

Geomorfológiai felszínek képződése a lepusztulás, a felhalmozódás és a lemeztektonika tér- és időbeni változásának hatására

(A Dunántúli-középhegység felszínformálódásának modellje)

PÉCSI MÁRTON¹

Abstract

Evolution of geomorphological surfaces of planation controlled by plate tectonic, erosion and accumulation cycles: A model for the geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains (Hungary)

In the Transdanubian Mountains the Mesozoic horst with bauxite-bearing ancient tropical karst found overlain by thin Upper Cretaceous or Eocene sediments are regarded remains of the Cretaceous etchplain (Fig. 3). According to their orographic position these semi-buried horsts may occur in uplifted position (summit level) and as lower steps i.e. in threshold position as well. These fundamental morphogenetic surfaces already existed in the Cretaceous and no considerable changes occurred during the subsequent repeated exhumation accompanying their uplift. It is widespread that the ancient etchplain characterised by tropical tower karst and red-clay bauxite is superimposed by Oligocene sandstone lying conformably (Fig. 4).

– It is also frequent that during exhumation only the Tertiary sedimentary cover was eroded from the horst etchplained in the Cretaceous and buried in the Tertiary, thus the exhumed ancient etchplain represents the geomorphological surface.

– There are horsts in great number covered by Eocene and Oligocene clastic rocks, on the ancient surface of which sediment movement caused not only smoothing but also considerable change in surface forms. In this case the horst is qualified as a younger reworked e.g. Oligocene geomorphic surface.

– Sometimes it is difficult to date the transformation of the exhumed horsts. The starting point may be that the surface of horsts had already been planated in the Cretaceous, the surface of those in lower position changed slightly during the Tertiary, i.e. it is inherited. The uncovered horsts of morphologically higher position underwent pediplanation during the Paleogene and became pedimented along their margins during the Neogene.

– The horsts etchplained in the Cretaceous then buried, semi-exhumed and becoming uncovered may occur at different altitudes (Fig. 5). Some types can be found e.g. at the same elevation beside each other within the mountain block. It is also frequent that the planated horsts covered by Oligocene sandstone range steplike one above the other. These surfaces at different altitudes do not represent geomorphological levels of different ages.

– Along the mountain margins the Neogene marine terraces usually represent younger geomorphological surfaces than the uplifted and exhumed horst surfaces. Nevertheless it is frequently

¹ MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.

encountered that the Pannonian marine formations overlie horsts uplifted to 400 to 500 m height which were buried in the Paleogene. Elsewhere the Upper Pannonian travertine overlies the surface of the ancient Mesozoic geomorphic surface (Balaton Highland, at ca 300 m a.s.l.).

Along the mountain margins of horsts the Late Cenozoic geomorphic surfaces (marine terraces, pediments, river terraces) were preserved by the hard cover of travertines from the subsequent erosion. Travertines were formed by karst springs on the base level. In the Transdanubian Mountains altogether 12 Neogene and Quaternary geomorphic surfaces were preserved by travertines. This phenomenon is characteristic of the mountain margins and of some larger valleys. On the valley-side terraces a lower sequence of travertines is deposited (between 120 and 250 m a.s.l.). The higher situated sequence of travertine covers the pediments and marine terraces. To determine their age, fauna remnants, paleomagnetic and absolute chronological data are available (PÉCSI, M.–SCHEUER, GY.–SCHWEITZER, F. 1988).

Bevezetés

A geomorfológiai felszín fogalomba soroljuk a lepusztulás (erózió), a felhalmozódás, esetenként a kettő együttes kombinációja, továbbá a tektonikus folyamatok közreműködése mellett kialakult sík vagy enyhén lejtő felsíkokat. Ezek képződési ideje a formaalakulás korrelatív üledékével vagy más módon közvetve datálható.

A szárazulati domborzat nagyobb egységein (morfostruktúrákon) az eróziós felszínek formálódási módja magyarázatára a 20. sz. során már néhány közismertté vált, didaktikus elméletet (tanítást, modellt) konstruáltak (DAVIS, W. M. 1906, 1922; PENCK, W. 1924; KING, L. C. 1949, 1962; BÜDEL, J. 1957 és az ő követői, közöttük BULLA B. 1958; BREMER, H. 1986).

Ilyen planációs, geomorfológiai felszín típus kialakulásának értelmezésére a Dunántúli-középhegység szerkezeti- és domborzatfejlődési története szolgált mintául. Az évtizedes geológiai és geomorfológiai kutatások eredményeként, fentebb ismertett magyarázatoktól eltérő felszínfejlődési modell kidolgozására kerülhetett sor (PÉCSI M. 1969a,b, 1970a,b, 1974, 1980, 1987a,b, 1988, 1996; SZÉKELY A. 1972; JUHÁSZ Á. 1988, 1995; KAISER M. 1996).

1. A planációs elméleteket a szakirodalomban genetikai és topográfiai szempontból meglehetősen sokféleképpen értelmezik. A tág, ill. szűk értelemben vett meghatározások alapján a planációs felszínek stabil vagy enyhén emelkedő talapzaton fekvő, nagy kiterjedésű és alacsony relief energiájú (sík) felületek, amelyeket a denudációs folyamatok alakítottak ki a kiemelkedés és lepusztulás egyensúlyi állapotában.

Amíg egyes szerzők az elegyengetett felszínek kialakulását egyetlen eróziós tényező tevékenységének tulajdonítják, mások azokat poligenetikus eredetűeknek tartják, tehát – időben és térben változó ütemű – folyamatokra vezetik vissza. Formakincsük nem csupán eróziós, de akkumulációs felszíneket is tartalmaz.

2. DAVIS a hegységfejlődés alatt hosszú, tektonikailag nyugodt időszakokat feltételezett; az eróziós időszak legvégén *peneplén* (*végső tönk*) képződik, amely azután ismételt kiemelkedik. A hegységek peremén, az erózióbázis szintjén részeneplének képződnek. Ahol és amikor a tektonikus nyugalmi fázisok nem elég hosszúak ahhoz, hogy a peneplanáció az előző ciklusban keletkezett, majd megemelkedett domborzatot lepusztítsa, ott – DAVIS szerint – a magasabb szinteken idősebb eneplének maradványai találhatók, lépcsőszerű elrendezésben.

3. A PENCK-féle *hegyláblépcső* képződése folyamán kezdetben *elsődleges tönk* (Primärumpf) alakul ki, ami azonban a davisí peneplén (Endumpf, Endpeneplane) is lehet. Az egyre terjeszkedő és időben felgyorsuló felboltozódási folyamat következtében a folyók hosszszelvénye megváltozik, a völgyperemek fokozatosan hátrálnak és a völgy – a magasabb térszínek rovására – szélesedik. A felboltozódás terjedésével egyre nagyobb térséget foglal magában és így egyre több fiatalabb lépcső kapcsolódik a legmagasabb központi boltozathoz. Az így definiált lépcsős planációs felszínek (hegyláblépcső=Piedmonttreppen) tehát egyre nagyobb területet érintő felboltozódás hatására, nem pedig elhúzódó és egyenletes kiemelkedéssel képződnek.

4. A *pedipléneket* általában a pedimentekből származtatják (MAXSON and ANDERSON 1935, HOWARD 1942; MACKIN 1970). Az ilyen formákkal kapcsolatban hívták föl az amerikai geológusok és geomorfológusok a figyelmet a klimatikus tényező döntő szerepére. Számos olyan planációs felszínt soroltak ide, amit DAVIS penepléneknak minősített. KING, L. C. (1962) végül arra a következtetésre jutott, hogy a pediplanáció a felszín lealacsonyodásának legelterjedtebb formája és a daviszi peneplén koncepcióban a periplanációnak felel meg. Így azonban KING, L. C. (1949, 1962) a pediplén fogalmat túl szélesen értelmezte, és minden kontinens tönkfelszínét a krétáig visszamenően ide sorolta. KING szerint a pediplén a szemiárid trópusi övezetre jellemző, de kevésbé intenzív formában mérsékelten nedves körülmények között is kialakulhat. Úgy vélte, hogy a száraz, fűszáraz és mérsékelten nedves éghajlati övek közötti különbség csupán a pediplén képződésének intenzitását befolyásolja.

Egy másik nyitott kérdés az, hogy mely tönkfelszín maradványok tekintendők pedipléneknak a fűszáraz zónán kívül.

5. *Trópusi tönkfelszínek*, az *etchplanáció* fogalma. WAYLAND (1937) bevezette az *etchplén* fogalmát, az *etchplanációt* a trópusi mélységi mállásnak, majd a vastag mállási réteg (regolit) erodálásának tekintette. Az elméletet BÜDEL, J. (1957) dolgozta ki és fejlesztette tovább, majd BULLA B. (1958), és LOUIS, A. (1957) módosította.

A koncepció, hogy az erózió által formált felszínek a nedves, ill. a váltakozóan nedves és száraz éghajlat alatt a legelterjedtebbek, egyre elfogadottabbá válik. Az elmélet megalkotói kiterjedt felszínek lealacsonyodását és elegyengetődését a kolloidális mállásnak valamint a nagymértékű lejtőleomosódásnak tulajdonították. BÜDEL, J. a trópusi tönkfelszín kialakulását a „kettős tönkfelszín” (doppelte Einebnungsflächen) elméletével magyarázta.

A trópusi lejtőleoblítés övezetében a mállástermékek vastagon fedik az el nem mállott kőzetből (pl. gránit) felépülő, kevésbé elegyengetett, hullámos felszínt. A regolit és az ép kőzet találkozási zónája tekinthető a tönkösödés bázisszintjének. A kettős tönkösödés tehát egyrészt a mállástermékek felszínén, másrészt ebben a mélyebb kontaktzónában játszódik le.

6. Jelen tanulmányban olyan (poligenetikus) geomorfológiai felszínek alakulásának modelljére irányítjuk a figyelmet, amelyek a lemeztektonikai orogén övek egyes morfostruktúráin formálódtak. Fejlődéstörténetük során igen jelentős horizontális elveonszolódás közben tektonikailag részekre darabolódtak, elsősorban ismételt eltemetődtek és kiemelkedtek, vagyis az eredeti planációs felszín ismételt eltemetődött, ill. újra exhumálódhatott (PÉCSI M. 1975).

7. A Kárpát-medencében a vörösiszapok medencehelyzetben lévő neogén szárazföldi üledékeket alkotnak, tarka agyag, homokos agyag, szilt és agyag közbetelepülésekkel. Ezek a rétegsorok optimális geológiai és geomorfológiai viszonyok között a késő miocéntól kezdődően az egész pliocén során képződhetek (kb. 2–5,6 m évvel ezelőtt, PÉCSI M. 1985, PÉCSI M. et al. 1988). A vörösiszap a közbetelepült rétegekkel együtt ciklikus klímaváltozás eredményeként jött létre. Szubtrópusi, félig nedves, azaz meleg-esős és meleg-száraz évszakok váltakozásával jellemezhető éghajlat alatt képződött; ezt meleg fűszáraz éghajlati periódus követte, amely véget vetett a vörösiszap képződésének, azonban kedvezett a pedimentek kialakulásának.

A röviden jellemzett *eróziós felszínek* formálódását magyarázó modelleknek számos követői, módosítói és kritikussai is vannak. Közös vonásuk az, hogy e felszínek *geológiai* *hosszú időn át*, lassú és megszakítatlan vagy periodikusan emelkedő morfostruktúrákon alakultak ki. Többnyire úgy értelmezik, hogy a domborzat legmagasabb planációs geomorfológiai felszíne a legidősebb, az alacsonyabb helyzetűek pedig egyre fiatalabbak. Ez a tény azonban nem minden domborzattípuson és nem minden geológiai időre lehet jellemző.

Tapasztalataink szerint feltételezhető, hogy a különböző folyamatokkal értelmezett planációs felszínalakulások (1–5. modellek) eltérő geográfiai, ill. paleogeográfiai környezetben jöhettek létre. Ilyen szemlélet esetén az egyes modell koncepciók általában nem világméretre érvényes planációs felszíntípusokat képviselhetnek, hanem azok többé-kevésbé genetikailag, klimatológiailag eltérő formafácieseit. Hangsúlyoznunk kell azt is, hogy a planációs geomorfológiai felszínek kialakulását értelmező valamennyi korábbi modell „*fixista tektonikai álláspont*” alapján jött létre.

A tartósan *eróziós és időszakosan akkumulációs* folyamatokkal formált poligenetikus *planációs felszíneket hordozó morfostruktúrák* a lemeztektonikai mozgások során *kialakulási helyüktől nagy távolságra elmozdulhattak*, közben különböző klímaöveken is áthaladva egymástól eltérő genezi-sű morfoftektonikai egységek környezetébe kerülhettek.

Felszínformálódás a Dunántúli-középhegységben

A Dunántúli-középhegység enyhén gyűrt, pikkelyes–törékes szerkezetű, a fő-tömegben karbonátos (mészke, dolomit) kőzetekből álló DNY–ÉK-i főirányú, és az erőteljes törések határolta sasbércek és árkos medencék sorozatából tevődik össze. A hegység D-i előterében a vastag mezozoos rétegek alatt ugyancsak vastag dél-alpi jellegű paleozoos képződmények települtek (1. ábra).

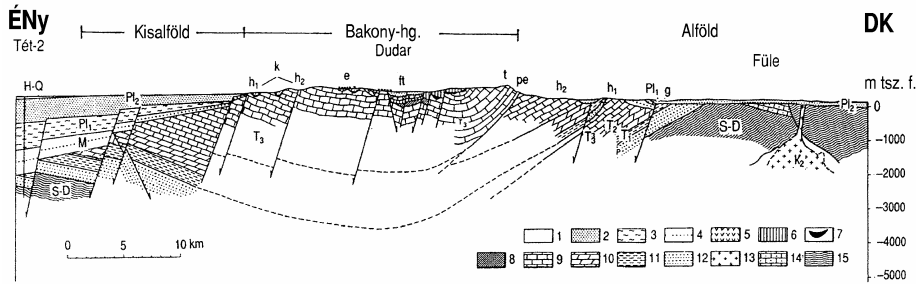
Az összehasonlító geológiai szerkezetkutatások szerint a Dunántúli-középhegység egykor része lehetett az afrikai lemez mentén, a Tethys D-i peremén már a triász végére kialakult karbonát fennsíknak. Ez utóbbi a jura és az alsókréta időben a Neotethys teljes kinyílása, majd annak összeszűkülése során rátolódhatott a képződő óceáni kéregre (a Penninikumra). A Dunántúli-középhegység időben hosszú és itt nem részletezhető, bonyolult lemeztectonikai mozgásokkal érkezett a dél-alpi zónába, ahonnan a felsőkréta–paleogén mezoalpi tektonikus ciklus alatt, lineamentek között mint mikrolemez horizontális mozgással tolódtott a Kárpát-medencébe. Mai helyzetét a geológiai és geofizikai kutatások újabb eredményei szerint a neogén közepén foglalta el (WEIN GY. 1977, 1978; HORVÁTH F. 1974, 1984; GÉCZY B. 1974; BÁLDI T. 1982; KÁZMÉR M. 1984; BALLA Z. 1988; HÁMOR G. 1989; FÜLÖP J. 1989; KOVÁCS S. 1983).

– A triász végén–jura elején a kiterjedt és valószínűleg alacsony helyzetű karbonátos táblás fennsík sasbércek–árkos szerkezetű alakult. A megsüllyedt árkokban a jurában és az alsókrétában a tengeri üledékképződés folytatódott. A jurában, de főleg a kréta időszakban ismételten hosszú ideig tartó és nagy külterületre kiterjedő szárazulati lepusztulás is folyamatban volt. *A felsőtriász mészke és dolomit kőzeteken trópusi karszt- és bauxittelepek képződtek. A kúp- és toronykarszt formálódás évszakosan nedves és száraz trópusi szavanna klíma feltételek mellett mehetett végbe a bauxit képződéssel jórészt egy időben.* A bauxit kiinduló anyaga a karsztplanációs síkság felszínére és töbreibe nem karsztos területről halmozódott át felületi lemosással, ill. kisebb vízfolyások által.

A bauxitosodás, a lateritesedés a karsztplanációs síkság formálódásával hosszú időn át lényegében együtt ment végbe. Ennek a geomorfológiai szempontból igen markáns trópusi karsztplanációs folyamatnak a formamaradványai a Dunántúli-középhegységben az alsókréta (albai) és a felsőkréta (szenon), helyenként paleogén rétegekkel elfedve maradtak vissza, megóva a későbbi lepusztulástól. Az eltemetett karsztplanációs felszínnek helyzetük szerint előfordulnak sasbércek közti síkokban, hegy-ségelőtereken és sasbérceken – kréta rétegekkel – elfedve (2., 3. ábra).

– A Dunántúli-középhegység trópusi karsztplanációs felszíne a felsőkréta és az alsóeocén közötti térszínemelkedések, részben árkos besüllyedések hatására és a változóan szubhumidus, szubaridus klímacyklusok következtében gyengén átformálódott. A sasbércek hátain lényegében megőrződött, de a peremeken pediment képződés ment végbe az eocén eleji szubaridus törmelékképződés folyamán. A dolomit toronykarsztok, ahol nem voltak elfedve, pusztultak és a bauxitok áthalmozódtak.

– A középső- és felsőeocén során a Dunántúli-középhegység szigettengerré vált. Nagyobb része folyamatosan, bár differenciáltan süllyedt, tenger öntötte el az

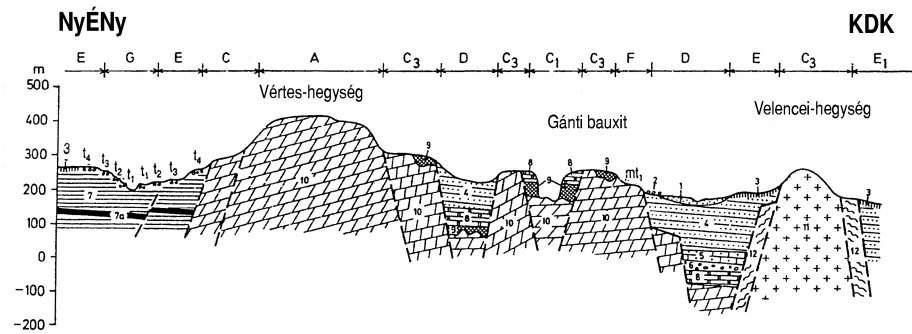


1. ábra. Geomorfológiai szintek a Bakony hegységen át (PÉCSI M. és WEIN GY. szerint). – Geológiai rétegek: 1 = holocén–pleisztocén folyóvízi homok és kavics; 2 = felsőpannóniai homok és agyag; 3 = alsópannóniai (miocén) agyag és márga; 4 = alsómiocén–felsőoligocén kavics és homok a Dudar-medencében; 5 = eocén szén és mészkő; 6 = alsókréta mészkő és márga; 7 = bauxit; 8 = jura mészkő; 9 = felsőtriász mészkő és dolomit; 10 = középsőtriász mészkő; 11 = alsótriász mészkő, márga; 12 = permii homokkő és konglomerát; 13 = felsőkarbon gránit porfir; 14 = alsókarbon konglomerát és pala; 15 = szilur–devon fillit és márvány. Morfológiai szintek: t = trópusi mállásfelszín (etchplain) kiemelt maradványa; ft = eltemetett etchplain; e = exhumált (etchplain) eróziós felszín, helyenként miocén kavicsal fedve; pe = hegységperemi (eróziós) hegyláb felszín; h₂ = pannóniai abráziós terasz; h₁ = pediment kemény kőzeten; g = pleisztocén hegyláb felszín laza kőzeten (glacis); k = átformált trópusi eróziós felszín (etchplain) küszöb helyzetben; Tét-2 = fúrás; S–D = szilur–devon; T₁, T₂, T₃ = alsó-, középső-, felsőtriász; M = miocén; Pl₁ = alsópannóniai (felsőmiocén); Pl₂ = felsőpannóniai (felsőmiocén)

Geomorphological levels across the Bakony Mountains (after PÉCSI, M. and WEIN, GY.). – Geological layers: 1 = Holocene–Pleistocene fluvial sand and gravel; 2 = Upper Pannonian sand and clay; 3 = Lower Pannonian sand and clay; 4 = Lower Miocene–Upper Oligocene gravel and sand (in the Dudar Basin); 5 = Eocene coal seams and carbonate rocks; 6 = Lower Cretaceous limestone and calcareous marls; 7 = bauxite; 8 = Jurassic limestone; 9 = Upper Triassic limestone and dolomite; 10 = Middle Triassic limestone; 11 = Lower Triassic limestone, marl; 12 = Permian sandstone and conglomerate; 13 = Upper Carboniferous granite porphyryte; 14 = Lower Carboniferous conglomerate and shale; 15 = Silurian–Devonian phyllite and marble. Morphological levels: t = uplifted remnant of tropical etchplain; ft = buried etchplain; e = erosional surface of exhumed etchplain locally covered with Miocene gravel; pe = mountain margin benchland; h₁ = piedmont surface (pediment); h₂ = Pannonian marine terrace; g = Pleistocene piedmont surface formed on moderately consolidated sediments (glacis); k = remodelled tropical etchplain in threshold position; Tét-2 = prospect drilling; S–D = Silurian–Devonian; T₁, T₂, T₃ = Lower, Middle, Upper Triassic; M = Miocene; Pl₁ = Lower Pannonian (Upper Miocene); Pl₂ = Upper Pannonian (Upper Miocene)

alacsony sasbérceket és az intramontán árkos medencéket (DUDICH E.–KOPEK G. 1980), ennek folyamán a bauxitos, karsztplanációs geomorfológiai szintek az eocénben ismét sok helyen eltemetődtek.

A felsőeocén rétegekkel elfedett karszttöbrös bauxit telepeken többen is úgy értékelik, hogy a toronykarsztos planációs síkság és bauxit képződés együtt az eocén első felében is folytatódott. Vagyis az eocénben nem csupán az áthalmozott, majd lefedett képződményekkel kell számolni (BÁRDOSSY GY. 1977; MINDSZENTY A. és társai 1984). Bár az eocén eleji dolomit breccsaképződés idején az éghajlat a toronykarszt- és bauxitképződésnek nem kedvezhetett. A szubaridus trópusi klíma során főleg törmelék képződéssel és annak időszakos vízfolyásokkal való tovaszállításával, pedimentációval lehet számolni (PÉCSI M. 1963, 1970b).



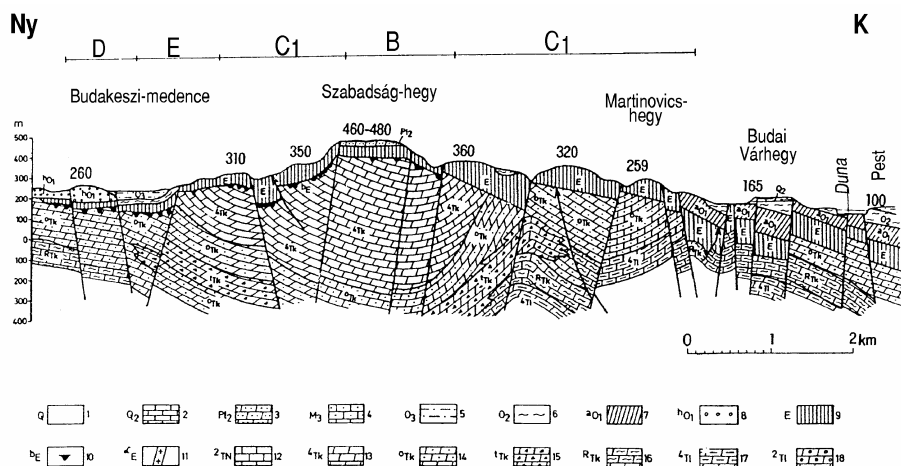
2. ábra. Geomorfológiai szintek a Vértes hegységben (PÉCSI M. szerint). – A = exhumált horst tetőszintbe kiemelve, gyengén átformált kréta időszak etchplain (eróziós felszín) maradvány; C = horst eróziós heglábfelszíni helyzetben; C₁ = teljesen elfedett horst; D = elfedett eróziós (etchplain) felszín hegységközi árokban; E = eróziós glacis teraszokkal; E₁ = pediment és eróziós glacis; F = pannóniai tengerparti terasz maradványok; G = szubmontán medence folyóvízi és glacis teraszokkal; t₁–t₄ = folyó teraszok; mt₁ = tengerparti terasz. 1 = alluvium réti talaj; 2 = hordalékkúp; 3 = löszök; 4 = pannóniai homok és szilt; 5 = szarmata rétegek; 6 = miocén kavics és homok; 7 = oligocén homok és szilt; 7a = oligocén szén; 8 = eocén mészkő; 9 = kréta bauxit; 10 = triász dolomit és mészkő; 11 = gránit; 12 = karbon metamorf kőzetek

Geomorphological levels across the Vértes Mountains (after PÉCSI, M.) – A = exhumed horst in summit position, a remnant of slightly remodelled Cretaceous etchplain; C = horst in erosional foothill position; C₁ = horst, totally buried; C₃ = horst, totally exhumed; D = buried (erosional) surface of etchplain in intermontane graben position; E = glacis d'erosion with terraces; F = remnants of marine terraces (Upper Pannonian); G = submontane basin with river and glacis terraces; t₁–t₄ = fluvial terraces; mt₁ = marine terrace; 1 = alluvium, meadow soil; 2 = alluvial fan; 3 = loess; 4 = Pannonian sandy and silty formations; 5 = Sarmatian formations; 6 = Miocene gravel and sand; 7 = Oligocene sand and clay; 7a = Oligocene lignite; 8 = Eocene limestone; 9 = Cretaceous bauxite; 10 = Triassic dolomite and limestone; 11 = granite; 12 = Carboniferous metamorphic rocks

– Az eocén–oligocén határától és az alsóoligocénben a Dunántúli-középhegység tektonikus kiemelkedése, lemeztektonikai vízszintes elmozdulás hatására, a korábban a tengervíz alá süllyedt és betemetődött hegység részek szárazulati felszínné váltak, erodálódtak, egyes hegységi szegmentek, sőt egész sasbércek exhumálódtak vagy szubszekvens pedimentációs szenvedtek. Mindenesetre szép számban maradtak olyan sasbércek, amelyeken a bauxit és a *trópusi toronykarsztos geomorfológiai felszín vastagabb eocén mészkő alatt megőrződött* (3. ábra).

– Az oligocén második felében tovább folytatódott a Dunántúli-középhegység vízszintes elmozdulása, ugyanakkor nagyon egyenlőtlen mértékű süllyedése. Erre utalnak a különböző fáciesű üledékek (törmelék, kavics, homok, agyag), amelyek a K-i irányba mozgó Dunántúli-középhegységnek a felszínére rakódtak a környező, magasabb helyzetű kristályos hegységek felszínéről.

– A miocénben (24–5,5 Ma között) a Dunántúli-középhegység és közvetlen környezete felszínének formálódásában – a többször ismétlődő tektogenetikus fázisok, a horizontális és vertikális elmozdulások, szubdukciók, erős vulkáni tevékenységek és



3. ábra. Váltakozóan eróziós és akkulációs planációs felszínek a Budai-hegységben (PÉCSI M. és WEIN GY. szerint). – B = elfedett kréta időszi eróziós felszín (etchplain) kiemelt helyzetben; C₁ = elfedett planációs felszín lépcsős helyzetben; D = elfedett eróziós felszín (etchplain) árkos helyzetben. – 1 = pleisztocén lösz és homok; 2 = pleisztocén édesvízi mészkő; 3 = pliocén édesvízi mészkő; 4 = szarmata mészkő; 5–8 = oligocén rétegek; 9 = eocén mészkő; 10 = áthalmazott bauxit; 11 = eocén dike; 12 = felsőtriász mészkő; 13 = felsőtriász fődolomit; 14–16 = felsőtriász durva dolomit, tűzköves dolomit, márga, mészkő, dolomit; 17–18 = középsőtriász rózsaszínű dolomit és diplopórás dolomit. – A hegység Ny–K szelvénye az eocén elején alacsonyan fekvő heglábi felszín-helyzetben volt, melyen előbb konglomerát, breccsa, majd áttelepített bauxit halmozódott fel. Az oligocén alatt is és a miocén folyamán is két-három ízben is megsüllyedt, majd közben kiemelkedett, legintenzívebben a pliocén és pleisztocén folyamán. A Szabadság-hegyet befedő édesvízi mészkő a pannóniai emeletben (felsőmiocén) sekélytengerparton képződött

Alternating erosional/accumulational planation surfaces of the Buda Hills (after PÉCSI, M and WEIN, GY.). – B = buried Cretaceous erosional surface (etchplain) in uplifted position; C₁ = buried planation surface in threshold position; D = buried erosional surface (etchplain) in graben position; 1 = Pleistocene loess and wind blown sand; 2 = Pleistocene travertine; 3 = Pliocene travertine; 4 = Sarmatian limestone; 5–8 = Oligocene formations; 9 = Eocene limestone; 10 = reworked bauxite; 11 = Eocene dike; 12 = Upper Triassic limestone; 13 = Upper Triassic Hauptdolomite; 14–16 = Upper Triassic coarse dolomite, cherty dolomite, marl, limestone and dolomite; 17–18 = Middle Triassic pink dolomite, Diplopora-bearing dolomite. – The west–east profile of the Buda Hills was in a low foreland position and on its surface initially conglomerate and breccia accumulated, then reworked bauxite deposited. It had subsided several times during the Oligocene and Miocene, then it uplifted, most intensely during the Pliocene and Pleistocene. Travertine covering the Szabadság Hill was formed on the beach of shallow sea during the Pannonian stage of Upper Miocene

részleges transzgressziók, regressziók következtében – az időszak végére *geomorfológiai inverzió* következett be. A hegység kis magasságba, de környezete fölé emelkedett, első ízben a harmadidőszak folyamán. A mélybe süllyedő ÉK-i részein a középső-miocénben (15–14 Ma között) andezit vulkáni hegyek épültek fel.

A miocénben megszakításokkal folytatódott a teresztikus kavicsos, törmelékes üledék felhalmozódása a Dunántúli-középhegység felszínén.

Az alacsonyabb mezozóos sasbércek és főleg az intramontán kis medencék trópusi karsztplanációs felszínmaradványai az újharmadidőszakban üledékhézagosan ismét elfedődtek. A tektonikailag emelkedő sasbérceken az ősi karsztfelszínnek részleges exhumációjára, ill. átformálódására került sor.

– A *felsőmiocén* során a szarmata, ill. a pannóniai transzgresszió (13–11 Ma) kezdetére a Dunántúli-középhegység rövidebb-hosszabb periódusokra ismételtén megsüllyedt, de D-i és É-i szomszédságának (Kisalföld, ill. Dunántúli-dombság) erősebb süllyedése miatt szárazulat maradt, ill. egy időre szigettenger lett (JÁMBOR Á. 1989). Csak egyes hegységcsoportok, ill. peremi sasbércek felszíne, intramontán árkok temetődtek be. Az őskarsztos (etchplanációs) geomorfológiai szintek a harmadidőszak során – harmad-, ill. negyedízben – kerültek az erózióbázis körüli helyzetükbe (PÉCSI M. 1970a,b).

A felsőmiocén során a Dunántúli-középhegység sasbérceinek nagyobb része időnként csupán 100–200 m-rel emelkedett a Pannon-beltenger fölé. Relatív rövid szakaszokra (pl. a szarmata–alsópannóniai határon) az emelkedés és a szubhumidus–szemiáridus klímaváltozások hatására a *pedimentációs folyamatok megélnékültek a sasbércek peremei mentén*.

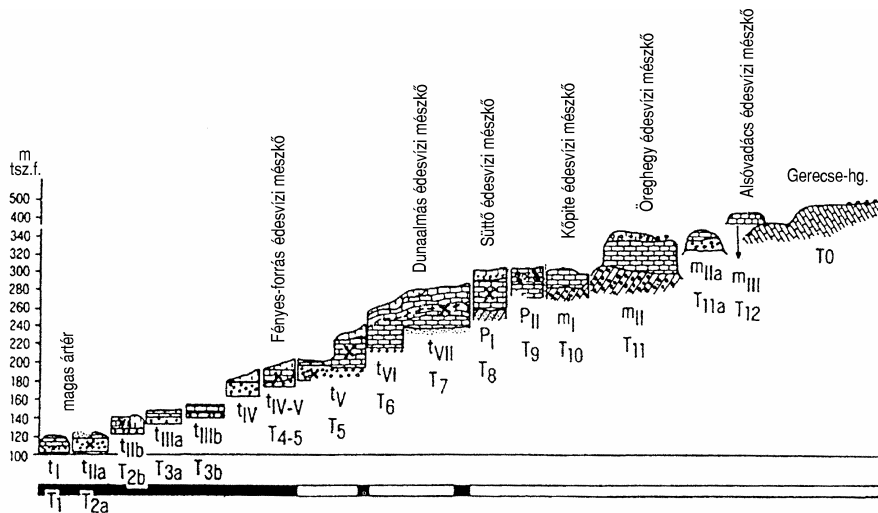
A felsőmiocén időszakból szemiáridus deflációs tevékenység formamaradványai is visszamaradtak: szélmarta és csiszolta sziklafelszínek, homokleplek, vasmásas éleskavicsok, vaskonkréciók, meridionális völgyközi hátaak jardangjai a Dunántúli-középhegységet körülölelő pannóniai dombvidékeken. Helyenként az ún. meridionális völgyekbe – a jardangok közé - még ez időszak végén fluviolakusztikus homok települt, amelyek részben betemetődtek.

A középhegységben ilyen periódusokban és főként az időszak végén kiemelkedő sasbércek részben újra exhumálódtak az oligo–miocén klasztikus üledékek alól. Helyenként lépcsős marinus teraszok formálódtak, amelyeket forrásmészkövek konserváltak (4. ábra).

– A *pliocén* kezdetétől (5,4 Ma) a felerősödő emelkedés hatására és már a miocén végén fellépő szubaridus–szubhumidus klímaváltozás következtében a Dunántúli-középhegység felszínét elfedő, korábbi harmadidőszaki, homokos, kavicsos, törmelékes összletből igen jelentős mennyiség pusztult le és telepítődött át a hegységi előterek felé. Eközben a laza molasz üledékeken széles sávban hegylábi felszín, és azok előterében kiterjedt hordalékkúp mezők alakultak ki. A szemiáridus meleg klímát feltehetően több megszakítás során szubhumidus meleg szakaszok váltogatták, ill. váltották fel. Ezek vörösayagok, tarkaayagok képződésének kedveztek, majd képződésük ciklikusan felerősödött.

A vörös- és a tarkaayagok képződésének jelentős időtartama és a vörösayag képződését biztosító meleg szubhumidus klímaváltozás okára és annak hatására domborzatunk földtörténete alakulása szempontjából még kevés figyelmet fordítottunk.

A Bakonyban a miocén végi és pliocén hegylábi felszínre finális bazaltvulkánosság során tufa és láva települt, a plio–pleisztocén során környezetükben 100–200 m pannóniai üledék hordódott el, a bazaltsapkás tanúhegyek erről tanúskodnak a Tapolcai-, a Marcal- és a Balaton medencében.



4. ábra. Geomorfológiai planációs felszínek és teraszok a Gerecse É-i előterében (PÉCSI M.–SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1988 szerint). – t_I-t_{VII} = folyóvízi teraszok lösszel és édesvízi mészkővel fedetten (T_1-T_7); P_I-P_{II} = pliocén hegyláb felszín édesvízi mészkővel (T_8-T_9) fedve; m_I-m_{III} = felsőpannóniai tengeri terasz édesvízi mészkővel takarva és megvédve ($T_{10}-T_{12}$); T_0 = ó- és újharmadidőszaki planációs felszín, amelyet oligocén–miocén pedimentáció formált, az eróziós felszínen helyenként elszórt kvarckavics fordul elő. A rétegek paleomágneses mérését MÁRTON P és M. PEVZNER végezték

Planation surfaces and terraces in the northern foreland of the Gerecse Mountains (after PÉCSI, M.–SCHEUER, GY.–SCHWEITZER, F. 1988). – t_I-t_{VII} = river terraces covered by travertines (T_1-T_7) and loess; P_I-P_{II} = Pliocene pediment surfaces covered by travertines (T_8-T_9); m_I-m_{III} = Upper Pannonian (Upper Miocene) marine terrace covered and protected by travertine ($T_{10}-T_{12}$); T_0 = Paleogene–Neogene surface of planation sculptured by Oligocene–Miocene pedimentation with scattered gravel on the erosional surfaces. Paleomagnetic analyses by MÁRTON, P. and PEVZNER, M.

– A Dunántúli-középhegység neogén és negyedidőszaki planációs geomorfológiai felszínei megmaradását (miocén abráziós teraszok, delta kavicsok, pliocén hegylábi felszínek, ill. negyedidőszaki teraszok és hordalékkúpok) több esetben kemény édesvízi mészkőösszletek védelme biztosította (4. ábra). Ezeknek a geomorfológiai felszíneknek egy része dominálónan eróziós felszín (hegylábi felszín, glaci), más típusaikat az erózió és akkumuláció együttesen alkotta. Denudációs kronológiai megítélésüket nehezíti az a körülmény, hogy kialakulásukat követően a hegységperem és előtere jelentősen eltérő vertikális tektonikus mozgást végzett. Így a Dunántúli-középhegység körüli eróziós bázis alakulását a neogén során a tektonika, a vulkanizmus és az akkumuláció helyi hatása együttesen, de nagyon változó mértékben befolyásolta. Ennek következtében ezek a geomorfológiai szintek regionálisan, ill. helyileg eltérő magassági helyzetbe kerültek.

A Dunántúli-középhegység mezozóos sásbérc sorozata a Dunakanyarban 1–1,5 km mélységben nagy vastagságú oligocén–középsőmiocén molasz üledékek alatt folytatódik. A Visegrádi-hegység és részben a Börzsöny vulkanikus képződményei a középmiocén (badeni) homokos rétegeire települtek (KORPÁS L.–LÁNG B. 1993;

JUHÁSZ E. és társai 1995). A Dunakanyar menti rétegvulkáni kúphegyek mintegy 14–15 millió évek közötti relatíve rövid idő alatt épültek fel. E fiatal molasz vályú menti vulkanizmus valószínűleg csak gátolni, de megakadályozni nem tudta az Ós-Dunának az Északi-Alpok előterében összegyűjtött vízfolyásainak, a Keleti-Alpokból és a Nyugati-Kárpátokból származó folyók vizének átáramlását, ill. hordalékainak áttelepítését az Alföld felé. (A Dunának molasz [melki] homokkal betemetett sziklamedrét, völgykanyarulatait ismertük fel a Cseh-masszívum peremén, Alsó-Ausztriában is).

Az Ós-Duna tehát nagy valószínűséggel már a neogén folyamán a Dunántúli-középhegység Buda–Pilis-hegységi sasbérc csoportjai és a Naszály sasbérce közötti molasz vályúban a felszínformáló és üledékképző tényező lehetett. E feltételezéssel véljük értelmezni a Dunakanyar-hegységek peremén a miocén kvarckavicsos deltamaradványokat és a Visegrádi-szoros legmagasabb völgyi hegyláb felszíneit, vulkáni kőzetten kialakult planációs felsíkjaikat. Mogyoródtól Délre a bentonittal, riolittufával fedett Budapest környéki jelentős elterjedésű és vastagságú delta kavicsokat is.

A negyedidőszak folyamán a Dunántúli-középhegység egyes sasbérc csoportjai különböző mértékben (maximum 200–250 m) tovább emelkedtek, ennek során völgyi teraszok, hordalékkúp-teraszok, sajátos krioplanációs glaciis felszínek alakultak, mint fiatal eróziós és akkumulációs geomorfológiai felszínek. A különböző geomorfológiai szintek száma és magassági helyzetük a hegységi előterek, medencék felé csökkennek, ill. lealacsonyodnak.

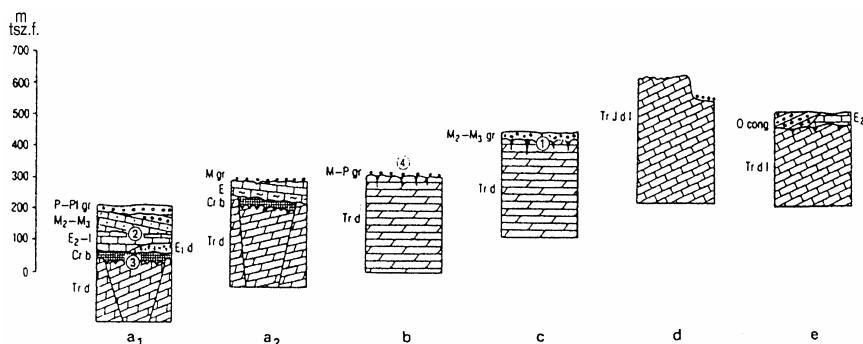
Következtetések

A váltakozóan eróziós és akkumulációs felszínformálódás modellje

Összehasonlító geomorfológiai megfigyelések figyelembevételével olyan felszínfejlődési modellt dolgoztunk ki, amely először a Dunántúli-középhegység árkos sasbércei geomorfológiai szintjei keletkezésének magyarázatára és a nevezéktan pontosítására szolgált (PÉCSI M. 1969a,b, 1970a,b, 1974, 1975, 1993, 1996).

A váltakozóan eróziós és akkumulációs poligenetikus domborzatfejlődési modell lényege, hogy az egyszer már valamilyen módon (trópusi tönkösödés, pedimentáció, pediplanáció stb.) létrejött eróziós felszínt a későbbi geológiai időszakok során ismétlődően eróziós, ill. akkumulációs folyamatok formálták tovább a tektonikailag ugyancsak ismétlődően kiemelkedő és süllyedő, ill. vízszintesen elmozduló morfostruktúrán.

E modell szerint a trópusi (torony) karsztplanációval és bauxitképződéssel a kréta időszak folyamán kiforráló eróziós felszínképződés (etchplanáció) feltételei a Dunántúli-középhegységben éghajlati, főként tektonikai szempontból a harmadidőszak elején megszűntek. A középhegység csaknem egészét ugyanis – az üledékes kőzetek részben-egészben befedték. Az eltemetődést régióként eltérően két–három ízben (paleogén, neogén, negyedidőszak) teljes, ill. részleges exhumálódás követte. A krétában kialakult karsztplanációs felszín a többszöri eltemetődés és exhumálódás során (pl. peripedimentáció, tengeri teraszképződés, hordalékkúp-képződés stb.) tovább pusztult vagy épült, ill. lepusztulási üledékekkel temetődött be. Az árkos medencékkel tagolt Dunántúli-középhegység sasbérc sorozatában a geomorfológiai felszíneket helyzetük és fejlődéstörténetük alapján öt főbb csoportba soroltuk (5. ábra):



5. ábra. A feltehetően a felsőkrétában a Dunántúli-középhegységben formálódott diszlokációs planációs felszín (etchplain) különböző geomorfológiai helyzetei a nagyobb sasbérceken és az árkos medencékben (PÉCSI M. 1970, 1996 szerint). – a₁, a₂ = eltemetett mezozóos tönkmaradvány árkos medencében; b = eltemetett eróziós felszín küszöbhelyzetben, exhumált és átformált forma; c = neogén kavicsal fedett etchplanációs eróziós felszín; d = exhumált és erodált etchplain tetőhelyzetben; e = fedett, részben exhumált, kiemelt és a harmadik időszakban átformált etchplain (trópusi mállott felszín). – P–P₁gr = pliocén–pleisztocén kavics; M₂–M₃ = miocén márga, mészkő, kavics; E₂l = középső eocén mészkő; E₁d = alsóeocén dolomit breccsa; Crb = felsőkréta bauxit; Trd = triász dolomit; MPgr = miocén–pliocén kavics; Mgr = miocén kavics; M₂–M₃gr = középső felsőmiocén kavics; Tr.Jdl = triász, jura dolomit és mészkő; O.cong. = oligocén konglomerát; 1 = trópusi mállás maradvány, kaolinnal, vörösságyaggal, bauxittal; 2 = erziós hiátus; 3 = torony- vagy kúpkaraszt maradványok bauxittal az etchplanációs felszínen; 4 = pedimentációs maradványkavics foszlányokban az etchplanációs felszínen

Geomorphological position of the dislocated planation surfaces (tropical etchplain) on the major horsts and grabens in the Transdanubian Mountains formed probably during the Upper Cretaceous (after PÉCSI, M. 1970, 1996). – a₁, a₂ = buried erosional surface (etchplain) in an intramontane graben; b = surface of planation in threshold position; exhumed and remodelled etchplain; c = etchplained erosional surface covered with Neogene gravel; d = exhumed and eroded etchplain; e = exhumed and eroded etchplain in summit position; e = covered, partly exhumed, uplifted and remodelled during the Tertiary etchplain (surface of tropical planation). – P–P₁ gr = Pliocene–Pleistocene gravel; M₂–M₃ = Miocene marl, limestone, gravel; E₂ l = Middle Eocene limestone; E₁ d = Lower Eocene dolomite breccia; Cr b = Upper Cretaceous bauxite; Tr d = Triassic dolomite; MP gr = Miocene gravel; M₂–M₃ gr = Upper and Middle Miocene gravel; Tr, J dl = Triassic and Jurassic dolomite and limestone; O cong. = Oligocene conglomerate; 1 = remnants of tropical weathering with kaolinite and red clays; 2 = unconformity; 3 = tower or conical karst remnants with bauxite on the etchplained surface; 4 = discontinuous pedimentation gravel on the etchplained surface

1. tönkös sasbérc tetőhelyzetben (semi)exhumált;
2. eltemetett tönkös sasbérc kiemelt helyzetben;
3. tönkös sasbérc küszöb helyzetben elfedve, ill. exhumálódva és átformálódva, főleg pedimentálódva;
4. eltemetett tönk medence helyzetben (kriptotönk);
5. peripedimentek, szikla pedimentek, glacisok, helyenként hordalékkúppal elfedve.

A Balaton és környéke (PÉCSI M. 1969a) és Magyarország geomorfológiai térképén (PÉCSI M. szerk. 1976, 1989), továbbá a Dunai Országok Geomorfológiai Térképén (PÉCSI M. 1977, 1980), ill. a Dunántúli-középhegység tájféldrajzi monográfiáiban

I. IDŐS ERÓZIÓS FELSZÍNMARADVÁNYOK

1. Mezozoós kúpkarstos (etchplain) felszínmaradványok
 - alsókréta agyaggal vagy mészkővel fedve, fennsíki helyzetben (a Keleti-Bakonyban), vagy küszöbhelyzetben (Halimba a Déli-Bakonyban)
 - eocén mészkővel fedve, tetőhelyzetben (a Budai-hegységben)
 - eocén mészkővel fedve (Gánt a Vértes hegységben, Nyírad a Bakonyban)
 - oligocén homokkővel fedve (a Budai-hegységben), különböző magassági szinteken
 - exhumált tönkfelszín maradványok tetőhelyzetben (Budai-hegység, Keszthelyi-hegység)
 2. Paleogén (jórészt mezozoós) tönkmaradvány oligo-miocén pedimentációval átfórtva
 - miocén kavicssal fedve, tetőhelyzetben (Farkasgyepű a Bakonyban)
 - miocén kavicsfoszlányokkal tetőhelyzetben (Öregkovács, Peskő a Gerecse-hegységben)
-

II. NEOGÉN ERÓZIÓS FELSZÍNMARADVÁNYOK

1. Miocén abráziós szintek
 - kárpáti (helvét) konglomerátos szint (Északi-Bakony előtere)
 - bádai (tortonai) partszegélyi homokos-kavicsos mészkő (Visegrádi-hegység, Börzsöny)
 - szarmata abráziós színlő (Budai-hegység, Balaton-felvidék)
 2. Pannóniai (felsőmiocén) abráziós szintek, édesvízi mészkövek
 - alsópannóniai (monaciai) abráziós színlők (Diósd–Sóskút a Budai-hegységben, Balaton-felvidék)
 - delta képződmények (preczákvári-csákvári; Billegei kavics, Kállai kavics a Balaton-felvidéken)
 - felsőpannóniai (pontusi) abráziós szint (esetleg két szint; Bakony, Vértes, Budai-hegység)
 - felsőpannóniai (csákvári–sümegei–baltavári) édesvízi mészkő két-három szintben (Nagyvázsony, Szentkirályszabadja, Várpalota a Bakonyban, Széchenyi- és Szabadság-hegy a Budai-hegységben [T₁₀–T₁₂], Újhegy, Kőhegy, Pockó [T₉–T₁₀] a Gerecsében)
 - felsőpannóniai deltakavics (Kőpíte a Gerecsében)
 - felsőpannóniai–pliocén bazaltláva hegyláb felszínre települve (esetleg két szintre bontva; Kabhegy, Somló-hegy a Bakonyban)
 3. Miocén végi–pliocén hegyláb felszínek, édesvízi mészkőtakaróval
 - pliocén (Bérbaltavárium – Ruscinium) édesvízi mészkövek hegyláb felszín alatt; helyenként lealacsonyodva kettős szintet képeznek (a középhegység peremén 360–220 m tszf-i övezetben)
 - pliocén (ruscini–csarnótai) édesvízi mészkövek hegyláb felszínén [T₉] *Mastodon borsonival* [T₈]; (Budai-hegység; süttői Haraszt-hegy a Gerecsében)
 4. Felsőpliocén kavics takarók és idős hordalékkúpok édesvízi mészkőtakaróval fedve
 - VIII. sz. Duna-terasz, csarnótai édesvízi mészkőtakaróval [T₈]; (Gerecse, Budai-hegység)
 - VII. sz. Duna-terasz alsóvillányi [T₇], felsővillányi, kislángi édesvízi mészkőtakaróval fedve (Dunaalmás a Gerecsében, kemenesháti tanúhegyteraszok)
-

III. NEGYEDIDŐSZAKI FOLYÓVÍZI TERASZOK, HORDALÉKKÚP-TERASZOK, ÉDESVÍZI MÉSzkŐSZINTEK

- VI. sz. terasz, édesvízi mészkőtakaróval fedve [T₆]; (felsővillányi)
 - V. sz. terasz (kislángi–bihari) és T₅ (középsőbihari? fordított mágnesezettségű)
 - IV. sz. terasz (középsőbihari, Vérteszölősi szakasz) > 350 Ka, édesvízi mészkő fedővel; a rétegek normál mágnesezettségűek
 - III/a sz. terasz édesvízi mészkővel fedve [T_{3a}]; ca 190 Ka (Kiscell a Budai-hegységben)
 - II/b sz. terasz (R₃–W₁) fedőben az édesvízi mészkővel, ca 125–70 Ka (Gerecse és Budai-hegység)
 - II/a sz. terasz (W₃) édesvízi mészkővel fedve, ca 26–12 Ka
 - I sz. ártér és édesvízi mészkő (holocén) ca 11 Ka
-

az eróziós és akkumulációs domborzatfejlődés nomenklatúráját alkalmaztuk mindazon geomorfológiai felszínek megnevezésére, amelyek esetében elegendő információ (kutatási ismeret) állt rendelkezésünkre a modell elvei és kritériumai szerint. Felszínfejlődést értelmező és minősítő modellünk a geomorfológiai lepusztulás-szintek, az eltemetett felszínek és az újra exhumálódó és ismét lepusztuló geomorfológiai felszínek egymásra épülését, ill. egymásból származó policiklikus folyamatát magyarázza és feltárja a változások főbb szakaszait (PÉCSI M. 1983, 1988).

Jó három évtizeden át ez irányban végzett globális megfigyeléseink és tapasztalataink alapján úgy tűnik, hogy a fenti magyarázat nem csak a Kárpát-medencén belüli egyes középhegységek fejlődésmenete értelmezésére lehet érvényes, hanem alkalmazni lehet az alpi–dinári hegységrendszerre, továbbá az egyes európai őshegységekre, valamint más kontinensek egyes hegységeire és masszívumaira nézve is.

A különböző korú geomorfológiai szintek egymásutáni sorozatát – a denudációs és akkumulációs kronológia elvi, metodikai eljárásainak alkalmazásával – példaként a Dunántúli-középhegység egységeiben (1. táblázat) és Magyarország geomorfológiai térképén (1. Magyarország Nemzeti Atlasza 30. térképén és magyarázóján PÉCSI M. és társai 1989) tudtuk kimutatni. Az itteni unikális körülményről több esetben és helyen, magyar és idegen nyelven számot adtunk. Összefoglaló jelleggel legutóbb a Dunántúli-középhegység monográfiáiban (PÉCSI M. 1987a,b; JUHÁSZ Á. 1988) magyarul, ill. angol nyelven (PÉCSI M. 1970, 1976, 1988, 1996; PÉCSI M.–JUHÁSZ Á. 1990; PÉCSI M.–SCHWEITZER F.–SCHEUER GY. 1988).

A Gerecsében, a Budai-hegységben és a Pilisben az egymástól jelentősen különböző geomorfológiai (tektonikai) helyzetű idős felszínmaradványok mellett – egy-egy szelvényben – fiatalabb geomorfológiai szintek helyenként csaknem hiánytalanul is kimutathatók voltak. A hegységelőterben a magasabb szinteket 3–4 neogén tengeri abrúziós terasz és delta, 1–2 hegyláb felszín, 4–6 negyedidőszaki folyóvízi terasz képviseli (4. ábra). Jellegzetességük, hogy e geomorfológiai szinteket a rájuk települő *édesvízi mészkő* ellenálló rétegei védték meg a későbbi lepusztulástól. Ily módon a részletesen és komplexen analizált geomorfológiai szintek a Dunántúli-középhegység hosszú szakaszos domborzatfejlődésének a rekonstruálásához nyújtottak lehetőséget (PÉCSI M. 1974, 1975, 1983; PÉCSI M. és társai 1985; PÉCSI M. 1988; KRETZOI M.–PÉCSI M. 1982; SCHWEITZER F.–SCHEUER GY. 1988). A geomorfológiai szintek kronológiai minősítésével a felsőkainozoikum domborzatfejlődésének vázát sikerült körvonalazni.

IRODALOM

- BALLA, Z. 1988. Tertiary paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region in the light of the Miocene rotation kinematics. – *Földt. Közl.* 139. pp. 67–98.
- BÁLDI T. 1982. A Kárpát-Pannon rendszer tektonikai és ősföldrajzi fejlődése a középső terciárban. (49–19 millió év között) (Tectonic and paleogeographic evolution of the Carpatho-Pannonian system in the middle Tertiary, between 49–19 Ma BP.). – *Óslénytani Viták*, 28. pp. 79–155.
- BÁLDI, T.–KÓKAY, J. 1970. Die Tuffitfauna von Kismaros und das Alter des Börzsönyner Andesitvulkanismus. – *Földt. Közl.* 100. pp. 274–284.

- BÁRDOSSY GY. 1977. Karsztbauxitok (Karstic bauxites). – Akad. Kiadó, Bp., 413 p.
- BREMER, H. 1986. Geomorphologie in den Tropen – Beobachtungen, Prozesse, Modelle. *Geoökodynamik*. 7. pp. 89–112.
- BULLA, B. 1958. Bemerkungen zur Frage der Entstehung von Rumpfflächen. – *Földr. Ért.* 7. 3, pp. 266–274.
- BÜDEL, J. 1957. Die «doppelten Einebnungsflächen» in feuchten Tropen. – *Zeitschr. für Geomorph.*, N.F. 1. pp. 201–228.
- DAVIS, W. M. 1906. *Geographical Essays*. – Ginn, Boston. New edition: 1954, Dover, New York, 777 p.
- DAVIS, W. M. 1922. Peneplains and the geographical cycle. – *Bull. of Geol. Soc. America*. Baltimore. Vol. 33. pp. 587–598.
- DUDICH E.–KOPEK G. 1980. A Bakony és környéke eocén ösföldrajzának vázlata (A sketch of the paleogeography of the Bakony Mountains and its surroundings). – *Földt. Közl.* 110. pp. 417–431.
- FÜLÖP J. 1989. Bevezetés Magyarország geológiájába (Introduction in Geology of Hungary). – Akad. Kiadó, Bp., 246 p.
- GÉCZY B. 1974. Lemeztekonika és a paleontológia (Plate tectonics and paleontology). – *Földtani Kutatás*. 17/3. pp. 17–20.
- HÁMOR, G. 1989. Paleogeographic reconstruction of Neogene plate movements in the Paratethyan realm. – *Acta Geol. Hungarica*, 27/12. pp. 5–21.
- HORVÁTH, F. 1974. Application of plate tectonics to the Carpatho-Pannonian Region. – *Acta Geol. Hungarica*. 18. pp. 243–255.
- HORVÁTH, F. 1984. Neotectonics of the Pannonian basin and the surrounding mountain belts of the Carpathians and Dinarides. – *Ann. Geophys.* 2. pp. 147–154.
- HOWARD, A.D. 1992. Pediment passes and the piedmont probleme. – *Journ. Geomorph.* 5, pp. 1–31.
- JÁMBOR, Á. 1989. Review of the geology of the s.l. Pannonian formations of Hungary. – *Acta Geol. Hungarica*. 32, pp. 269–324.
- JUHÁSZ Á. 1988. A Bakonyvidék (The Bakony Region). – In: ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. (szerk.): A Dunántúli-középhegység B. Magyarország tájféldrajza 6. Akad. Kiadó. Bp., pp. 31–101.
- JUHÁSZ, Á. 1995. The geomorphology and relief types of the Bakony Mountains. – *Acta Geogr., Geol. et Meteor. Debrecina. Proceedings of the session of the Carpatho-Balkanian Geom. Comm. held at Visegrád in Hungary on April 16 1994. Debrecen.* pp. 33–45.
- JUHÁSZ, E.–KORPÁS, L.–BALOGH, A. 1995. Two hundred million years of karst history, Dachstein Limestone, Hungary. – *Sedimentology*, 42. pp. 473–489.
- KAISER, M. 1997. Geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. – *Zeitschr. für Geomorph. N. F. Supplementband 110*. pp. 1–14.
- KÁZMÉR M. 1984. A Bakony horizontális elmozdulása a paleocénben (Horizontal displacement of the Bakony Mountains during the Paleocene). – *Általános Földtani Szemle*, 20. pp. 53–101.
- KING, T. C. 1949. The pediment landforms: some current problems. – *Geological Magazine* 86. pp. 245–250.
- KING, L.C. 1962. *Morphology of the Earth*. – Oliver & Boyd. Edinburgh and London. 699 p.
- KORPÁS, L.–LÁNG, B. 1993. Timing of volcanism and metallogenesis in the Börzsöny Mountains, Northern Hungary. – *Ore Geology Reviews*. 8. pp. 477–501.
- KOVÁCS, S. 1983. The „Tisza Problem” and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of the Early Mesozoic facies zones. – *Anuaral Inst. Geol., Geofisic.* 60. pp. 75–83.
- KRETZOI M.–PÉCSI M. 1982. A Pannóniai-medence pliocén és pleisztocén időszakának tagolása. – *Földr. Közl.* 30 (106.) 4. pp. 300–326.
- LOUIS, A. 1957. Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimamorphologie. – *Geomorphologische Studien, Mahatschek Festschrift*. Berlin. pp. 19–26.
- MACKIN, J. H. 1970. Origin of Pediment in the Western United States. – In: PÉCSI, M. (ed.): *Problems of relief planation (Studies in Geography in Hungary, 8)*. Akad. Kiadó, Bp., pp. 85–105.
- MAXON, J. M.–ANDERSON, G. H. 1935. Terminology of surface forms of the erosion cycle. – *Journ. of Ecology*, 43. pp. 88–96.

- MÁRTON, P.–SZALAY, E. 1981. Mesozoic paleomagnetism of the Transdanubian Central Mountains and its tectonic implications. – *Tectonophysics*. 72. pp. 129–140.
- MINDSZENTY A.–KNAUER J.–SZANTNER F. 1984. Az iharkúti bauxit üledékfeldtani jellegei és felhalmozódási körülményei (Sedimentological features and the conditions of accumulation of the Iharkút bauxite deposit). – *Földt. Közl.* 114, pp. 19–48. (English summary: pp. 41–44)
- MCGEE, W. J. 1897. Sheetflood erosion. – *Bull. Geol. Soc. America*. 8. pp. 87–112.
- PENCK, W. 1924. *Die Morphologische Analyse*. – Stuttgart. 277 p.
- PÉCSI M. 1963. Hegylábi (pediment) felszínek magyarországi középhegységekben. (Summary in German: Fußflächen in der Ungarischen Mittelgebirge). – *Földt. Közl.* 11. (87.) 3, pp. 195–212.
- PÉCSI M. 1969a. A Balaton tágabb környékének geomorfológiai térképe (Geomorphological map of the broader environs of Lake Balaton). Kísérlet Magyarország áttekintő (1:300.000-es) geomorfológiai falitérképének elkészítéséhez. – *Földt. Közl.* 17. (93.) 2, pp. 101–112.
- PÉCSI M. 1969b. A hegységek és előterük lepusztulásformáinak kutatásáról rendezett nemzetközi szimpózium főbb eredményei (The geomorphological and terminology problems of the denudation features of middle mountains and their pediments). – *MTA Föld- és Bányászati Tud. Oszt. Közl.* 2. pp. 319–321.
- PÉCSI, M. 1970a. Geomorphological regions of Hungary. (Studies in Geography in Hungary 6.), Akad. Kiadó, Bp., 45 p.
- PÉCSI, M. 1970b. Surfaces of planation in the Hungarian mountains and their relevance to pedimentation. – In: PÉCSI, M. (ed.): Problems of relief planation. (Studies in Geography in Hungary 8). Akad. Kiadó, Bp., pp. 29–40.
- PÉCSI M. 1974. A Budai-hegység geomorfológiai kialakulása, tekintettel hegytípusaira (Geomorphic evolution of the Buda Mountains and its mountain types). – *Földt. Ért.*, 23. 2, pp. 181–192.
- PÉCSI, M. 1975. Geomorphological evolution of the Buda Highland (Hungary). – *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 9. Kraków. pp. 37–52.
- PÉCSI M. 1976. Magyarország geomorfológiai térképe (The geomorphological map of Hungary. 1 : 500 000. Legend). – *Földt. Közl.* 24. (100.) 1–2, pp. 34–41. (in Hungarian), pp. 42–44. (in English)
- PÉCSI, M. 1977. Geomorphological map of the Carpathian and Balkan regions (1 : 1 000 000) + Part of the 1 : 1 000 000 scale geomorphological map of the Carpathian region. – *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 11. pp. 3–31.
- PÉCSI, M. 1980. Erläuterung zur geomorphologischen Karte des «Atlases der Donauländer». – *Österreich. Osthefte*, 22. 2. pp. 141–167.
- PÉCSI M. 1983. A Dunántúli-középhegység sasbérc felszínei és a denudációs kronológia (Horsts in the Transdanubian Mountains and denudation chronology). – *Földt. Ért.* 32. 3–4. pp. 504–505.
- 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. Akad. Kiadó, Bp., pp. 89–98.
- PÉCSI M. 1987a. Domborzat (Relief). – In: ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. (szerk.): A Dunántúli-középhegység, A. Magyarország tájféldrajza 5. Akad. Kiadó, Bp., pp. 140–176.
- PÉCSI M. 1987b. Domborzatfejlődés és a geomorfológiai szintek korrelációja (Relief evolution and correlation of geomorphological levels). – In: ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. (szerk.): A Dunántúli-középhegység A. Magyarország tájféldrajza 5. Akad. Kiadó, Bp., pp. 131–139.
- PÉCSI M. 1988. Geomorfológiai szintek kora a Magyar-középhegységben. (Summary in English: Age of geomorphological surfaces in the Hungarian Mountains.) – *Földt. Közl.* 36, (112.) 1–2, pp. 28–41.
- PÉCSI, M. 1993. Landform evolution model of alternating erosional-accumulational geomorphic surfaces. – *Indian Journ. Lands. Syst. Ecol. Studies*. 16 (2). pp. 1–7.
- PÉCSI, M. 1998. Evolution of surfaces of planation: Example of the Transdanubian Mountains, Western Hungary. – In: LÓCZY, D. (ed): Trends and Achievements in Physical Geography. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 21. (1) pp. 61–69.

- PÉCSI, M.– JUHÁSZ, Á. (eds) 1990. Excursion Guide. Symposium and Field Excursion in Bakony Mountains. First Hungarian-Slovene Geographical Seminar., 27-28 September 1990, Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sc., Bp., 65 pp.
- 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. (Studies in geography in Hungary 19.) Akad. Kiadó, Bp., pp. 51–63.
- 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 Carpathian Regions. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., Bp., pp. 11–41.
- SCHWEITZER F.–SCHEUER GY. 1988. A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei (Travertines in the Gerecse and Buda Hills). – Földrajzi Tanulmányok, 20. Akad. Kiadó, Bp., 129 p.
- SZÉKELY A. 1972. Az elegyengetett felszínek típusainak rendszere magyarországi példákon. (Summary in German and in English: A system of planation surface type on examples from Hungary). – Földr. Közl. 20 (96.) 1. pp. 43–59.
- WAYLAND, E. J. 1937. Peneplains and some erosional platforms. – Bull. Geol. Survey Uganda, Ann. rest. Bull., 1. pp. 77–79.
- WEIN GY. 1977. Magyarország neogén előtti szerkezetföldtani fejlődésének összefoglalása (A review of pre-Neogene tectonics in Hungary). – Földr. Közl. 25. (101.) pp. 302–328.
- WEIN GY. 1978. A Kárpát-medence kialakulásának vázlatja (An outline of the evolution of the Carpathian Basin). – Ált. Földtani Szemle. 11. pp. 5–34.