

GEOMORFOLÓGIAI SZINTEK KORA A MAGYAR–KÖZÉPHEGYSÉGBEN

DR. PÉCSI MÁRTON

Az az általános elv, hogy a legmagasabb geomorfológiai szint a legidősebb, és az egyre alacsonyabban elhelyezkedő szintek mind fiatalabbak, nem mindenütt és nem minden geológiai időszakra volt jellemző. Megfigyeltük, hogy egyes hegységek peremén vagy völgyszakaszokon az egykor kialakult geomorfológiai szintek (pl. az idősebb folyóvízi teraszok vagy az abráziós teraszok) a későbbiek során a tektonikus mozgások hatására különböző magassági helyzetbe kerültek. Az alpi fiatal orogén övezeten belül egyes szerkezetek (medencék és hegyvonulatok) időszakosan vagy tartósan süllyedtek ill. emelkedtek. Így a korábban létrejött geomorfológiai szintek helyenként eltemetődtek. Gyakorinak találtuk a Magyar-középhegységben, hogy egyes régebbi geomorfológiai szintek a neogén előtt, és annak folyamán is, néhányszor eltemetődtek, majd részben vagy egészben ismételtelen exhumálódtak.

Neogénnél idősebb geomorfológiai szintek

A fenti sajátos tapasztalatokat figyelembe véve nagyon körültekintőnek kellett lennünk, különösen az idős geomorfológiai szintek megítélésében. Korábban (Pécsi M. 1970.) már kifejtettük, hogy a Dunántúli-középhegységben azokat a mészkőből, dolomitból álló sasbérceket, amelyek felszínén trópusi őskarszt formák (toronykarszt bauxittal) találhatóak – felső kréta, eocén, helyenként oligocén vékony fedőüledék alatt – másodkori ősi tönkfelszín maradványoknak tekinthetjük. Ez a lepusztulásos felszín mint alapvető morfogenetikai szint már a (középső) krétában létezett, és többnyire az azt követő – főként paleogén eltemetődés alatt, ill. a csekély kiemelkedéssel együttjáró részleges vagy teljes exhumálódás során lényeges formaváltozást nem szenvedett.

A helyileg különböző mértékű neotektonikus mozgások hatására – ez az ősi eróziós felszín egyes sasbérceken elfedve, máshol főleg exhumálva vagy éppen fedetlenül – eltérő magassági helyzetbe került.

Bulla B. (1958, 1962) szerint a lépcsőzetesen egymás alatt elhelyezkedő fedetlen mezozoós sasbércfelszínek – mint tönkfelszínek – a neogén előtt, a fiatal vulkanikus hegységeink planációs felszínei pedig az utóbbi alatt formálódtak ki, mivel a trópusi jellegű tönkösödést a Magyar-középhegységekben a neogén végéig folyamatosnak tételezte fel.

A Magyar-középhegység vonulatát azonban, legalábbis az oligocén egy részében és a miocén elején vastag üledék borította be (Báldi T. 1980, Jámbor Á. 1980, Korpás L. 1981, Pécsi M. 1963, 1970). Ez idő alatt általános, eróziós felszínképződés (tönkösödés) nem folyhatott rajta.

A harmadidőszaki eróziós-planációs felszínek tkp. csak hegységperemi, lépcsős elrendezésű geomorfológiai szintek. A Magyar-középhegység peremi övezetének egészén a neogén abráziós teraszok és hegységperemi hegyláb felszínek dominálnak (Pécsi M. 1963), míg az eocénből és az oligocénből a hasonló genetikájú marginális eróziós felszínek nyomai csak lokálisak.

Neogén abráziós teraszok, deltaképződmények, hegylábfelszínek

Eddigi vizsgálataink szerint jól fejlett neogén abráziós teraszokat a középső miocéntől – a kárpáti, bádeni és szarmata emeletekből – ismerünk (*I. táblázat*).

A Duna-kanyar menti andezit vulkáni hegyek peremén 400–500 m tszf. magasságok között az abráziós szinlöket badeni korú kavicsos mészkő kíséri. A Magyar-középhegység egyes neogén vulkáni hegységei peremén a szarmatában képződött hegylábfelszín-maradványokat is kimutattak (*Székely A. 1970, Pinczés Z. 1970*).

A pannóniai abráziós teraszok általában két (három) geomorgológiai szintet is képviselnek a Dunántúli-középhegység sasbérceinek peremén. Ezek mellett legalább két különböző korú kavicsos deltaképződmény is azonosítható (*I. táblázat*).

Ezek a geomorfológiai szintek azonban az egyes hegységek peremén eltérő mértékű (neogén végi – pleisztocén eleji) tektonikus mozgások miatt különböző magassági helyzetűek. Az is sajátosságos, hogy a szarmata, ill. helyenként az alsó pannóniai abráziós teraszok maradványai is alacsonyabb tszf-i magasságúak, mint a felső pannóniai szinlökök (*I. ábra*).

Néhány esetben ugyan az is előfordul, hogy a pannóniai abráziós terasz, ill. a rátelepülő – közel hasonló korú – édesvízi mészkő 400–500 m tszf-i magasra kiemelt, és a plaeogénben elfedett sasbércekre települnek (pl. a Budai-hegységben a Széchenyi-hegyen, a Szabadság-hegyen).

Az sem egyedülálló jelenség, hogy a (felső) pannóniai édesvízi mészkő olyan mezozoós őstönk felszínén képződött, amely hagylábi lépcső helyzetbe került (Balaton-felvidéken kb. 300 m tszf.).

A neogén abráziós teraszok azonban általában alacsonyabb helyzetűek, mint a *tetőhelyzetben kiemelt őskarsztos felszínek*. Az általánosított szelvényt a *2. ábra* mutatja.

Az utolsó pannóniai abráziós terasz képződését követően a Magyar-középhegység peremén (a mezozoós sasbércek és a neogén vulkáni romhegyek medencék felé eső oldalain egyaránt) a pannóniai tenger visszahúzódását kiváltó általános emelkedés következtében széles hegységelőteri zóna is megemelkedett.¹ E *tektonizmushoz kapcsolódott a korai bazaltvulkáni tevékenység* a Magyar-középhegységben.

A többnyire pannóniai üledékekből, helyenként idősebb kőzetekből álló hegységperemi övezetben – már a felső pannóniai emelet végén, *pliocén elején* – *hegylábú eróziós felszín képződése* indult meg. Ez a *hegylábú felszín-képződés* meglehetősen *hosszú ideig kitartott*, mivel ennek formálódásához a sajátos klimatikus és tektonikai feltételek is kihatárolóan hatottak.

A (felső) pannóniai rétegek már a hegylábú felszín-képződés kezdeti (első) szakaszában is számottevő mértékben erodálódtak. Mialatt ez a hegylábú felszín időszakosan stabilizálódott rajta – a neogénre egyedülállóan jellemző marker (*valódi*) *vörös agyag képződött* (*Pécsi M. 1985.*).

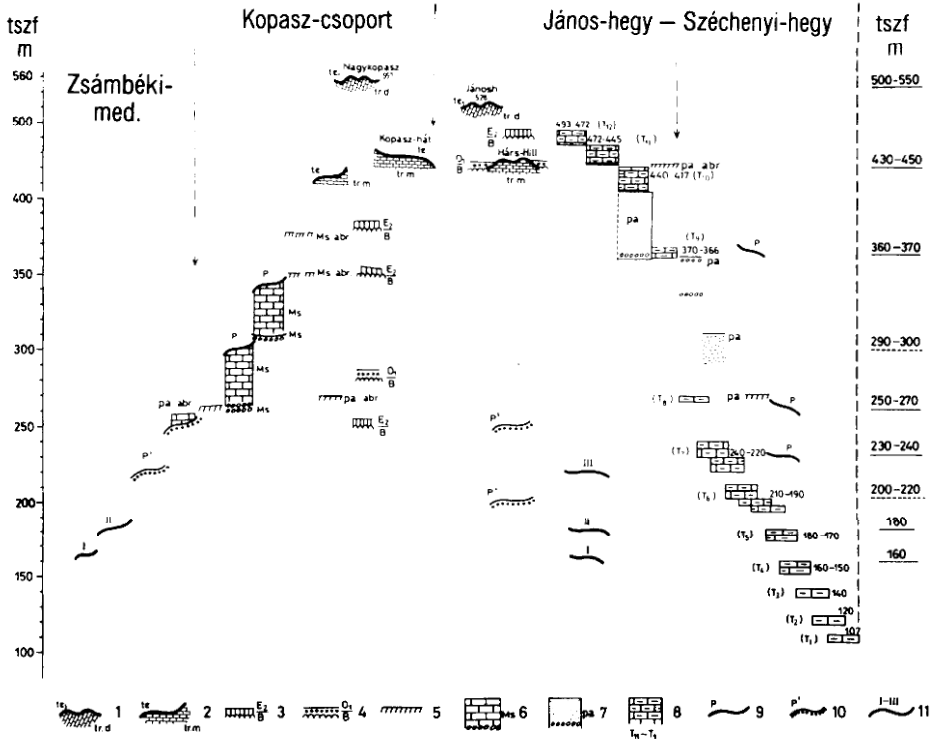
¹ Hasonlóképpen a Kárpát-medence hegységperemi övezeteiben máshol is.

A Magyar-középhegység geomorfológiai szintjei (Pecsi M. 1985)

Mecsoos kupkázatos tónhamaradványok	Idős erdős feltámadványok	Mecsoos abráziós szintes hegylépcsők	Pránómiféleg mielőtt az idős szintes édesvízi mészkő színtek	Pliocén hegylépcsők, édesvízi csarnói, szalmi fehé	Pliocén (szacsi – csarnói) kavicsok, idős hordalékok, édesvízi mészkőtek	Negyedidőszaki folyóvízi teraszok, hordalékok-teraszok, édesvízi mészkőtek
Eocén mészkővel fedett (Vétes-heg.: Gant, Bakony: Nyírd) homakkövel fedett Oligocén-mecsoos varragn (Bakony: Farkas-heg., Borzsony-heg.) Mecsoos kavicsoszlányok (Vétes-heg., Borzsony-heg.) Eshumit tonkét-hímmaradványok (Keszthely-heg., Tapolc-heg.) tetőhelyzetben	Paleogén-mecsoos tonk-maradvány oligo-mecsoos pedimentációval átfomálva	Kárpát (helvét) konglomeratos szint (É-Bakony: Szentgyörgyi-heg.) partizséri homokos kavicsos mészkő (Viergrád-heg., Borzsony-heg.) Szarmata abráziós színtek (Budapest, Balaton-térség peremén) Szarmata hegylépcsők (Mitra, Bük, Permeten, Zemplén-heg.)	Alsó pránómiai – monaciumi – abráziós színtek (Dudás-Sókút, Balaton-térség) Édesvízi mészkő: Szabadság-heg.; Hérmákvár-tető) Delta-éperőmők: – precakavicsok-écsüvek: Balaton-térség, Billeget-kavicsok – Balaton-térség Felső pránómiai – csak vértúmi – abráziós színtek, esetleg két színt is (Bakony, Vétes, Budai-heg., Balaton-térség) Permeteni homokos (Bakony) Adám-majori, Mogyosód – Keresztaszcsa, Mátra – Gyöngyosvona) édesvízi teraszok (Culicák-heg.; Silesium – Baltavárúton (Bakony: Kapolcs, Nagyvács, Szentkirályza-budja, Várpalota I. és II., Budai-heg.; Cullebéc, Szabvány-heg., Gereske, Új-hegy, Kőber) tetőhelyzetben) Két-három szinten is előfordulnak № 10–№ 12	Pliocén-bazaltitva hegylépcsők, esetleg két szintek (Gönc, Gyöngyös, Somhegy, Ajnácskő) Pliocén hegylépcsők: balatoni – csarnói – hegyként lelakosonyóra kerülő színtek képer (Dudás-heg. 360–230 m tengerszinten, a Cerhát, a Mátra és a Bük hegym. szf. hegylépcs. tanhegyek előterében) Pliocén szacsi – csarnói – édesvízi mészkőszíntek hegylépcsők (Alkony út, Gereske: Silló-heg.; Cullacák-heg.; Menafővár-heg)	Kemenesháti Erdő-heg. és Zala-heg. közötti-heg. kavicsos mészkő, Mogyosód-Keresztaszcsa, Rákfalvi hordalékú-sziklázott kavics VII. sz. terasz (Gereske) Zinnamok, Nagyhagy, Keresztaszcsa, tanhegy, nedi tanhegy, teraszok (alsó villany színt)	VI. sz. terasz (kútag) • édesvízi mészkő (№ 7 és 6) (Gereske: Szomódi Le-heg.; Visontai hordalékú közep-ő ösztete) No 7. sz. terasz (Kútag – alsó-bihut) • édesvízi mészkő (Buda-heg. Új-heg.) IV. sz. terasz (középbihut – Turkó–Vétes-szöveg) • fedő édesvízi mészkő (Vétes-szöveg) szakasz > 350 000 év), a terasz édesvízi mészkő réteget normális magyreszteli-ségűek III. sz. terasz • édesvízi mészkő (№ 3a), 190 000 év (№ 2b) 100–70 000 éves 1), terasz az édesvízi mészkő II. sz. terasz (W.) kb. 30 000–12 000 év I. sz. ártér és forrásmészkő, holocén (№ 1) < 11 000 év

Table 1.

Remnants of ancient erosion surfaces		Remnants of Neogene erosion surfaces			Quaternary fluvial terraces, alluvial fan terraces and travertines
Mesozoic peneplain remnants with cone karsts	Paleogene-Mesozoic peneplain remnants (paleogene-Miocene pediments)	Miocene marine terraces, pediments	Pannonian-Upper Miocene marine terraces, travertine horizons	Pliocene pediments with travertine or basalt covers	Pliocene (Ruscinián-Upper Pliocene) alluvial fans and travertines
Covered by Eocene limestone (Vértes Mountains: Gántú, Balatonszék Mountains: Kőny, Kony Mountains: Nyírdó, Buda Mountains: Hárshegy, Cserhát Mountains: Naszály, Kőhegy) Exposed peneplain remnants (Keszthely Mountains, Tisza Plateau) in summit position	Covered by Oligocene gravel (Cserhát: Romhányi Mountains) Remnants of Miocene gravel (Bakony: Farkasgyérfi) With traces of Miocene gravel in summit position (Gerence: Öreg-Kovács, Felső-Bükk Plateau)	Carpathian conglomerate horizon (foreland of N-Bakony) by limestone (Veszprém Mountains, Borzsony Mountains) Sarmatian raised beach (marl-gilts, of Buda Mts and Balaton Upland) Sarmatian pediment (marls) of Mátra and Bükk Mountains, Zemplén Mountains	Lower Pannonian-Miocene raised beach (Buda Mountains: Dósd-558kúti, Balatonszék, Távartinté: Szabócsig-hegy, Hérmátszék-hegy, Prévész-hegy, Balaton-Upland: Csákvári-hegy, Kálás-hegy) Upper Pannonian - Calkvián - raised beach, Pannóniai sík, Buda Mts marls) Upper Pannonian delta gravel and sand: (Gerence: Adám-major, Mogyorósi-Kerepestasi, Mátra, Gyöngyösösi) Upper Pannonian travertine - Cserhát, Szentgyörgyi-hegy, Balatonszék, Nagyvázsony, Szentkiszélyszabodja, Várpalota I and II, Buda Mountains: Cillebérsziget-hegy, Gerence: Új-Cserhát, Csákvári-hegy) occurring at three levels: No 10 - No 12	Pliocene basalt lava on pediment, Pezsgő levels (Kőbánya, Mész, Pála, Somberg, Alnákai) Pliocene pediment, Ballavárián, Carnótián, locally two levels (Transdanubian Mts marls: 60-220 m above sea level, Cserhát: 100-150 m, forlands: 330-200 m, foot-hill residual hills covered by red clay) Pliocene - Ruscinián-Carpathian travertines on pediment: No. 9 (Buda Mts: Alkonyi-út; Gerence: Sijtő Hárasi-hegy; Páls: Mőnalóvéc-hegy)	terrace VI (Kisalföldi) + travertine Nos 7 and 6 (Gerence: Szomod Leány, middle series of the Visonta alluvial fan) + terrace V (Kisalföldi-Balaton) (terrace No 5 (Middle Bihari) (Gerence: Dunaalmi, Vopácsi, Buda Mts.: Úróhegy)) terrace IV (Middle Biharián - Tarkó - Vértesárbó) + travertine cover Vértesárbó, phase > 350,000 years) terrace IIIa + travertine No 3a 190,000 years (terrace IIIb: ca. 100,000-70,000 years) terrace IIa (W ₂ , ca 30,000-12,000 years) terrace I and travertine, Holocene (No 1) < 11,000 years

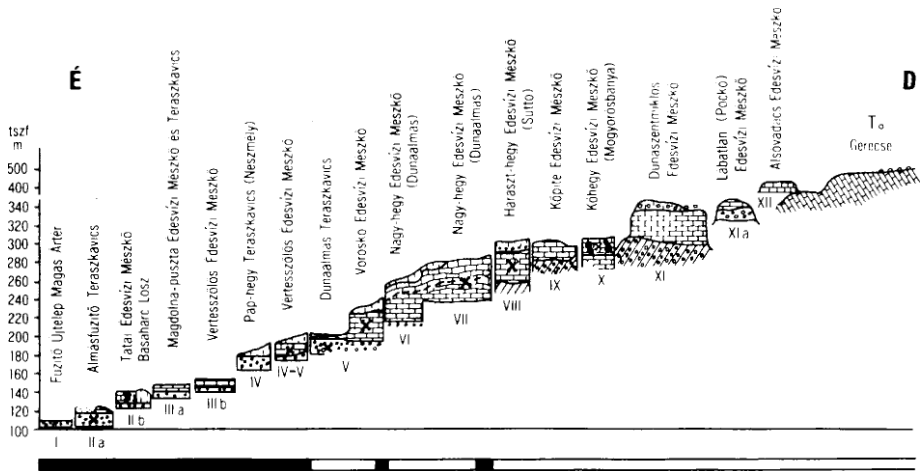


1. ábra. A Budai-hg. geomorfológiai szintjei (Pécsi M. 1980; Pécsi M. 1963. 1975; Scheuer Gy. – Schweitzer F. 1974; Wein Gy. adatai alapján).

1 = exhumált középidői tónkfelszín tetőhelyzetben (te₁) felső triász dolomiton (tr. d.), 2 = exhumált középidői tónkfelszín maradványai (te) felső triász dachsteinmészkon (tr. m.), 3 = eltemetett középidői tónkfelszín, trópusi karszt maradványai és bauxit cocén mészkő alatt (E₂/B), 4 = eltemetett középidői tónkfelszín, bauxit és trópusi toronykarszt oligocén homokkő (O₁/B) alatt, 5 = színlő, 6 = miocén (szarmata) kavics és durvaszemű mészkő (Ms), 7 = pannóniai (pa) kavics, homok és agyag, 8 = édesvízi mészkő szintek (T₁₂–T₁), 9 = pliocén pediment kemény kőzeten, 10 = pliocén hegyláb felszín laza kőzeten (pl), 11 = pleisztocén derázis teraszok, törmelékűpök és lejtőpihenők laza üledékeken, pa abr. = pannóniai abráziós terasz, Ms abr. – szarmata abráziós terasz

Fig. 1. 'Geomorphological surfaces' in the Buda Mountains (Pécsi M. 1980 – based on data by Pécsi M. 1963, 1975; Scheuer, Gy. – Schweitzer, F. 1974; Wein, Gy. 1970).

1 = exhumed Mesozoic peneplain in summit position (te₁) on Upper Triassic dolomite (Tr. d.), 2 = remnant of exhumed Mesozoic peneplain (te) on Upper Triassic Dachstein limestone (Tr. m.), 3 = buried Mesozoic peneplain, remains of tropical karst and bauxite under Eocene limestone, (E₂/B), 4 = buried Mesozoic peneplain, bauxite and tropical cone karst under Oligocene sandstone (O₁/B), 5 = wave-cut platform, 6 = Miocene Sarmatian (Ms) gravel and 'coarse' limestone, 7 = Upper Pliocene (P₁) gravel, sand and clay, 8 = travertine levels (T₁₂–T₁), 9 = Pliocene pediment on hard rock, 10 = Pliocene pediment on unconsolidated deposits (pl), 11 = Pleistocene derasional terraces, debris fans and flat slope segments on unconsolidated deposits, pa abr. = Pannonian (Upper Miocene) raised beach, Ms abr. = Sarmatian (Upper Miocene) raised beach



2. ábra. A neogén és negyedidőszaki geomorfológiai szintek általánosított szelvénye a Gerecsében (Pécsi M. 1986).
 I–VII = teraszos geomorfológiai szintek, többségük édesvízi mészkővel és lösztakaróval fedve, VIII–IX = pliocén hegyláb felszínek édesvízi mészkővel fedve, X–XII = felső pannóniai színlő; édesvízi mészkővel takarva, T₀ = a paleogén során átfarmált erózió–planációs felszín kavicsfoszlányokkal feldve

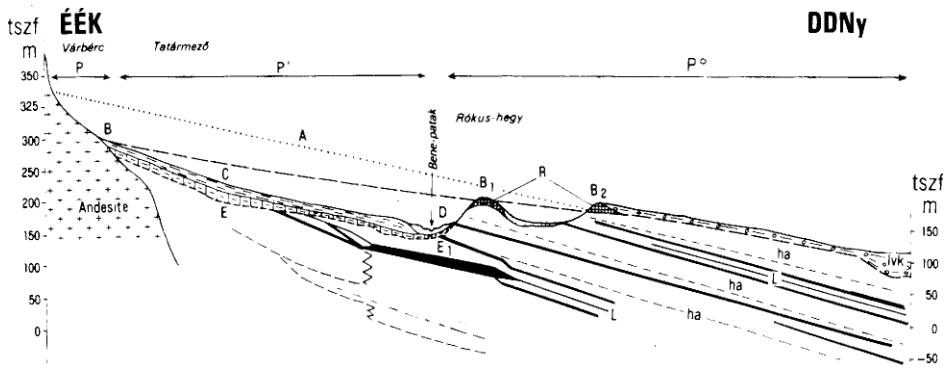
Fig. 2. Generalized Neogene–Quaternary geomorphological surfaces in the Transdanubian Mountains (according to Pécsi, M. 1986).

I–VII = river terraces usually covered by travertines and loess, VIII–IX = Pliocene foothill surfaces covered by travertines, X–XII = Upper Pannonian (Upper Miocene) wave-cut platforms covered by travertines, T₀ = Paleogene–Mesozoic planation surface sculptured by Oligocene–Miocene pedimentation with sporadic gravels

A vörösgyag-képződés klimaxa idején újabb erőteljes medencesüllyedés ill. hegységkeret-kiemelkedés mehetett végbe, amelynek következtében a vörös agyaggal jellemzett hegyláb felszín völgyközi hátakra darabolódott, melynek ma csupán tanúhegyszerű maradványait ismerjük a Gödöllői-dombságban, a Mátra és Bükk előterében (3. ábra). Az akkori lepusztulás korrelatív üledékét a Visontai-hordalékkúp alsó, masztodonos rétegösszelete képviseli (Kretzoi M., Pécsi M. és tsai 1982).

Hegyláb felszín-továbbformálódás és bazaltos tanúhegyek

A neogén végi magasabb hegyláb felszín képződése során – még a vörösgyag kialakulását megelőzően, de annak folyamán is – az alpi – kárpáti hegységkeret felől érkező nagy folyók hatalmas kavicsos-homokos hordalékkúpokat építettek a medenceperemeken (Kemenesháti Rába-hordalékkúp, Duna-hordalékkúp, Mogyoród – Kerepestarcsa – Rákosliget között a ruszinci–csarnóitai emelet idején).



3. ábra. A Mátra előterének geomorfológiai szintjei Markaz és Visonta között. Gyöngyösvisontai szelvény (Pécsi M. 1985). –
 A = a pannóniai rétegek rekonstruált felszíne, B, B₁, B₂ = pliocén hegyláb felszín, B, C, D = felső pliocén – alsó pleisztocén hordalékkúp, E – E₁ = erősen erodált pannóniai rétegfelszín, L = felső pannóniai lignit, h = homok, ha = homok, agyag, P = pediment, P⁰ = pediment–glacis, P^o = magasabb és idősebb hegyláb felszín (glacis), 1, v = lösz, vályog, k = kavics, R = vörös agyag

Fig. 3. Geomorphological surfaces in the Mátra foreland between Markaz and Visonta (Pécsi, M. 1985).

A = reconstructed surface of Pannonian (Upper Mioocene) layers, B, B₁, B₂ = Pliocene pediment surface, B, C, D = Upper Pliocene – Lower Pleistocene alluvial fan, E – E₁ = strongly eroded surface of Pannonian strata, L = Upper Pannonian lignite, h = sand, ha = sand, clay, P = pediment, P^o = pediment–glacis, P⁰ = higher level of pediment–glacis, 1, v = loess, loam, k = gravel, R = red clay

Föltételezhető, hogy a *bazaltvulkánosság* a Magyar-középhegységben a felső pannóniai emeletben indult meg. Az esetek nagyobb részében azonban a bazaltos erupció tüfája ill. lávája a neogén végi magasabb ill. alacsonyabb hegyláb felszínre, sőt az említett hordalékkúpokra is települt (Balogh Kadosa 1986, Márton E. 1985). Az évmillióig elhúzódó bazaltvulkanizmus felszíni produktumai így eltérő magassági helyzetű és erodáltságú geomorfológiai felszínre települtek (Pécsi M. és tsai 1985, Borsy Z. – Balogh Kadosa 1986).

A pliocén hegyláb felszín-maradványoknak, tanúhegyeknek mint geomorfológiai szintnek a rekonstruálásához az is hozzátartozik, hogy formálódása idején is enyhén lejtős felszín volt, majd azt követően tektonikusan deformálódott, az erózió által pedig feldarabolódott, völgyközi hátakra bomlott. De még a pliocén során egy alacsonyabb hegyláb felszín (felső pliocén) is képződött, mely hegyláb hordalékkúpban folytatódik a medencék felé. Ez a hordalékkúp és a hegység felé hozzákapcsolódó (eróziós glacis vagy pediment) eróziós hegyláb felszín a negyedidőszak elejéig is tovább formálódott, ill. a medencék felé tekintő zónája esetenként eltemetődött.

A hegyláb felszínnek a középhegy előterében tehát többnyire két geomorfológiai szintet is képeznek. A magasabb hegyláb felszínét völgyközi hát maradványai képviselik. Az alacsonyabb hegyláb felszín pedig (teraszos) hordalékkúpban folytatódik (3. ábra).

Negyedidőszaki (antropogén) geomorfológiai szintek

Folyóvízi teraszok

A Magyar-középhegység nagyobb áttörései völgyeiben a neogén végi lépcsős heglábfel-szín- és nagy hordalékkúpok formálódását *folyóvízi teraszok sorozatának képző-dése* követte. A középhegységet keresztező Duna-völgyben pl. 6–8 terasz ill. geomorfo-lógiai szint jött létre (2. táblázat). Ezek kialakulása a negyedidőszak alatti – maximá-lisan 150–200 m – differenciált emelkedéssel és a ciklikusan ismétlődő éghajlatváltozás-sal hozható összefüggésben (Pécsi M. 1958, 1963). Helyenként a *magasabb teraszok* a későbbi periglaciális folyamatok hatására *völgyi lejtők* – *krioplanációs völgyi pedi-mentekké* – alakultak át. Többnyire csak ott őrződtek meg, ahol édesvízi mészkő tele-pült rájuk, amely megvédte a lepusztulástól (1., 2. ábra).

Édesvízi mészkő a geomorfológiai szinteken

A Dunántúli-középhegység mezozoós sásbérceinek a peremén a neogén geomorfoló-giai szinteket (abráziós szinlők, heglábfel-szín) az esetek többségében ugyancsak az édesvízi mészkövek kemény rétegei védték meg a későbbi lepusztulástól.²

A Gerecsében, a Budai- és a Pilisi-hegységben az ártéren kívül mintegy 10, ill. 12 geomorfológiai szintet borítanak be (1., 2. ábra, 2. táblázat).

Az édesvízi mészköveket, amelyek geomorfológiai szinteket fednek be, két csoport-ba soroltuk (Scheuer Gy. – Schweitzer F. 1984, Pécsi M. – Scheuer Gy. – Schweitzer F. 1982, 1984):

- a) Abráziós teraszokat és a heglábfel-színüket borító nagyobb kiterjedésű édesvízi mészkő sorozatra (250–450 m tszf.).
- b) A völgyoldali teraszokra települő édesvízi mészkő sorozatra (170–250 tszf.)

Ennek az egyedülálló geomorfológiai–geológiai helyzetnek a maga nemében páratlan denudációs kronológiai jelentőséget tulajdonítottunk. Feltételeztük ui., hogy a felső neogén és az antropogén felszínfejlődésnek hiánytalan időbeli rekonstruálását segíti elő. Ezért a lépcsős ill. teraszos elrendezésű édesvízi mészkőelőfordulások korának megállapít-ásához az ide vonatkozó földtani, rétegtani, paleontológiai, geomorfológiai kutatási eredmények figyelembevétele mellett paleomágneses és más abszolút kronológiai (Th/U, ESR, C¹⁴) vizsgálatokat is végeztettünk az elmúlt két évtized kutatási programja során. E kutatási programhoz a magyar résztvevők mellé nemzetközi kutatócsoportok is csat-lakoztak (Hennig G. T. és tsai 1983, Pécsi M. – Pevzner M. A. 1974).

A szóban forgó édesvízi mészkövek és teraszok kormeghatározásának eddigi kutatási eredményeiről ez alkalommal az 1. és 2. táblázatban adunk összefoglaló tájékoztatást.

² Az édesvízi mészkövek általában az egykori erózióbázis szintjében fakadó meleg karsztforrások vízből rakódtak le. Esetenként korjelző fauát is megőriztek.

Időrend	Szárazföldi biosztratigráfia Kretzoi M. 1927-1983 szerinti		Geomorfológiai szintek, üledékek Pécsi M. 1983 szerinti				Megjegyzés		
	Emelet	Allemelet	Édesvízi mészakő	Teraszok	Hegylábfelelő	Lósz, őstalaj, folyamti, tavi és ártéri üledékek			
<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="margin-bottom: 5px;">0,7 M év</div> <div style="margin-bottom: 5px;">Malytan</div> <div style="margin-bottom: 5px;">2,4 M év</div> <div style="margin-bottom: 5px;">3,3 M év</div> <div style="margin-bottom: 5px;">5,4 M év</div> <div style="margin-bottom: 5px;">6</div> </div>	<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="margin-bottom: 5px;">földf.</div> <div style="margin-bottom: 5px;">kősz.</div> <div style="margin-bottom: 5px;">aló.</div> <div style="margin-bottom: 5px;">földf.</div> <div style="margin-bottom: 5px;">aló.</div> <div style="margin-bottom: 5px;">földf.</div> <div style="margin-bottom: 5px;">aló.</div> <div style="margin-bottom: 5px;">földf.</div> <div style="margin-bottom: 5px;">aló.</div> <div style="margin-bottom: 5px;">földf.</div> <div style="margin-bottom: 5px;">aló.</div> <div style="margin-bottom: 5px;">földf.</div> </div>	HOLOCENE		N ⁰ 1	N ⁰ I.	<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="margin-bottom: 20px;">↑</div> <div style="margin-bottom: 20px;">↑</div> <div style="margin-bottom: 20px;">↑</div> <div style="margin-bottom: 20px;">↑</div> <div style="margin-bottom: 20px;">↑</div> <div style="margin-bottom: 20px;">↑</div> <div style="margin-bottom: 20px;">↑</div> <div style="margin-bottom: 20px;">↑</div> <div style="margin-bottom: 20px;">↑</div> <div style="margin-bottom: 20px;">↑</div> <div style="margin-bottom: 20px;">↑</div> <div style="margin-bottom: 20px;">↑</div> </div>	fiatal lósz 5 (foszilis talaj) Paksi felső idősebb lósz 2-3 f.t. Paksi lósz alsó része 3 f.t. a paksi lósz legalab része, rőcsaszín homok vörös őstalaj a 6. sz. idős hor. délképpben külső idős hor. délképp tisztaanyag. homok és vörösgyagformáció Duna-földvár: őstalaj (Df ₁ -Df ₂) A Mátra hegylábfelelőjének korrelatív alédekei a vörösgyagképződés optimuma	őstalaj: Mende F. 29 000 éves N ⁰ 2. Tata: 101 000 éves őstalaj: Mende B. kb. 120 000 éves N ⁰ 3. Buda, Kiscehl: 190 000 éves aluvialis homok a paksi idős lószban: kb. 240 000 éves N ⁰ 4. Vértesszőlős több mint 350 000 éves paksi őstalaj: PD ₁ , PD ₂ mindkettő normális megsemmisítettségű ⊕ ⊕ ifordított megsemmisítettségű lósz és őstalaj (PDk) Paksnál, Duna-földvár: N. R. ⊕ ⊕ ⊕ ⊕ ⊕ ⊕	
		Szántóium	N ⁰ 2	N ⁰ II.a.	a hegylábfelelőterben glaciorméződs alacsonyabb hegylábfelelő kialakulása a hegylábfelelőképződés csúcsa a Mátra, a Villányi- és egyéb hegységek előterében hegylábfelelő formálódás kezdete		a hegylábfelelőterben glaciorméződs alacsonyabb hegylábfelelő kialakulása a hegylábfelelőképződés csúcsa a Mátra, a Villányi- és egyéb hegységek előterében hegylábfelelő formálódás kezdete	a hegylábfelelőterben glaciorméződs alacsonyabb hegylábfelelő kialakulása a hegylábfelelőképződés csúcsa a Mátra, a Villányi- és egyéb hegységek előterében hegylábfelelő formálódás kezdete	a hegylábfelelőterben glaciorméződs alacsonyabb hegylábfelelő kialakulása a hegylábfelelőképződés csúcsa a Mátra, a Villányi- és egyéb hegységek előterében hegylábfelelő formálódás kezdete
		Solymárium	N ⁰ 3	N ⁰ III.b.					
		Mosbachium	N ⁰ 4 ⊕	N ⁰ IV. ⊕					
		Cromerium	N ⁰ 5 ⊕ ⊕ ⊕	N ⁰ V.					
		Kinángium	N ⁰ 6 ⊕ ⊕	N ⁰ VI.					
		Beremendium	N ⁰ 7 ⊕ ⊕	N ⁰ VII.					
		Carnótánium	N ⁰ 8 ⊕	N ⁰ VIII.					
		Ruscium str.	N ⁰ 9 ⊕	a Duna legfrissebb hor. délképpje					
		N ⁰ 10a	⊕ ⊕ ⊕ ⊕	a hegylábfelelőképződés csúcsa a Mátra, a Villányi- és egyéb hegységek előterében					
		Baltanum	N ⁰ 10a	a hegylábfelelőképződés csúcsa a Mátra, a Villányi- és egyéb hegységek előterében					
		Bérbaltavár	N ⁰ 10 Δ	a hegylábfelelőképződés csúcsa a Mátra, a Villányi- és egyéb hegységek előterében					
Hatvanium	N ⁰ 11 Δ	Abrégós szinél n ¹							
Sümegium	N ⁰ 11 Δ	Abrégós szinél n ¹							
Cákvánium	N ⁰ 12 Δ	Abrégós szinél n ²							
Rhenohamium	N ⁰ 12 Δ	Abrégós szinél n ²							
Bódvátium	N ⁰ 12 Δ	Abrégós szinél n ²							
Monacium	N ⁰ 12 Δ	Abrégós szinél n ³							

Paleomágneses vizsgálatokat végezték:

○ Pozsony, M. A.

□ Mártos P.

Δ Opatka, N. D.

Pliocén-pleisztocén határkérdések és mai álláspontok

Magyarországon is, és több más Európai országban újabb törekvések vannak a pleisztocén alsó határának (N-Q) megállapítására. Ennek ellenére az álláspontokban és a kritériumokban mindmáig jelentős eltérések mutatkoznak egy-egy országban belül is.

A plio-pleisztocén határkérdéssel foglalkozó nemzetközi sztratigráfiai bizottság annak elfogadtatására törekszik, hogy a pleisztocén időszak alsó határát – abszolút kronológiai értelemben – 1,8 millió évig terjesszék ki. Lehet, hogy ez az időhatár kompromisszum eredménye lesz. De magyarországi, sőt Kárpát-medencebeli viszonylatban is az 1,8 M év geomorológiai vagy litosztratigráfiai, sőt biosztratigráfiai szempontból sem képvisel elég markáns és határozott földtörténeti–felszínfejlődési változást. A Szovjetunióban az Olduvai esemény (1,8 M év) és a Brunhes-Matuyama paleomágneses határ (0,72 M év) közötti – plio-pleisztocén – átmeneti időtartamot *eopleisztocén* néven az ún. antropozikumhoz csatolják. (Nyikiforova K. A. 1984.).

Table 2.

Late cenozoic geomorphological surfaces							
Polarity epoch	Stratigraphy	Travertine	Terraces	Pediment, foothill surface	Loess, paleosols fluvial, lacustr. sed.	Localities and notes	
Irrerites Matuyama Gauss Gilbert 5 6 7	Holocene	N ⁰ ₁	N ⁰ ₁			flood plain sed.	Paleosol: Mende F. 29 000 y. - (1) N ⁰ ₂ Tata: 101 000 y. (2) Paleosol: Mende B-120 000 y. (3) N ⁰ ₃ Buda, Kiscell: 190 000 y. (4) alluvial sand in old loess Paks: ~ 240 000 y. (3) N ⁰ ₄ Vérteszfölös: > 350 000 y. (2) Paleosol: Paks PD ₁ , PD ₂ both ⊕ ⊞
		N ⁰ ₂	N ⁰ _{1a}			Young loess with 5 paleosols	
		N ⁰ ₃	N ⁰ _{1b}			Upper old loess of Paks	
	PLEISTOCENE	N ⁰ ₄ ⊕	N ⁰ _{III}			2-3 paleosols	Oldest loess and paleosol (PDK) at Paks: ⊕ ⊞ ⊠ ⊡ at Dunaföldvár ⊕ ⊞ ⊠ ⊡ at Dunaalmás N ⁰ ₆ Dunaalmás Kisláng Δ N ⁰ ₇ Dunaalmás ⊞ ⊠ Upper Dunaföldvár Complex (Df ₁ -Df ₄) ⊕ ⊞ ⊠ ⊡
		N ⁰ ₅ ⊞ ⊠ ⊡	N ⁰ _{IV} ⊕			Lower part of old loess of Paks, 2 paleosols	
		N ⁰ ₆ ⊞ ⊠ ⊡	N ⁰ _V		glacis formation of the mountains foreland	Lowermost part of old loess of Paks Pink colored sand Red paleosol in N ⁰ ₆ Old alluvial fan of Kisláng	
	PLIOCENE	N ⁰ ₇ ⊞ ⊠ ⊡	N ⁰ _{VI}		Lower lying foothill surface formation N ⁰ _B	Mottled clay, sand and red clay, formation of Dunaföldvár: Paleosol (Df ₁ -Df ₆)	N ⁰ _{VII} Kemeshát, N ⁰ ₈ Dunaalmás ⊞ N ⁰ _{VIII} Kemeshát gravel N ⁰ ₉ Kőpince-hill ⊕ Pediment of Mátra Mts Oldest red clays: Dunaföldvár ⊕ ⊞ Kules ⊕ Bag, Hatvan, Gyöngyösisonta ⊞ N ⁰ _{10a} Újhegy ⊞ ⊠ ⊡
		N ⁰ ₈ ⊞ ⊠ ⊡	N ⁰ _{VII}		Climax of the pediment formation foreland of Mátra, Villány and other mountains N ⁰ _A	Optimum of the red clay formation, bentonite formation, sand formation	
		N ⁰ ₉ ⊕	N ⁰ _{VIII}		oldest alluvial fan of the Danube	Correlative sediment of pedimentation of the Mátra foothill	
	MIOCENE	N ⁰ _{10a} ⊞ ⊠ ⊡	N ⁰ _{10a} ⊞ ⊠ ⊡			fluvio-lacustrine sand, delta, dune sand formation	sand formation of Gödöllő ⊞ N ⁰ ₁₀ Gerecse-Kőhegy, Várpalota Bérháltavár sand ⊕ ⊞ N ⁰ ₁₁ Széchenyi-hill Δ N ⁰ ₁₂ Széchenyi-hill Δ N ⁰ ₁₂ Szabadság-hill Δ Travertine of Kaposcs N ⁰ ₂ Vértes-hill at Csákvár Szabadság-hill (Buda Mts) N ⁰ ₃ Balaton-Upland (Balatonfüred) Buda Mts: Diósd, Källa, Billege
		N ⁰ ₁₀ Δ			in the foreland of mountains beginning of the formations of river system	Beginning of the pediment formation	
		N ⁰ ₁₁ Δ	Marine terrace n ⁰ ₁				
		N ⁰ ₁₂ Δ	Marine terrace n ⁰ ₂				
			Marine terrace n ⁰ ₃				

Palcomagn. analysis made by:

- Pevzner, M. A.
□ Márton, P.
△ Opdyke, N. D.

Th/U and ESR analysis made by:

- (1) = Lab. Hannover, Moscow
(2) = Lab. Köln (Hennig et al.)
(3) = Lab. Debrecen (Borsy, Z. et al.)
(4) = Lab. Tallahassee/Florida (Osmond, J. K.)

Litosztratigráfiai szempontból markáns pleisztocén határnak lehet tekinteni a Kárpát-medencében pl. a (valódi) löszformáció alját, amelyet paleomágneses vizsgálatokkal közel 0,9 M évre datálunk (Pécsi M. – Pevzner M. A. 1974, Márton P. 1979.).

A magyarországi löszök fekéjében ui. olyan szárazföldi szubaerikus üledékek (szubmediterrán jellegű, vörös színű talajok és tarka agyagok – sorozata telepszik, amelynek képződéséhez túlnyomóan melegen mérsékelt és szubtrópusi paleogeográfiai körülményeket kell feltételeznünk.³ Különösen vonatkozik ez a sorozat alsó részében előforduló vörös agyag öszletre, mely kétségtelenül szubtrópusi klíma produktuma.

³ Ez a Dunaföldvári öszlet vagy formáció (Pécsi M. 1984).

Újabb értelmezésünk szerint a vörös agyag keletkezését geomorfológiai, rétegtani helyzete és a paleomágneses adati alapján a Gilbert korszak elejéig (4,5–5,0 M évvel ezelőtt) származtathatjuk (Pécsi M. 1985).

A Nagyalföldön a dévanyai fúrás szelvényében kerekén 900 és 1100 m között többször ismétlődő vörös agyag betelepülések – a paleomágneses vizsgálatok szerint – a Gilbert elejét, sőt az 5. paleomágneses korszak végét is felölelik (Rónai A. 1983, Cooke és tsai, 1979). A legidősebb neogén vörös agyag alsó része az újabb értelemben vett miocén–pliocén határt (5,4 M év) képviselheti.

Célkitűzésünk e helyen elsősorban az, hogy a Magyar-középhegység geomorfológiai szintjeinek sorozatában jelöljük meg, melyeket lehet a miocén, pliocén ill. pleisztocén időszakba sorolni.

A pannóniai abráziós szinteket (N^o1, N^o2, N^o3), ill. a rájuk települő idős édesvízi mészkő előfordulásokat (N^o11, N^o12, esetleg a N^o10) és tengerparti kavicsos deltákat – az újabb mio-pliocén határmegvonás (5,4 M év) értelmében – a miocénbe tartozónak kell tekinteni.

A magasabb hegylábfelszint, amelyen helyenként a (valódi) vörös agyag maradványai megtalálhatók, vagy ahol a 9., 10. a. sz. édesvízi mészkövek előfordulnak, a pliocén első felében képződöttnek tarthatjuk. Ide sorolhatóknak véljük az ún. fluvio-lakusztikus (Gödöllő-típusú homok, ill. kavicsos Duna-delta képződményeket is (Mogyoród–Kerepestarcsa–Rákosliget delta jellegű kavics összletek). Az előbbi helyenként vörös agyag, az utóbbi pedig édesvízi mészkővel vagy bentonit fedőréteggel is jellemzett.

Az ún. alacsonyabb hegylábfelszín-képződés főidőszaka jelentős részben szintén a felső pliocénre esett (3,5–2 M év). Ennek a Masztodonnal és lilás talajokkal jellemzett korrelatív üledékének nagyobb része úi. a Csarnótai–alsóvillányi emelethez sorolható (Kretzoi M. és tsai 1982., Pécsi M. 1985). Az alacsonyabb hegylábfelszín képződése folytatódott az alsó pleisztocénben.

Ugyancsak a felső pliocénbe, de annak második felére helyezhetjük a VIII. és VII. számmal jelölt teraszokat és az édesvízi előfordulásokat (pl. Süttő Haraszt-hegy édesvízi mészkő).

Legidősebb pleisztocén geomorfológiai szint, a VI. sz. terasz

A geomorfológiai szintek közül a Duna VI. sz. teraszát soroltuk a legalsó pleisztocénbe, ill. ez képezheti az átmenetet a plio-pleisztocén határon. A Gerecsében, Dunaal-mástól D-re a teraszokat édesvízi mészkő összletek takarják. Ezek korának meghatározására néhány szerencsés körülmény adott lehetőséget.

A VII. és a VI. sz. terazon települő édesvízi mészkő összletben 4–5 löszös réteg és egy vörös talaj is előfordul. A vörös talajból a legalsó pleisztocénbe tartozó felső villányi emeletbeli kislángi fauna került elő. Ez a mintegy 30 m vastag travertino összlet teljes szelvényében – ismételt elemzés alapján⁴ – fordított mágnesezettségének bizonyult. Figyelembe véve a dunaalmási szelvényben az édesvízi mészkőösszletek geológiai és geomorfológiai helyzetét, továbbá a paleomágneses elemzéseket, a VII. és VI. sz. teraszt befedő édesvízi mészkő képződése 1,4–1,6 millió évek között mehetett végbe (2. ábra). Így a VI. sz. terasz kora 1,6 M évnél idősebb lehet, kialakulása tehát az alsó pleisztocén elejére – közel a plio-pleisztocén határhoz (1,8 M év) – tehető.

⁴. Pevzner M. A. és Márton P. eddig még nem publikált elemzése.

A V. sz. Duna-terasz – a középhegységi szakaszon – a rátelepülő édesvízi mészkővel együtt szintén az *alsó pleisztocénhez tartozik*. A fedő travertino közel 25 m vastag. A paleomágneses elemzések az összlet felső kétharmad részében fordított, az *alsó egyharmad részében normális polaritást mutattak*. Így a fedő összlet egésze *Márton P.* elemzése szerint feltehetően a Matuyama paleomágneses korszak végén, ill. a Jaromillo esemény alatt képződött (0,73–0,9 M év). A fekjében az V. sz. Duna-terasz keletkezése kb. 1 millió éves lehet.

A IV. sz. terasz és nála fiatalabbak, a rájuk települő édesvízi mészkő fedőkkel együtt már mind a Brunhes paleomágneses korszak alatt képződtek, tehát 0,73 M évnél fiatalabbak (1. I. táblázat, valamint *Hennig és tsai, 1983, Kretzoi M. – Pécsi M. 1979, Pécsi M. és tsai 1985*).

A VII. sz. teraszokat, ill. az idős hordalékkúp-teraszokat, melyek a hegységelőterekben gyakran egy kavicsstetet is képeznek, a medencék fele pedig az idős (V. és VII. sz.) teraszokkal is konvergálnak, nehéz egymástól elkülöníteni. Ez az oka, hogy a korábbi korbeosztások ezeket együtt inkább a pliocénbe, egyes újabb törekvések szerint a negyedidőszakba sorolják. A további kutatások és egyeztetések e kérdésben nélkülözhetetlenek. Az idősebb deltakavicsoktól való elkülönítésük sem mindenütt történt meg. Ma már ui. revidálnunk kell azt a korábban általánosnak tartott nézetet, hogy a hegységkeret felől a Kárpát-medencébe benyomuló kavicsos hordalékkúpok lerakódását mind a pleisztocén kezdetével hozzuk kapcsolatba (*Sümegey J. 1955, Pécsi M. 1959, Bulla B. 1962*).

*Nem sorolhatók a negyedidőszakba azok a (valódi) vörös agyagok sem, amelyek a magasabb hegyláb felszín-maradványokra vagy löszformáció alatti szubaerikus vörös talajok és tarka agyagok bázisában rendszerint felső pannónai üledékekre települnek. Ezek az uralkodóan montmorillonittal és számottevő kaolinnal jellemzett vörös agyagok igen erős szubtrópusi málláson mentek át. Több helyen bentonittá mállott vulkáni hamu vagy tufa rétegekre települnek (Tengelic, Gyöngyösvisonta, Hatvan, Bag; *Halmi J. – Jámbor A. és tsai 1982, Pécs M. 1985, Szokolai Gy. 1982*).*

A fentebb kifejtett denudációs kronológia a Magyar-középhegység geomorfológiai szintjeiről több évtizedes megfigyeléseinkre és szélesebb, hazai és külföldi speicalisták-ból álló interdiszciplináris munkaközösség tevékenységére is támaszkodik, így több, mint munkahipotézis.

IRODALOM

- Báldi T. 1980: Az eocén-oligocén határ kérdéséről. (On the problems concerning the Eocene/Oligocene boundary.) – Őslénytani Viták, 25. 5–11.*
- Balogh, H. – Árva-Sós, E. – Pécskay, Z. – Ravasz-Baranyai, L. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. – Acta Mineral. Petr. Szeged. (előkészületben)*
- Bulla B. 1958: Néhány megjegyzés a tönkfelszín kialakulásának kérdésében. (Bemerkungen zur Frage der Entstehung von Rumpfflächen.) – Földr. Ért. 7. 3. 257–265 (magyar), 266–274 (német)*
- Bulla B. 1962: Magyarország természeti földrajza. (Physical geography of Hungary). Akad. Kiadó, Budapest, 423 o.*
- Cooke, H. B. S. – Hall, J. M. – Rónai, A. 1979: Paleomagnetic, sedimentary and climatic records from boreholes at Dévaványa and Vésztő, Hungary. – Acta Geol. Hung. 22. 1–4. 89–109. = Studies on loess, Akad. Kiadó, Budapest, 1980.*
- Halmi J. – Jámbor Á. – Ravasz-Baranyai L. – Vető I. 1982: A Tengelic 2. sz. fúrás földtani eredményei. (Geological results of the borehole Tengelic 2.) – A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, 65. 11–113.*
- Hennig, G. J. – Grün, R. – Brunnacker, K. – Pécsi, M. 1983. Th-230/U-234 sowie ESR-Altersbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. – Eiszeitalter und Gegenwart. 33. 9–19.*
- Jámbor A. 1980. A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. (Pannonian in the Transdanubian Central Mountains.) – A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve. 52. 259 o.*

- Korpás L.* 1981. A Dunántúli-középhegység oligocén–alsó miocén képződményei. (Oligocene–Lower Miocene formations of the Transdanubian Mountains in Hungary). – A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve. 64. 140 o.
- Kretzoi, M.* – *Pécsi, M.* 1979. Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin. – *Acta Geol. Hung.* 22. 1–4. 3–33. = *Studies on loess*, Akad. Kiadó, Budapest, 1980.
- Kretzoi, M.* – *Márton, P.* – *Pécsi, M.* – *Schweitzer, F.* – *Vörös, I.* 1982: Pliocene-Pleistocene piedmont correlative sediments in Hungary (based on lithological, geomorphological, paleontological and paleomagnetic analyses of the exposures in the open-cast mine at Gyöngyösvisonta). – In: *Quaternary studies in Hungary*, (Elmélet – módszer – gyakorlat, 24.) Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., Budapest, 43–73.
- Márton, E.* 1985: Tying the basalts from the Transdanubian Central Mountains (Hungary), to the standard polarity time scale. – In: *Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian Basin*, (Studies in geography in Hungary, 19.) Akad. Kiadó, Budapest, 99–108.
- Márton, P.* 1979: Paleomagnetism of the Paks brickyard exposures. – *Acta Geol. Hung.* 22. 1–4. 443–449. = *Studies on loess*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 1980.
- Pécsi M.* 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínaktana. (Entwicklung und Morphologie des Donautales in Ungarn). – (Földrajzi monográfiák, 3.) Akad. Kiadó, Budapest, 345 o.
- Pécsi M.* 1963: Hegylábi (pediment) felszínek a magyarországi középhegységekben. (Fussflächen in den ungarischen Mittelgebirgen.) – *Földr. Közl.* 11. (87.) 3. 195–212.
- Pécsi, M.* 1970: Surfaces of planation in the Hungarian mountains and their relevance to pedimentation. – In: *Problems of relief planation*, (Studies in Geography in Hungary, 8.) Akad. Kiadó, Budapest, 29–40.
- Pécsi M.* 1984: Létezik-e egymillió évesnél idősebb valódi lösz? (Is typical loess older than one million years?) – *Földr. Ért.*, 33. 4. 347–358.
- Pécsi M.* 1985: The Neogene red clays of the Carpathian Basin. – In: *Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian Basin*, (Studies in Geography in Hungary, 19.) Akad. Kiadó, Budapest, 89–98.
- Pécsi, M.* – *Pevzner, M. A.* 1974: Paleomagnetic measurements in the loess sequences at Paks and Dunaföldvár, Hungary. Paleomágneses vizsgálatok a paksi és a dunaföldvári löszösszletben. – *Földr. Közl.* 22. (98.) 3. 215–219 (angol), 220–224 (magyar)
- Pécsi, M.* – *Scheuer, Gy.* – *Schweitzer, F.* 1983: Geomorphological position and chronological classification of Hungarian travertines. – In: *Quaternary studies in Hungary*, (Elmélet – módszer – gyakorlat, 24.) Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., Budapest, 117–133.
- Pécsi, M.* – *Scheuer, Gy.* – *Schweitzer, F.* 1984: Plio-Pleistocene tectonic movements and the travertine horizons in the Hungarian mountains. – *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 17. 19–27.
- Pécsi, M.* – *Scheuer, Gy.* – *Schweitzer, F.* – *Hahn, Gy.* – *Pevzner, M. A.* 1985: Neogene-Quaternary geomorphological surfaces in the Hungarian mountains, – In: *Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian Basin*, (Studies in Geography in Hungary, 19.) Akad. Kiadó, Budapest, 51–63.
- Pinzés, Z.* 1970: Planated surfaces and pediments of the Bükk Mountains. – In: *Problems of relief planation*, (Studies in Geography in Hungary, 8.) Akad. Kiadó, Budapest, 29–40.
- Rónai A.* 1983. A Körös-medence földtörténete a negyedkorban. (Geological history of the Körös basin during the Quaternary.) – *Földt. Közl.* 113. 1–25.
- Scheuer Gy.* – *Schweitzer F.* 1984. A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei és képződésüknek geomorfológiai és geokronológiai sajátossága. – Kandidátusi értekezés tézisei. MTA FKI, Budapest, 35 o.
- Sümeghy J.* 1955: (MS) A magyarországi pliocén és pleisztocén. – Budapest, 2, 109, 7 p. Diss.
- Székely, A.* 1970: Land forms of the Mátra Mountains and their evolution with special regard of surfaces planation. – In: *Problems of relief planation* (Studies in Geography in Hungary, 8.) Akad. Kiadó, Budapest, 29–40.
- Szokolai, Gy.* 1982: Pliocene and Pleistocene formations in the open-cast mine in the Mátra Foot-hills. – In: *Quaternary studies in Hungary*, (Elmélet – módszer – gyakorlat, 24.) Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., Budapest, 75–82.

M. Pécsi

Summary

The general principle the geomorphological surface in the highest position is the oldest and the lower-lying ones are younger does not hold for all places and periods. It was observed that geomorphological surfaces of mountain margins or valley sections (e. g. older river terraces or raised beaches) were subsequently elevated into various positions through tectonic activity. Within the alpine orogenic belt certain structures (basins and ranges) underwent temporal or lasting subsidence or elevation. Thus, previously formed geomorphological surfaces were buried locally. It is common in the Hungarian medium-height mountains that some surfaces were buried before and during the Neogene several times and, subsequently, were partially or totally exhumed again.

The limestone-dolomite horsts of the Transdanubian Mountains which present tropical paleokarst features on their surface (tower karst with bauxite) under Upper Cretaceous, Eocene or locally Oligocene cover are considered remnants of Mesozoic peneplain. This planated surface is a marker morphogenetic level and existed as early as the (Middle) Cretaceous. During the burial (mostly in the Paleogene) and the partial or total exhumation parallel with the slight uplift, it did not suffer considerable deformation.

As a result of neotectonic movements of locally varying degree, the remnants of the ancient planation surface reached, in buried or exhumed state, various elevations.

The Tertiary erosional-planational surfaces are marginal geomorphological surfaces is a step-like arrangement. Neogene marine platforms and mountain margin pediments prevail all over the fringes of the Hungarian Mountains. (Pécsi, M. 1963). From the Eocene and Oligocene only traces of marginal erosion surfaces of similar origin are found locally.

Upper Miocene Pannonian marine platforms generally represent two (or three) geomorphological surfaces on the margins of horsts in the Transdanubian Mountains. In addition, at least two gravelly delatic formations can be identified (*Table 1*).

These geomorphological surfaces, however, were affected by tectonic movements in the late Neogene and early Pleistocene and acquired various positions on mountain margins. It is also characteristic that the remnants of Sarmatian or, locally, Lower Pannonian abrasion levels have lower altitudes than the Upper Pannonian raised beaches (*Fig. 1*).

Neogene marine terraces are usually in lower positions than *paleokarst surfaces on summits*. A generalized section is shown in *Fig. 2*.

In major through valleys of the Hungarian Mountains, the formation of step-like pediments and major alluvial fans was followed by the *accumulation of fluvial terrace series*. For instance, along the valley of the Danube crossing the Mountains, 6–8 terraces or geomorphological surfaces were formed (*Table 2*). Their genesis is associated with differentiated uplift in the Quaternary (up to 150–200 m) and cyclical climatic changes. Locally, *higher terraces* transformed, due to later periglacial processes, into *valley slopes, cryoplanational valley pediments*. They are only preserved where they are overlain by travertine horizons protecting them from erosion (*Fig. 2*).

In the travertine series overlying terraces VII and VI, 4–5 loessy layers and a red soil also occur. From the red soil Lower Pleistocene Kislángium fauna was recovered. This travertine series of cca 30 m thickness proved to be of reverse polarity by the repeated analyses by Pevzner, M. A. and Márton, P. not yet published. Regarding the geological and geomorphological positions of travertine horizons in the Dunaalmás profile and paleomagnetic analyses, the formation of the travertine covering terraces VII and VI is dated, 1.4–1.6 Ma B. P.

Thus, terrace VI is older than 1.6 Ma, of early Lower Pleistocene age, close to the Plio-Pleistocene boundary (1.8 Ma). The lower laying geomorphic surfaces – terraces Nos V–II are subdivided into the Pleistocene period (*Table 1., 2*).

Translated by D. Lóczy