Duna felé. Ezt mutatja, hogy a karsztvízszint a Vértesben 155–160 m, a Gerecsében 140–150 m, a Pilisben 120–125 m, a Budai-hegységben pedig 120–130 m a tszf. körül ingadozik (CSEPREGI A. 2007).

A vizsgált terület hidrológiai rendszere szempontjából a Duna menti források (Dunaalmás, Sárísáp, Esztergom környéke, ill. a Budai-források) jelentik a legfontosabb természetes megcsapolási helyeket, amelyek a Duna antecedens völgyképződésének jelenkori állomásai. A forrásokat korábbi feltörési helyeit a hegyvidéki területen barlangok és a kilépő vizek által lerakott lejtőoldali helyzetű, a Duna völgyében pedig teraszokat borító, egykor ártéri helyzetű édesvízi mészkő-takarók jelzik (SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1988) (2. ábra). A felszálló forrásfeltörések vízbázis szintjei eltérőek pl. Dunaalmás, ahol a Csokonai-forrásnál telepített kb. 40 m-es fúrás sem érte el a hévizet tározó és vezető karbonátos kőzeteket. Itt a vizsgált mélységig édesvízi mészkő, folyóvízi kavics- és iszapos rétegek váltak ismertté.

A bányászati karsztvízszint süllyesztés hatása

A Vértes–Velencei-hegyvidék és a Dunazug-hegység területeit a bauxit- (Kincsesbánya) és a kőszénbányászat (Tatabánya, Dorog és Mány) is érintette. A bányászati vízkiemelés hatására a Dunántúli-középhegység teljes területén átlagosan 40 m-rel került mélyebbre a karsztvíz szintje (CSEPREGI A. 2007). Ugyanez a vizsgált középtájak területén három nagy, ún. „depressziós tölcésér” kialakulását eredményezte (3. ábra.).



3. ábra. Az 1990-es és a 2007-es karsztvízszint összehasonlítása a karsztvízszint-süllyesztés előtti adatokkal. (CSEPREGI A. 2007. alapján szerkesztette Kovács I.P.). 1 = bauxitbánya; 2 = szénbánya; 3 = mangánbánya; 4 = relatív karsztvízszint.

Kincsesbánya környezetében a vízszint csökkenése meghaladta a 90 m-t, Tatabányán a 60 m-t. Dorogon az eredeti vízszinthez képest lényegesen kevesebb (20–30 m-es) volt a csökkenés (CSEPREGI A. 2007). A karsztvízszint

süllyedésének hatására a korábban működő források jelentős része elapadt, a mélyebben fekvők vízhozam-csökkenést szenvedtek el. A Tatától D-re fekvő területeken a Fényes-patak völgyében és a Duna partján a bányászati vízkitermelés előtt sok különböző hőmérsékletű karsztforrás fakadt (VICZIÁN I.–HORVÁTH F. 2006). Ezek jelentősége abban állt, hogy nem csak helyi beszivárgás táplálta, hanem a Gerecse és a Vértes ÉNy-i, csapadékos nyíltkarsztos területeiről, sőt Kisbér–Bakonyszentkirály irányából még az északkelet-bakonyi karszterületek Duna felé elszivárgó vizeinek egy része is hozzákeveredhetett (BALLABÁS G. 2004).

A tatai, összesen 13 forrás vagy forráscsoport 1919-es becsült vízhozama 156,4 ezer l/p volt (HORUSITZKY H. 1923). Ezek közül a két legmagasabb vízhozamú forráscsoport a várostól É-ra elhelyezkedő Fényes-források (81 ezer l/p), valamint az Angol-parki források (60 ezer l/p) voltak (BALLABÁS G. 2004). A VITUKI mérései szerint ez 1950-ben már csak 49 ezer l/p (TÓTH M. et al. 1999) volt. 1962 júliusában a tatabányai XV/b aknába 30 ezer l/p hozamú vízbetörés hatására valamennyi 125 m tszf-i magasság feletti tatai forrás vagy forráscsoport (összesen 11) elapadt, a Fényes-források és a Komáromi utcai források vízhozama pedig jelentősen lecsökkent (BALLABÁS G. 2004). Ezután kezdődött el a Tatabányán a karsztvízszint-süllyesztés, melynek hatására a nívó drasztikus mértékben lecsökkent. Tatán 1973-ban az utolsó vízkilépési helyek, a legalacsonyabban fekvő Fényes-források (118–119 m a tszf) is elapadtak. A Tata É-i határában elhelyezkedő, 2–3 m mély tavakban 20–22 °C-os vizek még egy ideig működtek. Hasonló folyamat volt jellemző a bemutatott terület más forrásaival kapcsolatban is.

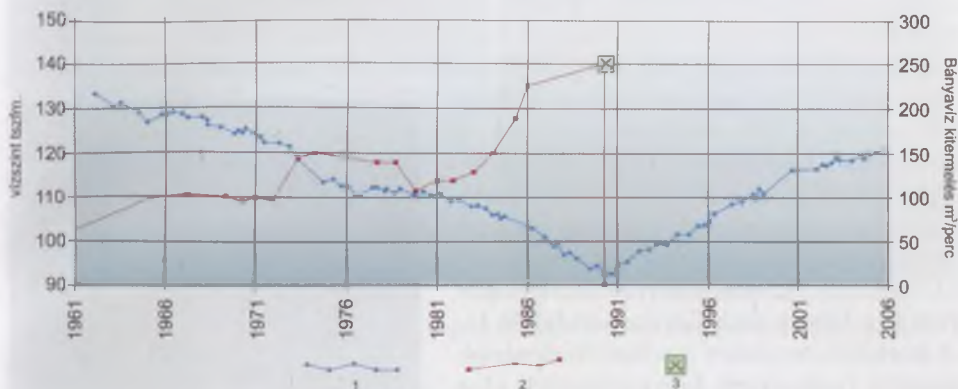
A Dunántúli-középhegység karsztvíztárolójához kapcsolódó források közül csak a Hévízi-tó, a Veszprém és Öskü környéki források, és a Budai-termáلكarszt középső részére eső források (pl. Lukács-fürdő) működése volt folyamatos, de 1960-tól ezeknél is lassú hozamcsökkenést lehetett megfigyelni (CSEPREGI A. 2007). A vizsgált területet érintő fontosabb források közül a Budai-hegység É-i részén található Bründl-forrás 1973-ban, a Római-fürdő forrásainak természetes túlfolyása pedig 1968-ban szűnt meg. A Vértestől D-re található Zámolyi-forrás az 1950-es évek végén, a Dunaalmás–Esztergom–Sárisáp környékén fakadó források 1950 és 1985 között fokozatosan, magassági helyzettől függően apadtak el.

A hosszú idejű vízszint- és forráshozam idősorokból megállapítható, hogy a karsztvízszintek és a forráshozamok az 1970-es évekig nagyobbak voltak, mint napjainkban. A feltörő hévforrások dinamikai egyensúlyát tehát az emberi beavatkozás felborította. Miután a folyó közelsége miatt a talajvíz szintjét a mindenkori Duna-vízállás határozza meg, a betáplálás nagysága is ettől függően változik. Ez az igen jelentős és káros hidrológiai helyzet a térség nagymértékű karsztvíz-kitermelésével állt összefüggésben. Az egykori megcsapolás helyett a forrás környezete a hévíztároló rendszer talajvíznyelő tápterületévé vált

1990-től a sorozatos bányabezárásoknak köszönhetően a karsztvíz-kiemelés befejeződött, így a tároló elkezdett feltöltődni. A folyamatot erősítette az is, hogy 1994 és 1999 között a sokévi átlagnál 20–30%-kal több csapadék lehullott le. Ez 1990-től 2000 végéig a következő átlagos vízszintemelkedéseket eredményezte: Tatabánya térségében 29–30 m (záró szint: 106–112 m a tszf), Tata térségében 23–24 m (záró szint: 118 m a tszf). 2001-ben újra beindultak a legalacsonyabban (118–119 m a tszf) fekvő Fényes-források (BALLABÁS G. 2004). A dunaalmási Csokonai-forrás már 1999-től aktív volt (CSEPREGI A. 2007).

Dunántúli-középhegységben az 1988–1990-es tatabányai szénbányák bezárását követően a bányászathoz köthető bánya-vízemelések gyakorlatilag megszűntek. Amely után kiszámíthatatlan mértékben megindult a karszt rezervoár megújulása.

A bányászati karsztvízszint-süllyesztés során történő vízkitermelés és a különböző területek figyelő kutakban lévő vízszintjeinek összevetése (4., 5. ábra) alapján vázlatos képet kaphatunk a két középtáj területén lejátszódó folyamatokról. Jól látható, hogy a tatabányai bezárással a dorogi figyelő kutakban is intenzív feltöltődés kezdődött, a dorogi bezárás után pedig csak egy kis „megugrás” látható. A tatabányai bányabezárás tehát nagyobb hatással volt a dorogi figyelő kutakban mozgó vizekre, mint a közvetlen közelben lévő Lencse-hegyi bánya bezárása.



4. ábra. A karsztvízszint változása a bányászati vízkiemelés hatására Tatabányán 1961–2006 között (CSEPREGI A. 2008 és BALOGH J. 1988 adatainak felhasználásával összeállította: SZEBERÉNYI J.). 1 = karsztvízszint változása (az észlelő kutak adatai alapján összeállította CSEPREGI A. 2008); 2 = bányászati vízkiemelés változása (a BKI, az ALUTERV és a VITUKI adatai alapján összeállította BALOGH J. 1988, kiegészítve CSEPREGI A. 2008 adataival); 3 = a tatabányai szénbányászat megszűnése.

A karsztforrások újbóli feltörésével kapcsolatos vízvizsgálatok első eredményei területünkön kívül, a Széki-tározó környezetében megjelenő összesen 20–25 vízkilépési helyről (1. kép.) származnak (BABÁK K. et al. 2013). A



5. ábra. A karsztvízszint változása a bányászati vízkiemelés hatására Dorogon 1961–2006 (CSEPREGI A. 2008 és BALOGH J. 1988 adatainak felhasználásával összeállította: SZEBERÉNYI J.). 1 = karsztvízszint változása (az észlelő kutak adatai alapján összeállította CSEPREGI A. 2008); 2 = bányászati vízkiemelés változása (a BKI, az ALUTERV és a VITUKI adatai alapján összeállította BALOGH J. 1988, kiegészítve CSEPREGI A. 2008 adataival); 3 = a tatabányai szénbányászat megszűnése; 4 = a dorogi szénbányászat megszűnése

Széki-tározó aljzatán további meleg források törnek fel, amelyekre a tó jegén megjelenő, megolvadt foltokból következtethetünk.

A forrásfelfakadások vizének eredete tisztázása érdekében végzett vízkémiai vizsgálatok eredményei összehasonlításra kerültek a szakirodalomban fellelhető adatokkal. Az elemzésbe bevont vízminták ásványi anyag tartalma egészséges képet mutat. A mért eredmények jól megfeleltethetőek a SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1940, 1941) által összegyűjtött és publikált, középhegyeségi karsztvizeket reprezentáló ásványi anyag tartalom és hőmérséklet értékekkel (1. táblázat). Az eredmények általánosíthatók a Vértes és a Gerecse vidékén is. A karsztvízrendszer visszatöltődésének pozitív hatásaként könyvelhetjük el a Hévízi-tó forráshozamának stabilizálódását, valamint a tapolcai Tavas-barlang vizének visszatöltődését, a tatai Fényes-források (2. kép.) és még számos egyéb, kisebb, a tározót megcsapoló forrás megszólalását a budai hévforrások hozamának növekedését.

1. kép. A Széki-tározó környezetében feltörő források. Fotó: KOPESCKÓ Zs.



1. táblázat. A mintázott források és a Dunántúli-középhegység karsztvizeire vonatkozó átlagos hőmérséklet- és oldott ásványi anyag paraméterek (BABÁK K. et al. 2013 alapján)

paraméter	jelenleg vizsgált forrásvizek	a Dunántúli-középhegység karsztvizeire vonatkozó átlagos paraméterek Szádeczky-Kardoss E. (1940, 1941)
hőmérséklet	10-12°C	10-14°C
Ca ²⁺	99,5-146,7 mg/l	70-110 mg/l
Mg ²⁺	33,6-41,4 mg/l	30-50 mg/l
Ca ²⁺ :Mg ²⁺	2,7-2,8	2,1-2,7
HCO ⁻	345,5-394 mg/l	dominancia
változó keménység	15,9-18,1	15-23
összes keménység	22-29,9	20-25



2. kép. A tatai Fényes-források természetes állapot 1960-as években és napjainkban

Mindezek főleg turisztikai szempontú gazdasági előnyökkel járnak, amelyek vizsgálata és feltárása nemzetgazdasági érdek. Annál is inkább fontos ez, mert a jövőben a vízszintemelkedés egyes pozitív következményei mellett számos, „nem várt” negatív, ill. katasztrofális hatásával is számolni lehet.

Egyik ilyen lehetőség, hogy a forráselapadások után a kiszáradt területeket beépítették. Tatán pl. a Komáromi utcai források 1973-as elapadását követő évtizedekben a Május 1. út mindkét oldalán lakótelepi házak épültek. A források újbóli beindulása azt eredményezte, hogy a korábbi járatok ismét víz járja át, egyes négyemeletes panelházak alól pedig repedéseken keresztül, vékony erek formájában forrásvizek törnek elő (6. ábra.).



6. ábra. A felújuló források által okozott problémák Tatán. Az 1962-ben elapadt Komárom utcai források környezete (BALLABÁS G. 2004 térkép-vázlatának felhasználásával, a korábbi úthálózat a II. katonai felmérés alapján készült. Kép: A Május 1. út 43. alól szívárgó források vize 2013-ban (Fotó: KOPECSKÓ Zs.) K = Komáromi utca; M = Tóváros felé vezető utca, ma Május 1. út; Piros négyszög = a lakótelepi ház hozzávetőleges helyzete (a Google Earth alapján)

Más esetben a karsztvízszint-süllyesztés előtti aktív járatok eltömődékelődhetnek, így a felszálló karsztvíz más helyen talált magának utat a felszínig, így új források keletkeztek. Erre példa a Csokonai-forrástól pár száz méterre Dunaalmáson az 2010-es évektől a felszínalatti áramlási viszonyok megváltozásával egy új forrás fakadása, a református templom és a vasúti töltés között (3. kép). A terepi megfigyelések alapján a langyos forrás magas hozamú, és kalcium-magnézium-hidrogénkarbonátos és szulfátos jelleget mutat.

Sajátos problémát jelenthet a mélyműveléses bányászat által visszahagyott, ún. „öregségekből” érkező szennyezett vizek vízminőséget károsító hatása. Az évszázadok során a karsztvízre kialakított vésett kutak a karsztvízszint jelentős csökkenésével kiszáradtak, a megmaradt gödröket emésztőnek vagy házi hulladéktárolónak használták. Amikor a karsztvízszint ezek szintjét eléri, az ott „tárolt” anyagok kioldódása jelentős vízminőségi problémákat okozhat (BALLABÁS G. 2004).

A problémához kapcsolhatók az ajkai zagytározó katasztrófájának okai. A karsztvíztározó – akárcsak részleges – visszatöltődése, valamint az elapadt karsztforrások „megszólalása” magyarázatul szolgálhat a tározótérben és közelében magasan álló talajvízre, valamint annak fokozatos vízutánpótlására is. Itt – mivel e folyamat ellen érdemben már védekezni nem lehet – égetően szükséges lenne a SCHWEITZER F. (2010) által kidolgozott, felszíni vízmentesítési munkák elvégzése.



3. kép. Dunaalmás új forrása, amely a 2010-es években alakult ki a református templom és a vasúti töltés hídja mellett. Fotó: BALOGH J.

Konklúzió

A karsztvízszint alatti bányászat történetének elemzése sokkal bonyolultabb, mint amely az adott időszak döntéseit előkészítette (KAPOLYI L. 2007). A kőszén- és bauxit-bányászathoz köthető mértéktelen vízkitermelés évtizedekig veszélyeztette a vízföldtani erőforrásokat. A rendszerváltáshoz köthető gazdasági környezetváltozások szinte az utolsó pillanatban állították meg a „vízbányászatot”.

A tatabányai és dorogi, kincsesbányai, nyirádi preventív jellegű bányászati karsztvízszint süllyesztések jelentős változásokat okoztak a Dunántúli-középhegység felszínalatti vízkészletében. A bányabezárások után főkarsztvíztároló nyomásváltozásait leíró DKH VITUKI modell (ALFÖLDI L. 2007; CSEPREGI A. 2007) 2030-ig prognosztizálja a karsztvízrendszer közel eredeti állapotának visszarendeződését, amely időben még 15–20 évig is eltarthat.

Ezért meglepő – a Kárpát-medencei, az ezredforduló utáni csapadékhiányos időjárási adottságokat, a klíma szárazosodást is figyelembe véve – a középhegységi források gyors újbóli megjelenése, a hévforrások hozamának intenzív emelkedése, új források megjelenése.

A karsztvíztároló viszonylag gyors feltöltődése és a területhasználatok megváltozása az antropogén beavatkozásokkal együtt sajátos mérnökgeomorfológiai problémákat tár fel, többek közt azzal is összefüggésben, hogy pl. a jövőben miként tervezik a karsztvízszint alatti ásványkincs-kitermelést, valamint miként hatnak a megújuló felszínalatti vizek, vízszínváltozások az építményekre és a műtárgyakra.

- ALFÖLDI L. 1979. Budapesti hévizek. *VITUKI Közlemények*. 20. pp. 27-41.
- ALFÖLDI L. 2007. A Dunántúli-középhegység földtani körülményei. In: ALFÖLDI L. – KAPOLYI L. (szerk.) Bányászati karsztvízszint-süllyesztés a Dunántúli-középhegységben. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. pp. 49-70.
- ÁDÁM L. 1988. A Vértes–Velencei-hegyvidék közzetani felépítése. In: ÁDÁM L. – MAROSI S. – SZILÁRD J. (szerk.) A Dunántúli középhegység, B) : regionális tájféldrajz. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 195-204. (Magyarország tájféldrajza ; 6.)
- BABÁK, K. – KISS, I. – KOPECSKÓ, Zs. – KOVÁCS, I. P. – SCHWEITZER, F. 2013. Regeneration process of karst water springs in Transdanubian Mountains, Hungary. *Hungarian Geographical Bulletin*. 62/3. (Megjelenés alatt.)
- BALLABÁS G. 2004. Visszatérő karsztforrásokkal kapcsolatos településfejlesztési és környezetvédelmi lehetőségek és veszélyek Tata város példáján. In: Táj, tér, tervezés. Geográfus doktoranduszok VIII. országos konferenciája, 2004. szeptember 4-5. Szeged. SZTE TTK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék. (Elektronikus dokumentum.)
- BALOGH J. – LOVÁSZ Gy. 1988. A Vértes–Velencei-hegyvidék vízföldrajzi-vízföldtani erőforrásai. In: ÁDÁM L. – MAROSI S. – SZILÁRD J. (szerk.) A Dunántúli középhegység, B) : regionális tájféldrajz. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 261-286. (Magyarország tájféldrajza ; 6.)
- CSEPREGI A. 2007. A karsztvíztermelés hatása a Dunántúli-középhegység vízháztartására. In: ALFÖLDI L. – KAPOLYI L. (szerk.) Bányászati karsztvízszint-süllyesztés a Dunántúli-középhegységben. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. pp. 77-112.
- HEVESI A. 2001. Észrevételek Veress Márton „Középhegységi karsztok néhány típusa” c. tanulmányához. *Földrajzi Közlemények*. 124/1-2. pp. 117-123.
- HORUSITZKY H. 1923. Tata és Tóváros hévforrásainak hidrogeológiája és közgazdasági jövője. *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve*. 25/3. pp. 38-83.
- KAPOLYI L. 2007. Általános tendenciák az ásványi nyersanyagok hasznosításával összefüggő gazdasági folyamatokban és az ásványanyag-gazdálkodás elvi-módszertani alapjai. In: ALFÖLDI L. – KAPOLYI L. (szerk.) Bányászati karsztvízszint-süllyesztés a Dunántúli-középhegységben. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. pp. 113-123.
- KIS, É. 1996. Comparison of loess types in Hungary using granulometric analysis. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband* 110. pp. 57-68.
- KIS É. 2001. Negyedidőszaki (löss- és lösszerű) üledékek vizsgálata a Kárpát-medencében. *Földrajzi Értesítő*. 50/1-4. pp. 85-100.
- KIS, É. – SCHWEITZER, F. – FUTÓ, I. – VODILA, G. – BALOGH, J. – DI GLÉRIA, M. 2011. Special paleogeographic characteristics and changes in $\delta^{18}\text{O}$ values in Upper Pleistocene of the Moravian Plateau. *Hungarian Geographical Bulletin*. 60/3. pp. 247-259.
- KIS, É. 2012. Reconstruction of Late Neogene paleoenvironmental changes in the area of Pannonhalma (Western Hungary) using granulometric methods. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 56. Supplementband 2. pp. 105-120.
- KISS K. – ZÁMBÓ L. – FEHÉR K. – MÓGA J. 2007. A lösztakaró karsztosodásban játszott szerepének vizsgálata a Tési-fennsíkon. *Karsztfejlődés*. 12. pp. 193-205.
- PÉCSI M. 1988. A Vértes–Velencei-hegyvidék helyzete és elhatárolása. In: ÁDÁM L. – MAROSI S. – SZILÁRD J. (szerk.) A Dunántúli középhegység, B) : regionális tájféldrajz. Budapest, Akadémiai Kiadó. pp. 190-192. (Magyarország tájféldrajza ; 6.)
- SCHMIDT E. R. 1962. Vázlatok és tanulmányok Magyarország vízföldtani atlaszához. Budapest, Műszaki Könyvkiadó. 655 p. (A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa)

- SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1983. Az édesvízi mészkövek keletkezéskörülményei és kifejlődésformái. *Földrajzi Közlemények*. 107/3-4. pp. 245-257.
- SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1983. A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. Budapest, Akadémiai Kiadó. 129 p. (Földrajzi tanulmányok ; 20.)
- SCHWEITZER F. 2010. Channel regulation of Torna Stream to improve environmental conditions in the vicinity of red sludge reservoirs at Ajka, Hungary. *Hungarian Geographical Bulletin*. 59/4. pp. 347-359.
- SCHWEITZER F. – VICZIÁN I. 2011. Magyarországi vörösiszap-tározók mint potenciális környezeti veszélyforrások. In: SCHWEITZER F. (szerk.) *Katasztrófák tanulságai: stratégiai jellegű természetföldrajzi kutatások*. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, pp. 69-100. (Elmélet - módszer - gyakorlat ; 67.)
- TÓTH M. – DORN F. – FÜRST Á. – LORBERER Á. – SÁRVÁRY I. 1999. A tatai források visszatérésével kapcsolatos vizsgálatok és cselekvési program. Tata, Hydrosys Kft.–Monumentum Kft.–Equilibrium Bt. Kézirat.
- VERESS M. 2000. Középhegységi karsztok néhány típusa. *Földrajzi Közlemények*. 123/1-4. pp. 1-24.
- VERESS M. 2002. Néhány bakonyi patakmeder mésztufa kiválásainak morfofenetikai típusai. *Hidrológiai Közöny*. 82/1. pp. 15-22.
- VICZIÁN I. – HORVÁTH F. 2006. A tatai mocsarak a római korban és Mikovinyi Sámuel lecsapoló munkája. *Földrajzi Értesítő*. 55/3-4. pp. 257-272.



A kötet a Vértes és a Gerecse hegység tágabb környezetének felszínfejlődéséhez kapcsolódó információkat, összefoglaló tanulmányokat gyűjti egybe. Az egyes értekezésekből különböző korú és típusú, változatos üledékeket, földtani formációkat ismerhet meg az érdeklődő olvasó a késő-miocén tengeri és tengerparti üledékektől a pliocénban és a pleisztocénban kialakult édesvízi-mészkövek, löszök, löszváltozatok és paleotalajok sorozatán át a jelenleg is születő-alakuló (antropogén) felszínformákig. A könyv széleskörű áttekintést nyújt a szárazzá vált Kárpát-medence nagy homoktömegeinek felhalmozódási folyamatairól, a hegyláb felszínének formálódásáról, valamint a meleg-nedves klímán végbement vörösagyag-képződésről is. Az egyes (paleo)geomorfológiai rendszerek összegzésén túl képet kapunk a terület ősföldrajzi környezetének változásairól és a Pannon-medence folyóhálózatának kialakulásáról. A kötet emellett foglalkozik a terület jelenlegi felszínét alakító legfontosabb folyamatokkal, többek között a Gerecse területén végbemenő felszínmozgásokkal, valamint a bányászati karsztvízszint-süllyesztés megszűnése nyomán újraéledő karsztforrások által feltöltődő karsztvíztárolók okozta felszíni változásokkal és azok környezeti következményeivel.

