

Planációsfelszínek vizsgálata földtani-geomorfológiai módszerekkel, valamint DTM analízissel a Dunántúli középhegység példáján

A 106197 számú OTKA projekt zárójelentése

Tartalom

Ábrajegyzék	1
Rövid összefoglalás	3
Bevezetés	5
Planációs felszínek vizsgálata	6
Etchplain, pediplain, pediment, glacis értelmezése.....	7
Etchplain/kettős tönkfelszín/trópusi tönk.....	7
Hegységelőtéri felszínek, hegyláb felszínek	10
A Dunántúli-középhegység területén a domborzati formák szerint megkülönböztethető planációs felszínek típusai.....	13
I. A DKH tönkfelszíneinek összefoglaló értékelése	14
II. A DKH hegyláb felszíneinek (pediment, glacis) összefoglaló értékelése.....	23
Digitális terepmodell feldolgozása.....	26
Beadás előtt álló, befejezés előtt álló publikációk	31
Irodalom	32

Ábrajegyzék

1. ábra Thomas (1989a) etchplain kategóriákat áttekintő táblázata	8
2. ábra: Aktív hegységperemi vető és előtere sematikus blokkdiagramja. A vasalótalp (triangular facet) felületek jelzik a recens mozgásokat (Bull 1977 in Gutierrez 2005)	10
3. ábra: Pediment (balra) és knickzónája (jobbra) kréta homokkővön a Líbiai-sivatagban.....	11
4. ábra: Birot, Dresch (1966) hegyláb felszín típusokat bemutató ábrája	11
5. ábra: pediment és glacis Derruau (1965) szerint. Felül pediment alul puha kőzetén kialakult denudációs glacis. A glacis bemutató ábrából kitűnik, a glacis knickzónája a „Glacis d'érosion de revers” esetében nem hátrál, hanem előrehalad az előtér irányában.....	12
6. ábra: Birot, Dresch (1966) ábrája vető mentén kialakuló knick zónával	12
7. ábra: A DKH karsztbauxittal borított etchplainjének ösföldrajzi helyzete a bauxit forrásterülete és az üledékgyűjtő között (Haas 1991)	15
8. ábra: A kréta planációs felszínek feltételezhető elterjedési területe. Jelmagyarázat: 1 - kis fokú metamorfózison átesett összletek; 2 - tercier fedő; 3 - mezozoos karbonát felszín tercier fedő alatt; 4 - mezozoos karbonát felszín; 5 - albai etchplain feltételezhető kiterjedése; 6 – szenon felszín feltételezhető kiterjedése; 7 – bazalt; 8 – másodrendű kainozoos oldaleltolódás; 9 – granitoidok; 10 – nem karbonátos perm– mezozoos alaphegység; 11 – szenon bauxit; 12 – szenon és eocén bauxit; 13 – albai bauxit (Haas, Jocháné Edelenyi (1980), Haas et al. (2010) felhasználásával).....	16
9. ábra: Az óbaroki oligocén bauxit feltárása.....	18

10. ábra: A Vízvörös-tó környékének triász felszíne. A szelvényen látható megtörések a triász felszíni elterjedésének és a geofizikai térképnek az összeillesztéséből származnak . 19
11. ábra: Meredek falú, mély töbrök a DKH területén és a Dél-Franciaországban, a Causse de Larzac felszínén. A - 100 méter mélységet meghaladó töbr felszíne és környezete az Uzsa-erdőben; B - Cserszegtomajon, a Pajtika-tetőn a kaolinites agyag kitermelésével feltárt töbr, jelenleg szeméttel feltöltve; C – Ismertető tábla a a töbr mellett a Causse de Larzac. Az ismertetés szerint jelenlegi aktív kapcsolat mutatható ki a völgytalp és a töbr között; D – Három sotch a Causse de Larzac felszínén a Google Earth képén. A kép bal alsó sarkában a vörösayagos felszín is látható..... 20
12. ábra: A Cévennes metamorf, kristályos masszívuma és a Causse érintkezése. A – a Causse vörösayaggal kitöltött töbrs felszíne; B – Kristályos kőzet eluviális málladéktakarójának maradéka a Cévennes Ny-i peremén; C – A Causse és a Cévennes érintkezése. A völgyek bevágódása előtti állapotban a málladék a Causse felszínére szállítódott. 21
13. ábra: A Vértes (A) és Keszthelyi-hegység (B) sík, tagolatlan felszíneit jellemző profilok dolomit felszínen..... 21
14. ábra: A gránit mállási formái a Velencei-hegységben. A kaolinit-tartalmú gránitmurva és a mállási front környezetét jelző magkövek feltárása a Sorompó-völgy fölött. 22
15. ábra: Pedimentben folytatódó glaci Bicske mellett (Csillag, Fodor 2008) M3 = felső-miocén Pannon-tavi összlet, M2 = szarmata Tinnyei Mészke, Ol = oligocén 23
16. ábra: Várpalota és Bakonykúti környéki pediment. A fotón (a) jól láthatóak a triász dolomit lenyesett rétegefejei és a terepen is észlelhető lejtőmegtörés, a knick zóna (fekete vonallal kiemelve az ábrákon). A topográfiai szelvényen (b, A-B jelöléssel a DTM-en) és a terepmodellen (c) ugyancsak látható a lejtőszög változása. 1 – felső-triász dolomit; 2 – pannon-tavi üledékek 24
17. ábra: A DKH planációs felszíneinek elterjedése. A térkép a felszíni előfordulásokat és környezetüket ábrázolja, mint lehetséges felszíni előfordulási területeket. E - eocén etchsurface; K1 – albai etchsurface; K2 – késő-kréta etchsurface; M_c – miocén etchsurface karbonátkőzetben, ritkán perm homokkővön; M_g – miocén etchsurface grániton; M_p – miocén pediment triász dolomiton; M_sik – miocén lenyesett sík planációs felszínnek helyenként pannon fedővel; Ol – oligocén etchsurface..... 26
18. ábra: Relief térkép (2050*2050 m ablak) a Vértes földtani térképén ábrázolt planációs felszínekkel. A planációs felszínek és az alacsony relief értékek (kék színnel) jó egyezést mutatnak. Aszaggatott vonallal határolt területek potenciális denudációs felszínek. 28
19. ábra: lineaments térkép, völgyek, gerincek, lejtőmegtörések alapján vetőkkel és hosszúság alapú rózsadiagramokkal..... 29
20. ábra: A) osztályozott lejtőszög térkép a planációs felszínekkel és szerkezeti vonalakkal. B) domináns kitettség a lineamentek feltüntetésével..... 30
21. ábra:osztályozott "profile curvature" térkép a planációs felszínekkel (fehér vonallal határolva és a szerkezeti vonalakkal (fekete színnel jelölve)..... 31

Rövid összefoglalás

Az OTKA projekt keretében végzett munka eredményei az alábbiakban foglalhatók össze.

A Dunántúli-középhegység planációs felszíneit a nemzetközi szakirodalomban elfogadott szempontok szerint újraértelmeztük.

Megkülönböztettük a karbonátos térszíneken „solutional etching” folyamatokkal kialakult etchplaineinek maradványait a kristályos és metamorf kőzetek felszínén mállási folyamatokkal kialakult etchsurface maradványaitól (Velencei-hegység).

A legidősebb, albai felszín részeként azonosítottuk a Kepekői Tagozat tűzköves agyag málladékaival borított felszíneket Úrkút környékén. A málladék jellegében azonos a planációs felszínnek málladékaként értelmezett, franciaországi tűzköves mészkő előfordulások felszínén leírt „argile à silex” képződménnyel.

Cirkonon mért korrall pontosítottuk az iharkúti bauxit korát.

A Kepekői Tagozathoz hasonló tűzköves agyag települ a Dachstein Mészkő felszínén a Gerecsében, Tardos környékén. Ebben az esetben a középső-eocén bázisán települnek a rétegek, ami az eocén etchplain maradványainak felszínét igazolja előfordulási területén.

Ugyancsak cirkon korok alapján az Óbaroki Bauxit kora késő-eocén–kora-oligocénnek bizonyult.

Cirkonokon végzett kormeghatározással numerikus adatokkal határoztuk meg a Keszthelyi-hegység (Cserszegtomaji Kaolinit Formáció, 18–14 Ma) és az Uzσαι-erdő mélytöbreinek (20–16 Ma) és a Nagyvázsöny valamint Szentkirályszabadja környéki vörösayagoknak (Vöröstói Formáció, 18–10 Ma) a korát. A vizsgálatok egyben azt is kimutatták, hogy az Uzσαι-erdő töbreit kitöltő összlet jellegében közelebb áll a Vöröstói Formációhoz, mint a Cserszegtomaji Kaolinithez, ellentétben a korábbi felfogással. A vizsgálatok szerint a Vöröstói formáció anyaga a Bakony területéről áthalmozott kréta és eocén bauxit, nem a Dunántúli-középhegységen kívülről szállítódott mai helyére. A Keszthelyi-hegység töbreit kitöltő anyag hullott vulkáni anyag málladéka. Mállási feltételei a miocén klímaoptimum során voltak adottak.

A Velencei-hegységben a kora-oligocén barittelérek képződési környezete alapján mintegy 300-400 m vastag összlet lepusztulását mutattuk ki. Ennek alapján az etchplanáció a gránit felszínén a miocén során zajlott, kapcsolódva a miocén klíma optimum meleg-nedves klímájához.

Nem csak koruk, hanem domborzatuk szerint is elkülönítettük a tönkfelszínek maradványait. Mélykarsztos, 100 métert is meghaladó mélységig tagolt tönkfelszínek maradványai a szenon iharkúti telepek és a Keszthelyi-hegység, Uzσαι-erdő töbrei. Az albai, eocén felszínek kevésbé tagoltak. A Nagyvázsónyi-fennsík, Veszprémi-fennsík ugyancsak kevésbé tagolt, mint a legerősebben tagolt felszínek.

Az etchplaineik jellemzően a nagy kiterjedésű, tektonikailag nyugodt kontinentális felszíneken alakulnak ki. A mállási, oldódási folyamatok, klimatikus feltételek, amelyek hozzájárultak a Dunántúli-középhegység etchplainjeinek kialakulásához, azonosak a klasszikus, kontinentális etchplaineik keletkezésének feltételeivel. Azonban az aktív orogén területeken a planációs folyamatok területi kiterjedése korlátozott, a kialakuló felszínek kisebbek, a folyamatok időtartama sokkal rövidebb is lehet. Külön nevezéktan bevezetése véleményünk szerint nem

indokolt, azonban a különbségek jelentősek. Nem folyamatosan alakul ugyanaz a felszín, hanem a felszínek betemetődnek, exhumálódnak, sokszor teljes mértékben erodálódnak, új felszín keletkezik helyükön, szórványosan megőrizve az idősebb felszínek reliktumait. Így mozaikszerű lesz a felszínek együttese, amire kiváló példa a Dunántúli-középhegység.

Várpalota és Bakonykúti környékén késő-miocén, a Pannon-tó erózióbázisához illeszkedő pedimentet mutattunk ki. Formája, tulajdonságai a Földközi-tenger környékén ismert, karbonátos kőzeteken kialakult felszínekkel azonosak.

A Dunántúli-középhegység hegylábfelszíneinek legnagyobb része glacis. A különböző glacis típusok közül a vizsgált területen a hegységi területtel vetők mentén érintkező felszínek vannak jelen szinte mindenütt. Az általános felfogás szerint a glacis és a pediment azonos folyamatokkal, hasonló módon formálódik laza üledéken előbbi, szilárd kőzeten utóbbi. Ezzel szemben véleményünk szerint alapvető különbségek vannak a pediment és glacis között. A pedimentek nagy kiterjedésű felszínek is lehetnek, a kontinentális területeken Lester King elmélete szerint a hátráló erózióval formálódó pedimentek pediplainné olvadnak össze. Lényeges szempont, hogy a hátráló erózió a hegységet alkotó kemény kőzeteken folyik. Ezzel szemben a glacis szelektív denudációval formálódik, a laza képződményeken. A knick zóna ebben az esetben a kemény és laza kőzetek határához igazodik. A Dunántúli-középhegység esetében a peremi vetők a glacis gyökér zónái, gyakorlatilag nem történik elmozdulás. Az orogén területeken a molassz jellegű összletek a hegységperemeken kedvező feltételek biztosítanak a glacis kialakulásának.

A Vértes és a Gerecse Ny-i előterének glacis felszínei a Duna teraszaihoz csatlakoznak. A teraszok kora így a hozzátartozó glacis korát is megadja. A Gerecse környezetében 11 késő-pliocén–pleisztocén teraszt mutatott ki a földtani térképezés. A legidősebb teraszokhoz nem lehetett hegylábi síkokat kapcsolni, a 6. terasszal kapcsolódó glacis a legidősebb.

Elkészítettük a Vértes nagy felbontású, számos adat alapján pontosított terepmodelljét. Számos digitális geomorfológiai paraméter vizsgálata történt meg: (1) tengerszint feletti magasság adatok statisztikai vizsgálata; (2) szinguláris pontok meghatározása: helyi minimum (gödör), helyi maximum (csúcs), nyeregpont és vízszintes térszín (nincs lefolyás); (3) normál pontok: a gradiens vektor nagysága (lejtőszöge) és iránya (lejtő kitettsége), valamint a görbületek: gradiens irányú görbület, tangenciális görbület, és (4) völgyvonalak és gerinc (vízgyűjtő határ) vonalak.

A digitális terepmodell feldolgozás és a Vértes földtani térképének együttes értelmezést is elvégeztük. Jó egyezés mutatkozott a két módszerrel kijelölt planációs felszínek esetében. A peremi területeken a lineamensek iránya elsősorban a pleisztocénben az ÉNy-i szél felszínformáló hatását mutatja. A Vértes belsejében a meredek ($>15^\circ$) lejtők részben a vetőkhöz, részben a mélyen bevágódott völgyekhez köthetők.

Bevezetés

Az OTKA projekt fő célkitűzései megvalósultak. A planációs felszínek különböző típusait mutattuk ki, írtuk le a Dunántúli-középhegységben. A tönkfelszínek „klasszikus”, mállási folyamatokkal kialakult és oldódásos folyamatokkal keletkezett felszíneit elkülönítve írtuk le. A felszínmaradványokat koruk, keletkezési idejük során kialakult domborzatuk szerint is megkülönböztettük. A hegylábfelszínek esetében ugyancsak megtörtént a nemzetközi irodalomban megkülönböztetett eltérő jellegű formák kimutatása, leírása a projekt munkája során.

Jelentős előrelépés történt a felszínmaradványok korának meghatározásában. A tönkfelszínek esetében a Göttingeni egyetemmel létrejött együttműködés eredménye a késő-eocén–kora-oligocén és miocén korok kimutatása a Keszthelyi-hegység, Bakony, Vértes területén, cirkon kormeghatározással. A franciaországi CEREGE kutatóintézettel több, mint 10 éve folyó együttműködés újabb szakaszában a Gerecse környéki dunai teraszok korának kozmogén izotópos kormeghatározása közvetett módon járult hozzá a projekt munkájához. A teraszokhoz kapcsolódó hegylábfelszínek korának meghatározására volt így lehetőség, valamint a terület kvarter kiemelkedési üteme is meghatározható volt.

A CEREGE meghívására és a pozsonyi Comenius egyetem meghívására mutattuk be eredményeinket.

Hallgatói részvétel

A kutatómunkába több egyetemi hallgató is bekapcsolódott. Eredményeiket szakdolgozatokban, tudományos diákköri dolgozatban, nemzetközi konferencián mutatták be, számos díjat, elismerést kiérdemelve.

Csorvási Nikolett Bsc szakdolgozata: A Velencei-hegység geomorfológiai fejlődéstörténete

Kelemen Péter Msc szakdolgozata: A Vöröstói Formáció vörösayagos, bauxitkavicsos ösztetének eredete és kapcsolata a Dunántúli-középhegység lepusztulás-történetével

Kovács Gábor (SzTE) földtani térképezési gyakorlata során a Vörösberény és Szentkirályszabadja közötti vörösayagterületet és közvetlen környezetét térképezte.

Konferenciák

A XXXII. OTDK, Fizika, Földtudományok és Matematika Szekció, Földfelszínelaktan tagozatán Csorvási Nikolett 2. helyezést ért el „A Velencei Gránit geomorfológia vizsgálata című előadásával”.

Kelemen Péter 2017-ben az ISZA keretében „Continental red clays on carbonate substrate - the complex story of the Late Cenozoic Vöröstó Formation (Southern Bakony Mts., Hungary)” című előadásával az MFGI Böckh János különdíját nyerte el.

Bóna István az OFKD 2018 Földtudomány szekciójában „Nagyvázsony környékének földtani kutatása, komplex geofizikai vizsgálatokkal” című előadásával III. díjat kapott, valamint megkapta az ELGOSCAR különdíját.

Bóna István 2018-ban, az ISZA keretében Geological mapping on the Balaton Highland with complex geophysical methods címmel mutatta be kutatási eredményeit.

Kelemen Péter a CETEG 2018. évi konferenciáján (16th Meeting of the Central European Tectonic Studies Groups 18-21 April 2018 Rytro, Poland) a „Best student oral presentation award” díjat nyerte el előadásával: Péter Kelemen, István Dunkl, Gábor Csillag, Andrea Mindszenty, Hilmar von Eynatten and Sándor Józsa Geodynamic implications of continental red clays, bauxites on carbonatic substrate - the complex story of the Late Cenozoic Vöröstó Formation (Southern Bakony Mts, Hungary)

Csorvási Nikolett az OTKA keretében végzett kutatómunkája részét képezte a **MATEHETSZ Tehetség Piactér Mentor – Mentorált program-nak.** (A földtani kutatás terepi és kamerális módszereinek megismerése. A kutatási projektekben használt vizsgálati módszerek, az informatikai háttér megismerése. A tanultak alkalmazása a Velencei-hegység kiválasztott mintaterületén.), valamint a MOL Tehetségtámogató Program 2014 Művészet-tudomány Klasszis-nak.

Programunkban két kérdésre összpontosítottuk munkánkat:

1. A különböző geomorfológiai iskolák (klimatikus geomorfológia, szerkezetmorfológia) a lepusztulási felszíneket (etchplaineek, pedimentek) hosszú időn át viszonylagos tektonikai nyugalommal jellemezhető afrikai, ausztrál, észak-amerikai példák alapján definiálták. Célunk egy rendkívül összetett, változatos fejlődéstörténet során létrejött terület fő eróziós diszkordancia felületeinek, geomorfológiai értelemben lepusztulási felszíneinek vizsgálata. Felmerül a kérdés, ezek a felszínek teljes mértékben megfelelnek-e ezeknek a korábban más geomorfológiai környezetben definiált felszíninformáknak, illetve mezozoikumtól a neogén végéig eltelt idő alatt a középhegysége területeken kialakult elegyengetett felszínek közül melyek azok, amelyek teljes mértékben azonosíthatók a nemzetközileg elfogadott definíciókkal, és melyek azok, amelyek ezektől eltérő jeleket is mutatnak.
2. A második fontos kérdés, amire projektünkkel választ keresünk módszertani jellegű. A planációs felszínek terepmodelljeinek vizsgálata során egy általunk 1:10 000 topográfiai térkép szintvonalaiából létrehozott nagyfelbontású (10m grid) DTM-en vizsgáljuk a planációs felszínek lehatárolásának, felszíni viszonyainak (dőlés, tagoltság, görbültség, stb.) legalkalmasabb módszereit. Fontos kérdés, amire a projekt eredményeként választ kaphatunk, ezeknek a módszereknek alkalmazhatósága a napi gyakorlatban globálisan elérhető, durvább felbontású DTM-eken vagy más módszerrel generált terepmodelleken.

Planációs felszínek vizsgálata

A munka kezdeti szakaszában elkészítettünk egy rövid áttekintést Magyarország felszínének geomorfológiájáról. Ebben nagy hangsúlyt kapott a planációs felszínek értelmezése szempontjából hasznos új irodalmi adatok áttekintése (Csillag, Sebe 2015).

Etchplain, pediplain, pediment, glacis értelemezése

A jelenlegi geomorfológiai szemlélet két elegyengetett vagy planációs felszíntípust különböztet meg. Az etchplain, etchsurface, a hazai szakirodalomban tönkfelszín, trópusi tönk néven szerepel. A másik felszínforma a hegylábi térszínekhez sorolható különböző jellegű felszínek csoportja: pediment, glacis, pediplain, a hazai szakirodalomban általában a hegylábfelszín elnevezés használatos. A szakirodalom, különösen a földtani, kevésbé a geomorfológiai, azonban máig használja a 'peneplén' szót a lepusztult, kevésbé tagolt elegyengetett felszínekre, noha szorosan értelmezve a Davis (1899) által bevezetett fogalmat, az humid klímán, folyóvízi erózióval kialakított elegyengetett térszín jelent, függetlenül a davis-i ciklus-tantól (Summerfield 1991). A planációs felszínek mindkét nagy csoportja megtalálható a magyarországi középhegységek területén és környezetében. Ismerjük a mélymállás által kialakult etchplainek maradványait valamint a lejtőhátrálással kialakuló pediment jellegű formákat. Fontos kérdés azonban a hazai felszínek esetében, mennyire lehet az általánosan elfogadott definíciókat alkalmazni.

Első lépésben meg kell kísérelni ezeknek a meghatározásoknak a tisztázását. Sok esetben a két felszíntípus keveredik, ami logikus következménye a fogalmak meghatározásának.

Etchplain/kettős tönkfelszín/trópusi tönk

Az etchplain, etchsurface fogalmak számos jelzővel ellátott változatban kerültek meghatározásra. A nehézséget az jelenti, hogy az így meghatározott fogalmak egy folyamat (etchplanation, etching) különböző állapotait kísérelik meg leírni. A folyamat azonban kezdetétől a végéig számos átmeneti formát alakít ki, ezek önálló formaként történő meghatározása nem könnyíti meg az értelmezést, inkább csak zavart okoz.

Az *etchplain* fogalma a múlt század 20-as, 30-as éveiben alakult ki, kelet-afrikai angol geológusok kutatásaiig vezethető vissza (Wayland 1933, Willis 1936). Wayland (1933) definíciói máig érvényesek. A szakirodalom ma általánosan elfogadja Büdel (1957) *kettős tönkfelszínének* és az etchplaineknek az azonosságát.

Ennek jó megfogalmazása adható meg Adams (1975) alapján: az etching folyamata mélymállással párhuzamos felszínleemosás.

Az etchplain képződésének feltétele a viszonylag gyors vertikális mozgásokkal megszakított lassú kiemelkedés Wayland (1933) szerint, Thomas (1974) által kiemelve.

A nevezéktani, fogalmi kavargást jól mutatja Thomas (1989a) áttekintő táblázata (1. ábra).

Table 1 Descriptive terminology for *etched plains* (WAYLAND 1933).

WILLIS (1936) (E. Africa)	MABUTT (1961) (W. Australia)	THOMAS (1965, 1969) (W. Africa)	OLLIER (1960) (Australia)	FINKL (1973/79) (W. Australia)	Proposed Scheme
Etched peneplain	Weathered landsurface	Lateritised etchplain	Deeply weathered plain	Incipient etchplain	Mantled etchplain – Active etchplain – Palaeo etchplain
BÜDEL (1957) (1982)		Dissected etchplain		Partial etchplain	Partly stripped etchplain > 50% mantle
Active etchplain		Partially stripped etchplain	Partial etchplain	Semi-stripped etchplain	< 50% mantle
Grundhocker- relief	Stripped landsurface (etchplain)	Dominantly stripped etchplain (etchsurface)	Etchplain	Stripped etchplain	Stripped etchplain (Etchsurface) > 10% mantle
		Incised etchsurface	Complex etchplain		Complex etchplains – Weathered etchsurface – Incised etchsurface – Pedimented etchsurface
		Pedimented etchplain			
		Aggraded etchplain		Buried etchplain	Buried etchplains and etchsides Exhumed etchsurfaces
Etchplain escarpments					

1. ábra Thomas (1989a) etchplain kategóriákat áttekintő táblázata

A probléma abból származik, hogy az egyes szerzők a planációs felszínek általuk megfigyelt pillanatnyi állapotát, mint lepusztulási felszíntípust értelmezték. Így a pusztuló felszínek különböző erodáltságú állapotukban eltérő jelzőket kaptak és ezekkel definiálódtak.

Thomas (1989a) felfogása látszik a legjobb kiindulási alapnak. Az aktív felszín a jelenleg képződő etchplain. Ez azt jelenti, hogy a mélymállás folyamata aktív, a mállási front előre halad lefelé. A mélymállás folyamatának megszűnése egyben az etchplain képződésnek a megállást is jelenti ebben a felfogásban. Az inaktív, pusztuló trópusi planációs felszín az etchsurface. Thomas sajnos saját felfogását sem követte következetesen. Beosztásában létezik „paleoetchplain” és csak az erősen lepusztult felszíneket tekinti etchsurface-nek.

Az etchplain koncepció nem korlátozható a denudációra, az a kettős planációval gyakorlatilag azonosnak tekinthető, Büdel (1957) is 'active etchplain'-ről írt. Ugyancsak az etchplanációval azonosítható Twidale (2002) 'two-stage' koncepciója.

Komoly ellentmondást okoz, hogy az etchplain lepusztulása során kifejezetten pedimentációs folyamatok, areális erózió, lejtőhátrálás játszanak/játszhatnak meghatározó szerepet a szapolittakaró letakarításban. Így az alig lepusztult etchsurface és egy szigorú értelemben vett glaciis tulajdonképpen adott esetben nem különböztethető meg egymástól. A tipikusnak tekinthető etchsurface-ről akkor beszélhetünk, ha lepusztulás legalább részben elérte már a mállási frontot és a felszínen megjelennek a sziklafelszínek (bornhardtok, torok). Kérdés azonban, a torok, bornhardtok környezetében tovább folytatódik-e a mélymállás folyamata.

Ebben az esetben ezek a felszínek is aktív mállási területekhez sorolhatók és etchplain néven kell leírni ezeket is. Tehát – lévén az etchplain klimatikus geomorfológiai forma – egy korábban pl. szemiarid klímán erodálódott, inaktív, etchsurface a megfelelő klíma ismételt megjelenésével újra etchplain lesz, mivel ismét aktívvá vált az újrainduló mélymállással, azonban felszíne a korábbi, erodált állapotot mutathatja. Ezek az ellentmondások okozzák a változatos elnevezéseket, részletes esetleg túl részletes nevezéktanokat (lásd 1. ábra). Azonban ez a kérdés is csak egy dinamikus szemlélettel közelíthető meg helyesen. Fairbridge, Finkl (1980) – többek között Erhart (1956) 'biostasie', 'rhexistasie' elméletére is hivatkozva – a mállási időszakokat földtani értelemben véve nyugodt időszakokra, míg a szapolit lepusztulását zavart, földtani értelemben aktívabb periódusokra teszi.

Példa a pusztuló, az átmeneti formákra: a lehordódás vezet a 'pedimented etched surface' állapotig Ollier (1969) és Thomas (1974) szerint.

A magyarországi planációs felszínek vizsgálata során felmerült, felmerül a kérdés, lehet-e az etchplanáció fogalmait használni az uralkodóan karbonátos kőzeteken kialakult felszínek esetében. Thomas (1989, 1989a,b) szerint meg kell különböztetni a 'solutional etching'-et a 'saprolitic etching'-től. Előbbi a szabad kőzetfelszín oldódása (karsztok, pszeudo karsztok) utóbbin a regolit/sapolit alatti mélymállás értendő. Twidale (2002, 2009) karbonátkőzeteken (dolomiton és mészkövön) ismertet példákat az etchplainek kialakulására. A hazai elegyengetett felszínek döntő hányadát alkotó, mezozoos karbonátkőzeteken kialakult planációs szinteket kialakító folyamat tehát a 'solutional etching'. A Dunántúli-középhegység planációs felszíneit a Velencei-hegység kivételével ebbe a kategóriába kell sorolnunk.

A hazai felszínek megítélése során egy másik szempontot is figyelembe kell venni.

Mekkora, milyen tektonikai körülmények között kialakult planációs felszínek tekinthetők etchplainnek illetve ebből következően maradványaik etchsurface-nek. Ami egyértelmű, a formát afrikai, ausztráliai területeken ismerték fel, írták le. Nagy kiterjedésű, év tízmilliók óta nyugodt „kratonok” felszínét alkotják itt. Kérdés, a tény, hogy a mállási folyamat azonos klimatikus körülmények között, ásványtanilag azonos málladékösszeteket hoz létre elegendő ahhoz, hogy tektonikailag nyugodt, hatalmas, összefüggő területek, sok millió éven át kvázi folyamatosan formálódó felszíneit és orogén területek feldarabolt, kis kiterjedésű, legfeljebb néhány millió éven át képződő formáit azonos formaként kezeljük?

A nemleges válasz mellett számos érv hozható fel. Egy szétdarabolt etchsurface egy 'kraton' területén az etchplanációt követő feldarabolódásra utal. Az orogén területeken kialakult szétdarabolt etchsurface-k viszont lehetséges, hogy szingenetikusán már szétdarabolódtak, vagy már a tagolt blokkokon alakultak ki a planációs felszínek.

A planációs felszínek területét, méretét figyelmen kívül hagyva azonban hasonló formák, hasonló képződmények keletkeznek hasonló klimatikus és földtani feltételek mellett. Indokolatlan tehát eltérő nevezéktan bevezetni ezekre a felszínekre. Ugyanakkor mindig figyelembe kell venni milyen nagytektonikai helyzetben történnek a planációs folyamatok. Erre jó példa a miocén planáció, ami a rift fázissal egyidejűleg zajlott.

Migon, Thomas (2002) szerint azonban megállapítható egy jelentős különbség a mélymállással formálódó felszínek esetében a tektonikusan viszonylag nyugodt és az azoknál gyorsabban emelkedő területek között. A Wayland (1933) által leírt lassú folyamatoknál erősebben emelkedő felszínek lepusztulása gyorsabb, mint a mélymállás folyamata, a kialakuló mállási

szelvényre agyagásványokban szegény grus lesz a jellemző. A mállási front is kisebb mélységben alakul ki. Ez a kérdés véleményem szerint az aktív mélymállás esetében vizsgálható. Inaktív, pusztuló, reliktnak esetében a kérdés nem dönthető el biztonsággal. A nyugodt területek szaprolit szelvényeinek alsó szakasza is szegény agyagásványokban, az ezekre jellemző, a meleg, nedves klímát jól mutató kaolinit is csak a magasabb szintekben alakul ki. Így egy reliktnak etchsurface esetében a mállási front fölötti néhány méter vastag grus esetében nem állapítható meg egyértelműen, hogy egy erősen erodált szaprolitszelvényről van szó, vagy egy emelkedő terület grus-zal jellemezhető mállási szelvényének kevésbé lepusztult maradványáról. Hazánkban a Velencei-hegység esetében merülhet fel ez a kérdés.

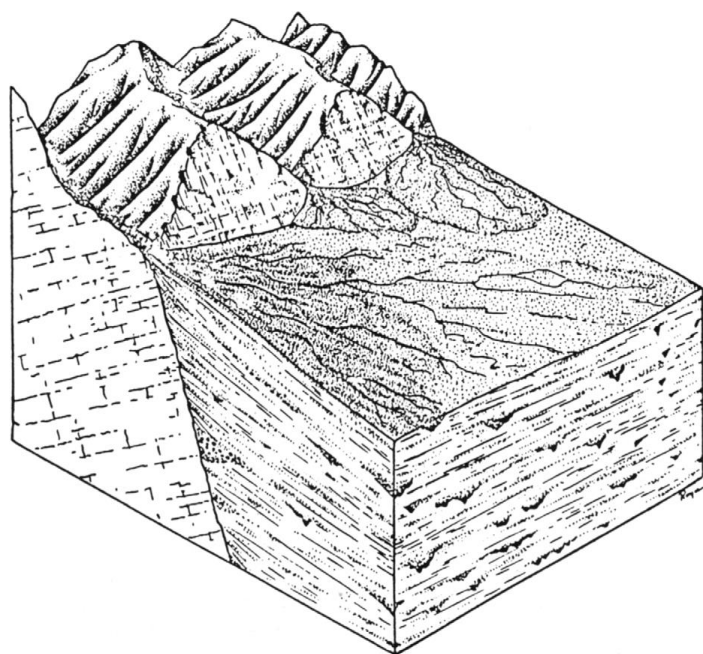
A Dunántúli-középhegység elegyengetett felszíneinek vizsgálata során megkerülhetetlen kérdés a jelenlegi domborzat formáinak viszonya a mai felszínalakuláshoz. A planációs felszínek a maitól jelentősen eltérő klímán alakultak ki. A jelenlegi, interglaciális körülményei között ezek a felszínek pusztuló formák.

A történeti geomorfológia (géomorphologie historique) szemlélete szerint a domborzatban mindig jelen vannak az aktív, recens formák mellett az öröklött/reliktnak formák is, amelyek a kutatási körébe tartoznak. Ez fokozottan jellemző a viszonylag lassú eróziós folyamatok miatt a mérsékelt klímazóna domborzati formáira (Coque 1977).

Azonban különösen a paleogén és idősebb felszínformák esetében vizsgálni kell a több millió éves időközökben ismétlődő, váltakozó etchplanációs és pedimentációs folyamatok hatását is azokra az elegyengetett felszínekre, amelyek többször voltak kitettek ezeknek a folyamatoknak. Meg kell határozni, mely esetben lehet idős, de fiatalabb folyamatokkal részben átalakult felszínként meghatározni egy felszínt és mely esetben már új, fiatalabb felszínként meghatározni.

Hegységelőtéri felszínek, heglábfelszínek

A hegységek peremétől viszonylag sík, enyhén lejtő felszínek kialakulása két alapvetően különböző módon alakulhat ki. Az első folyamat az üledékfelhalmozódás. Ezen a módon



alakulnak ki az aktív hegységperemi vetők előterében vastag alluviális összletek.

2. ábra: Aktív hegységperemi vető és előtere sematikus blokkdiagramja. A vasalótalp (triangular facet) felületek jelzik a recens mozgásokat (Bull 1977 in Gutierrez 2005)

A másik forma lepusztulási folyamatokkal kialakított eróziós felszín, általában több-kevesebb üledékkel borítva. A pediment elnevezést Mc Gee (1897) vezette be. A felszínek kialakulása areális felszínleemosás, sheetflood eredménye. Kialakulása szemiárid környezetben történik. A lejtő fokozatosan hátrálva növekszik a

mögötte fekvő hegy/hegység rovására. A hegy peremi lejtőjének és a pediment kis lejtésű felszínének találkozási vonala, a knick zóna tehát szintén változtatja helyét.



3. ábra: Pediment (balra) és knick zónája (jobbra) kréta homokkőn a Líbiai-sivatagban

Dresch (1957), Birot, Dresch (1966) új megközelítéssel vizsgálták a hegyláb felszínét. Megkülönböztették a kemény kőzeten kialakuló pedimentet a laza üledéken kialakuló glacis-tól. Érdekes módon Birot, Dresch (1966) szerint Mc Gee (1897) publikációjában egy glacijs felszínén írta le a sheetflood folyamatát. A francia szerzők sok esetben homokkő, paleozoos pala felszínen is glacijs-ról írnak, nem pedimentről.

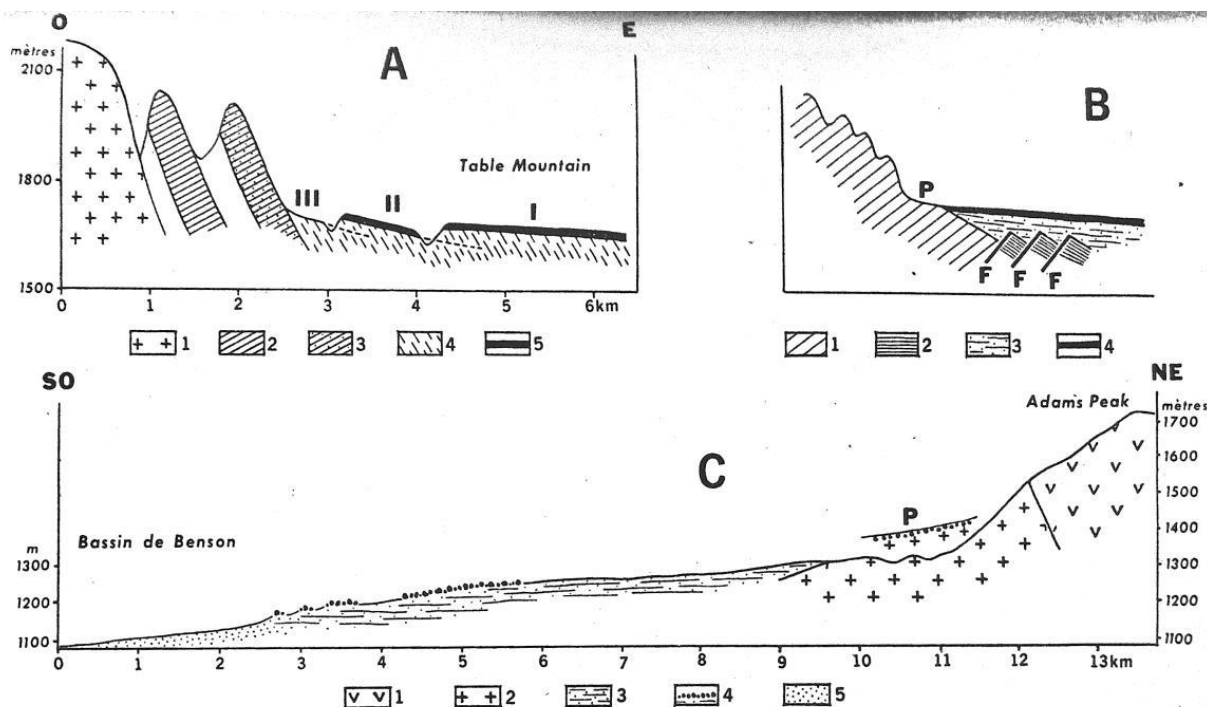


Fig. 2. — A. Coupe à travers les glacijs du Colorado, au nord de Boulder.

1. Granites précambriens. — 2. Grès rouges du Trias. — 3. Grès crétacés de Dakota. — 4. Argilites du Crétacé supérieur. — 5. Cailloutis quaternaires. — I. Rocky Flat. — II et III. Niveaux Quaternaire moyen pré-Wisconsin.

B. Coupe schématique montrant la situation des Basins and Ranges de l'Arizona et du Nouveau Mexique avant le Wisconsin.

1. Socle d'âge secondaire. — 2. Séries détritiques et volcaniques miocènes et pliocènes. — 3. Séries détritiques du Villafranchien (fin du Kansas). — 4. Horizon rubéfié et argilisé. — P. Pédiments. — F. Failles.

C. Coupe à travers le rebord NE du bassin de Benson.

1. Aplites. — 2. Quartz-monzonites. — 3. Série fluvio-lacustre (villafranchienne ?). — 4. Couverture alluviale du glacijs principal. — 5. Niveau inférieur. — P. Pédiments avec couverture déritique conservée.

4. ábra: Birot, Dresch (1966) hegyláb felszín típusokat bemutató ábrája

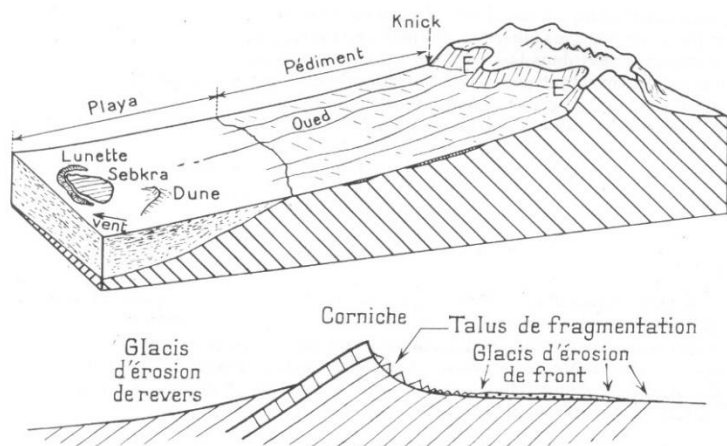


FIG. 82. — Glacis ou pédiment, playa, montagne désertique.

[En haut : Conditions structurales supposées uniformes, cas du pédiment proprement dit. E : « embayment ». L'embayment est souvent absent. De même la brusque augmentation de la pente de la surface rocheuse enfouie sous la playa peut ne pas se produire (si la zone de playa n'est pas subsidente).]

En bas : Deux types de glacis d'érosion proprement dits développés en roche tendre au pied d'un relief d'origine structurale (selon J. DRESCH).]

5. ábra: pediment és glacis Derruau (1965) szerint. Felül pediment alul puha kőzeten kialakult denudációs glacis. A glacis bemutató ábrából kitűnik, a glacis knickzónája a „Glacis d'érosion de revers” esetében nem hátrál, hanem előrehalad az előtér irányában.

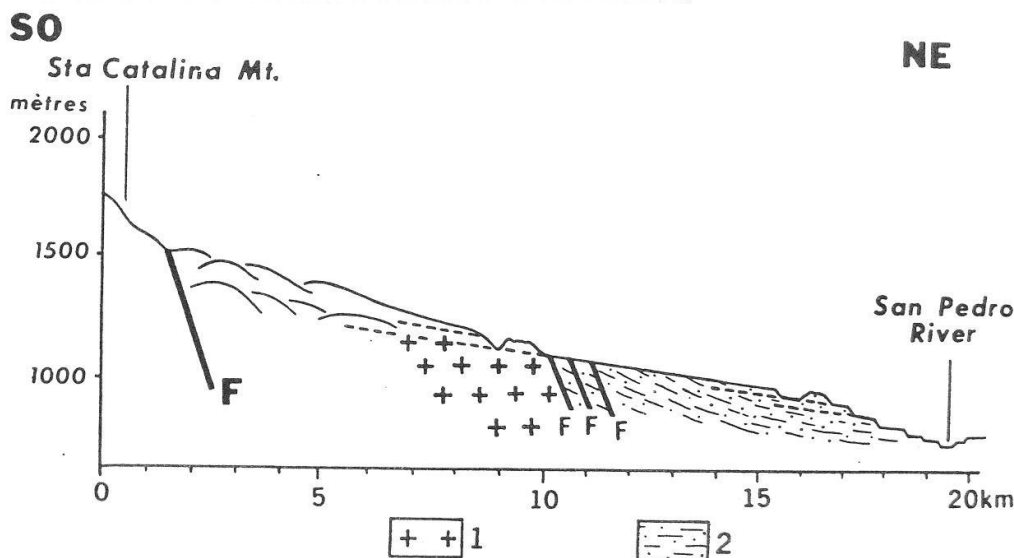


Fig. 3. — Coupe schématique du versant Nord de Santa Catalina Mountain.

1. Cristallin. — 2. Conglomerats et grès (Tertiaire supérieur et Quaternaire ancien).

F. Faïlles.

6. ábra: Birot, Dresch (1966) ábrája vető mentén kialakuló knick zónával

A francia szerzők alapján két glacis különböztethető meg:

Az ábrák alapján három glacis-típus különböztethető meg:

1. Konkordáns, tektonizált rétegsoron kialakult glacis, kőzetminőségi határral a knick point (4. ábra A)
2. Posztttektonikus összleten kialakult, nem szerkezeti határral bíró, pedimentben folytatódó glacis (4. ábra B, C)
3. Vető, fault scarp előterében kialakult glacis, knick point a scarp, pediment nincs, csak a hegységi részbe hátravágódó völgyek (6. ábra). A Keszthelyi-hegység, Vértes ennek felel meg.

A pedimentek kevésbé tagoltak, a glacis-k kialakulása gyorsabb, a glacis és pedimentek nem azonos ritmusban fejlődnek.

Mindezen szempontok alapján felmerül a kérdés, lehet-e egyenlőségjelet tenni, – mint alapforma – a glacis és a pediment között? Valóban ugyanarról a formáról van szó, csak kemény és puha kőzet alakultak ki? A pediment a Lester King-féle felfogásban az általános lepusztulás egyik alapformája, ami a pediplain kialakulásának a része. A glacis kialakulása ezzel szemben lokális jelenség, a puha kőzet gyorsan alakul, litológiai jellegzetes szerkezeti határnál megáll a kialakulása (3. típus).

A DKH peremén szinte mindenütt megtalálhatók a nagyterjedésű hegyláb felszínek. A hazai középhegységek előterében a pedimentek, glacis-k jelenlétét Pécsi (1963, 1970), Pécsi, Szilárd (1970) ismertették a hazai szakirodalomban. Azonban részletes vizsgálatok, a különböző jellegű glacis-k összehasonlítása nem történt meg. Részben a MÁFI Vértes és Gerecse földtani térképezése programjaihoz, részben jelen OTKA projekthez kapcsolódóan kezdődött meg a hegyláb felszínek vizsgálata (Csillag, Fodor 2008, Fodor et al. 2008, Csillag et al. 2013, Csillag et al. 2018).

A Dunántúli-középhegység területén a domborzati formák szerint megkülönböztethető planációs felszínek típusai

I. A hazai geomorfológiában tönkfelszínként számon tartott felszínek:

1. Karsztos mélyedésekkel, kisebb-nagyobb dombokkal tagolt felszín. Klasszikus előfordulása például a Veszprémi-fennsík, a Vízvöröstó környéke a Nagyvázsonyi-fennsíkon.
2. Talán az előző típushoz sorolható, de annál erősebben tagolt, annál jelentősebb kiemelkedésekkel jellemezhető felszín. A Déli-Bakonyban a Sáska és Nyirád közötti dolomittérszín sorolható ide, a Cseket-hegy és a Kisbakony a két jelentős kiemelkedés a területén.
3. Ugyancsak talán az 1. típus változatának tekinthető. A 2-vel ellentétben nem kiemelkedésekkel erősen tagolt felszín, hanem mély töbrök, kanyonok által erősen tagolt térszín (Iharkút, Keszthelyi-hg., Uzsai-erdő)
4. Grániton és metamorf agyagpalán kialakult felszínek (Velencei-hg., Mórággyi-rög, Káli-medence)
5. Sík, szinte teljesen összefüggő, tagolatlan felszín. Jellemző a Vértes központi részére, a Keszthelyi-hegység Ny-i, ÉNy-i részére. Jelen helyzetben kissé kibillentek délies irányban.

II. A hagyományosan hegyláb felszínként értelmezett hegységelőtéri felszínek:

1. Laza üledéken, általában a késő-miocén Pannon-tó üledékösszletén vagy paleogén agyag-, homok-, kavicsrétegeken kialakult rendkívül kis esésű (1°) lépcsők, helyenként a hegységi területről származó durva sheetflood, proluvális hordalékkal

borítva. A szilárd kőzetek alkotta hegységi háttérrel meredek lejtővel érintkezik. Jellemző példája a Vértes D-i előtere.

2. Laza üledéken kialakult felszín, ami szilárd kőzeten folytatódva csatlakozik a knick zónához. Ritkán előforduló forma.
3. A „tönkfelszínek” típusától az általam ismert szakirodalomban eddig nem elkülönített felszínek:

Szilárd kőzeten kialakult, lenyesett felszínek. Lejtésük valamivel nagyobb, mint a lazaüledékeken kialakult felszíneké. Fedőképződmények ritkák, a lenyesett felszín rétegfejei állnak ki gyakran. Jellemző Várpalota környékére, a Bakonykúti-medencére.

A fenti típusok nem minden felszín esetében használhatóak, a különböző mértékű utólagos átformálódás, feldarabolódás, betemetés ezeket az alapvető típusokat jelentősen módosíthatja esetenként.

A fedett helyzetű planációs felszínek a bauxit- és mangánbányászat során kialakított mesterséges feltárásokból valamint – természetesen – fúrásokból ismertek. Ezek részben a Veszprémi-plató típusába sorolhatók, mivel kevésbé tagolt térszínek (gánti bányák) részben erősebben tagolt felszínek (Iharkút).

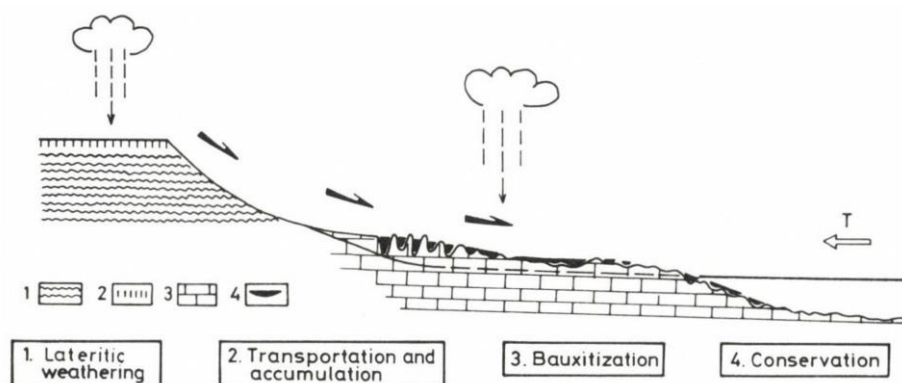
I. A DKH tönkfelszíneinek összefoglaló értékelése

Bulla (1956, 1958, 1968) a hazai trópusi tönkfelszínmaradványok felismerésével hatalmas lendületet adott a kutatásoknak. A Dunántúli-középhegység (DKH) jellemzően dolomit térszínein kimutatott felszínek a kréta–eocén trópusi tönkösödés bizonyítékai voltak. Bulla kimutatta a miocén tönkök létét is a hazai középhegységi területen. Bulla nyomán Szabó (1957, 1966, 1968), Pécsi (1970, 1991a,b), Kaiser (1997) vizsgálták a DKH tönkfelszíneit. Nyitott kérdés maradt a miocén során történt etchplanáció léte. Bullával ellentétben felsorolt követői kréta–eocén tönkösödéstről, oligocén és miocén pedimentációról írtak munkáikban. A részletes földtani térképezés, az archív kutatási adatok újraértékelése alapján – Bulla korábbi kutatásait megerősítve — néhány újabb publikáció szerint (Csillag, Nádor 1997, Budai et al. 1999, Csillag 2004, Csillag, Fodor 2008, Csillag, Sebe 2015) a miocén klíma optimumhoz kapcsolható etchplanáció számos területen kimutatható a DKH területén.

A DKH karbonátos kőzetfelszínein kialakult etchplainek megismeréséhez a legtöbb információt a felszínre települt karsztbauxittelek vizsgálata nyújtotta. Az elmúlt mintegy 30 év során ebben a témában kutatási eredmények jelentősen hozzájárultak a paleogeomorfológiai ismeretek bővüléséhez. A DKH mai felszínén kimutatható tönkfelület-maradványok ezek alapján különíthetők el. Ugyancsak ezek a kutatások helyezik szélesebb paleogeomorfológiai keretbe a DKH tönkfelszíneit.

A DKH területén található karsztbauxit forrása a laterites háttérterület volt, amit számos korábbi kutatás igazolt. A legidősebb, albai és szenon planációs felszínek kialakulását a kréta szerkezeti mozgások irányították. Mindszenty et al. (2001) DNy felé elmozduló flexurális kiemelkedéseket (forebulge) mutattak a DKH területen. Az albai és szenon planáció, szárazulati

üledékképződés ezek felszínén történt. A flexurális kiemelkedés területe tehát meghatározta az etchplainek kiterjedését.



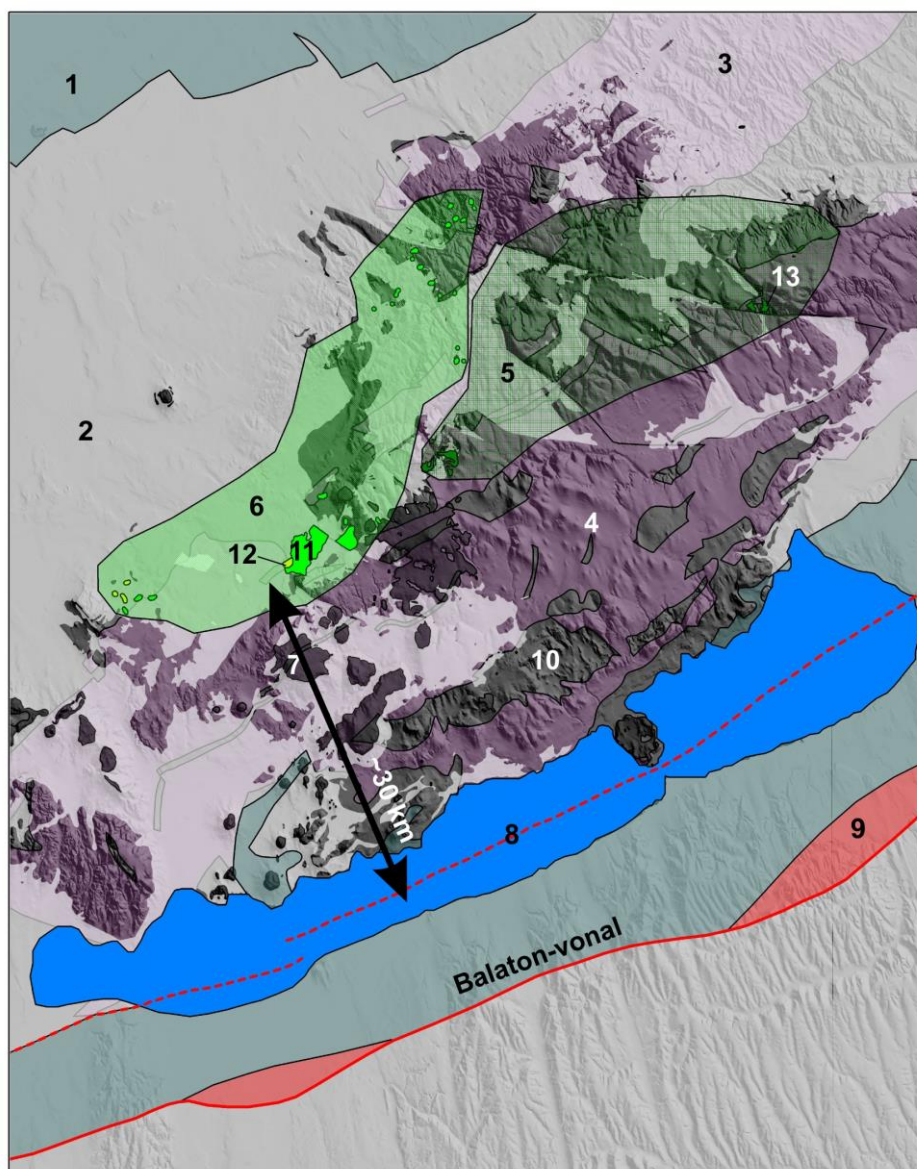
7. ábra: A DKH karsztbauxittal borított etchplainjének ösföldrajzi helyzete a bauxit forrásterülete és az üledékgyűjtő között (Haas 1991)

Kréta planáció

A legidősebb kréta felszín a kora-albai idején alakult ki. Az Alsóperei Bauxit és a Kepekői Tagozat képződményei jelzik maradványait. A bauxit eredetére, allochton jellegére egyes darabok laterit jellege, a nyomokban előforduló monacit (Bárdossy 1977) utal. Az etchplainre települt összlet nem in situ pélites összlet mállása során keletkezett, mivel lateritesedésre alkalmas képződmény nem ismert a DKH albai közvetlen környezetében. Az Alsóperei Bauxit Formáció enyhén karsztosodott, kisebb töbrökkel tagolt felső-triász és liász mészkő alkotta térszínre települ (Knauer, Mindszenty 1996). A Kepekői Tagozat uralkodóan tűzkőtörmelék, tűzkőmálladékos agyag, törmelék összlete azonosnak tekinthető a francia szakirodalomban „argil à silex” néven leírt, planációs felszíneken kialakult képződménnyel. Úrkút környékén a tagozat eluviális málladékként borítja felszínt. Gellai et al. (2018) szerint a Csehbányai-medencében mélyült fúrások alapján a tagozat képződményeit áthalmozott helyzetben, időszakos tavakban lerakódott anyag alkotja. Pocsai, Csontos (2006) a barrémitől a kora-albailig tartó kompresszív szerkezeti mozgásokat mutatott ki a DKH területén. Az ennek hatására kialakult tagolt domborzat felszínén a háttérterületről, a DKH-hoz képest külső területről érkező bauxitos összlet a sekélykarsztos felszín mélyedéseiben rakódott le. A magasabb, részben jura–kora-kréta tűzköves mészkő alkotta felszínen alakult ki a Kepekői Tagozat eluviális anyaga, aminek málladékai a hegylábi sík mélyebb részeire is áthalmozódtak. A mozgások mintegy 15 millió éve alatt részben felszínre került a triász mészkő, dolomit is. Ez mintegy 600-800 méter fiatalabb mezozoos összlet lepusztulását feltételezi, ami kb. 40-50 m/Ma lepusztulási ütemet jelent.

A szenon planációs felszíneket az ezeken települő Halimbai és Nagytárkányi Bauxit Formációk, valamint a Kozmatagi Formáció képződményei jelzik. Az albainál jelentősen intenzívebb karsztosodás hatására az uralkodóan dolomit anyagú térszínen mélykarszt alakult ki nagy területen. Változatos kanyon, mélytöbör formák jellemzőek az etchplain felszínére (Pataki 1985, Bárdossy 2011, Bárdossy, Mindszenty 2013). A Halimbai Bauxit Formációt alkotó összlet jelentős hányadában áthalmozott, bauxittörmelék anyagú rétegekből áll. Juhász (1990) ösföldrajzi rekonstrukciója szerint az allochton/paraautochton bauxitösszlet laterites magmás–metamorf háttérből érkezett folyóvízi szállítással a karbonátos térszínen kialakult planációs térszínre. Az összletben kimutatható az albai bauxit áthalmozott anyaga is. Bárdossy, Juhász (1991) vizsgálatai szerint a bauxit DK felől érkezett a halimbai területre.

Összefoglalva, az albai és szenon etchplanáció szerkezeti mozgások által behatárolt, egymástól eltérő, csak részben azonos felszínen zajlott. A felszínre települő karsztbauxit a DKH mai területétől DK-re fekvő, laterites mállású környezetből érkezett. Kisfokú metamorf összetétel, granitoidok a Balaton-felvidék és a Balaton-vonal közötti területen ismertek ebben az irányban, mintegy 30 km távolságra. Ez a távolság közelítőleg egybeesik Bárdossy (2010) véleményével, aki – ugyan az eocén szőci bauxittelep esetében – a szállítási távolságot legfeljebb 20-30 km-re becsülte. Az albai és szenon etchplain maradványai a mai felszínen csupán a bauxittelepek közvetlen környezetében, valamint az eluviális kifejlődésű Kepekői Tagozat előfordulási területén fordulnak elő igen kis kiterjedésű etchsurface-k formájában. A kréta felszínek domborzata az I. 1–3. típusba sorolható.



8. ábra: A kréta planációs felszínek feltételezhető elterjedési területe. Jelmagyarázat: 1 - kis fokú metamorfózison átesett összletek; 2 - tercier fedő; 3 - mezozoos karbonát felszín tercier fedő alatt; 4 - mezozoos karbonátfelszín; 5 - albai etchplain feltételezhető kiterjedése; 6 - szenon felszín feltételezhető kiterjedése; 7 - bazalt; 8 - másodrendű kainozoos oldaleltolódás; 9 – granitoidok; 10 – nem karbonátos perm–mezozoos alaphegység; 11 – szenon bauxit; 12 – szenon és eocén bauxit; 13 – albai bauxit (Haas, Jocháné Edelényi (1980), Haas et al. (2010) felhasználásával)

Eocén planáció

A senon felszín kialakulását követő mintegy 40 millió év jelentős változást hozott a DKH felszínformálódásában. A bakonyi területet beborító campani tengeri sorozat is lepusztult, uralkodóan felső-triász dolomit anyagú felszín alakult ki a paleogén elejére. A szárazulati felszínformálódás (trópusi etchplain képződés) azonban nem csak a korábban kialakult kréta felszíneken és közvetlen környezetükben zajlott le, hanem sokkal nagyobb területre terjedt ki. A Gánti Bauxit Formáció mellett a Gerecse területén valamint a Vértes tetőszintjén néhány felszíni feltárásban észlelhető tűzkőtörmelék, tűzköves agyag feltehetően ugyancsak ennek az etchplainnek a kialakulásához köthető. A teresztrikus összletek települési felszíne uralkodóan sekélykarsztos etchplain. A felszín kialakulásának korára a rátelepülő szárazföldi üledékek kora utal. Dunkl (1990) szerint az eocén fedős középhegységi bauxitok (Csordakút, Gánt, Iszkaszentgyörgy, Rákhegy, Dudar, Nagytárkány) kora 40–50 millió év, ami az ypresi és lutetiai emeletet foglalja magában, az eocén etchplain kora ypresi–lutetiai legnagyobb valószínűséggel.

Egykori nagy kiterjedése ellenére csak elszórtan, kis felszínmaradványokon igazolható a mai felszínen. Az egykori bauxitbányák mesterséges feltárásainak környezetében is ritkán mutatható ki az eocén paleokarsztos térszín. A gánti bányák környékén volt igazolható a paleokarszt maradványa (Csillag, Fodor 2008). A tűzkőtörmelékes agyaggal fedett etchplain maradványai a Vértes területén a Csóka-hegy környékén, a Gerecsében Tardostól DK-re ma is a felszínen találhatóak. Másutt az eocén felszínek a későbbi planációs folyamatokkal átformálódtak, fiatalabb felszínek alakultak ki, illetve nem őrződtek meg olyan formák, üledékek a felszínen, amelyek az adott felszín eocén korát bizonyíthatnák. Elfedett helyzetben, az eocén rétegsorok fekvésében azonban a DKH nagy területén megőrződött a planációs felszín.

Késő-eocén–oligocén planáció

A vizsgált időszak planációs folyamatai elválaszthatatlanok az infraoligocén denudáció (Telegdi Roth 1927) kérdésétől. A 20. század első felében a DKH északkeleti részén részletes vizsgálatokkal kimutatott jelentős eróziós esemény részét képezte az időszak planációs folyamatainak. Az oligocén során lezajlott folyamatokat a kutatók jelentős része pedimentációként értelmezte. A klímaromlás ezen vélemények szerint olyan mértékű volt, ami a trópusi etchplanációs folyamatokat kizárta. Pécsi (1991) Kaiser (1997) az oligocén idején a DKH lepusztulási térszínein pediplanációs folyamatokat feltételeztek, a priabonai végén, kiscelli elején szemi-arid klímán.

A DKH területének jelentős részén folyóvízi üledékképződés történt. A néhány 100 méterestől az 1000 métert is meghaladó vastagságú Csatai Kavics Formáció rétegei Sümegtől a Gerecséig borították el a DKH felszínét. Korpás (1981) a középhegységi üledékgyűjtő déli peremén a paleogén egész időszakában nagy kiterjedésű szárazulati felszínt feltételezett (balaton–velencei-tavi paleogén hátság). Ezen a területen oligocén képződmények jelenleg kétségtelenül nem mutathatók ki, azonban nem zárható ki ezek utólagos lepusztulása sem.

A DKH területén Óbarok mellett ismert oligocén korú bauxit (Mindszenty et al. 2002). Jelenlegi feltártsága sekély karsztos fekvőfelszínt mutat. Projektünk során több oligocén korú előfordulást mintáztunk. Az Orondpuszta melletti bánya rétegsorát Budai et al. (2008) ismertette. A késő-eocén–kora-oligocén felszín maradványai a bodajki Kajmáti-kőfejtőben és a Csákberényben a falu közepén található egykori kőfejtőben ismertek még. A felső-triász és középső-eocén

mészköfelszín karsztmélyedéseinek kitöltései rupeli gerinces faunát tartalmaztak (Jámbor et al. 1971). A dolomit közvetlen fedőjében települő bauxit, kaolinites agyag kora 32–35 Ma (Orondpuszta, Csákberény, Óbarok, nem publikált eredmény). A planációs felszín kora tehát késő-eocén, priabonai – kora-oligocén, rupéli.



9. ábra: Az óbaroki oligocén bauxit feltárása

A szórványos felszíni előfordulások alapján nem állapítható meg az egykori felszín kiterjedése, azonban a bauxit jelenléte az etchplanációs folyamatokat jelzik a késő-eocén és kora-oligocén során. További vizsgálatokat tesz szükségessé az ellentmondás a kaolinit, bauxit jelenléte és a lutetiai és bartoni klímához képest jelentősen hűvösebb klíma (Ozsvárt 2018) között.

Miocén planáció

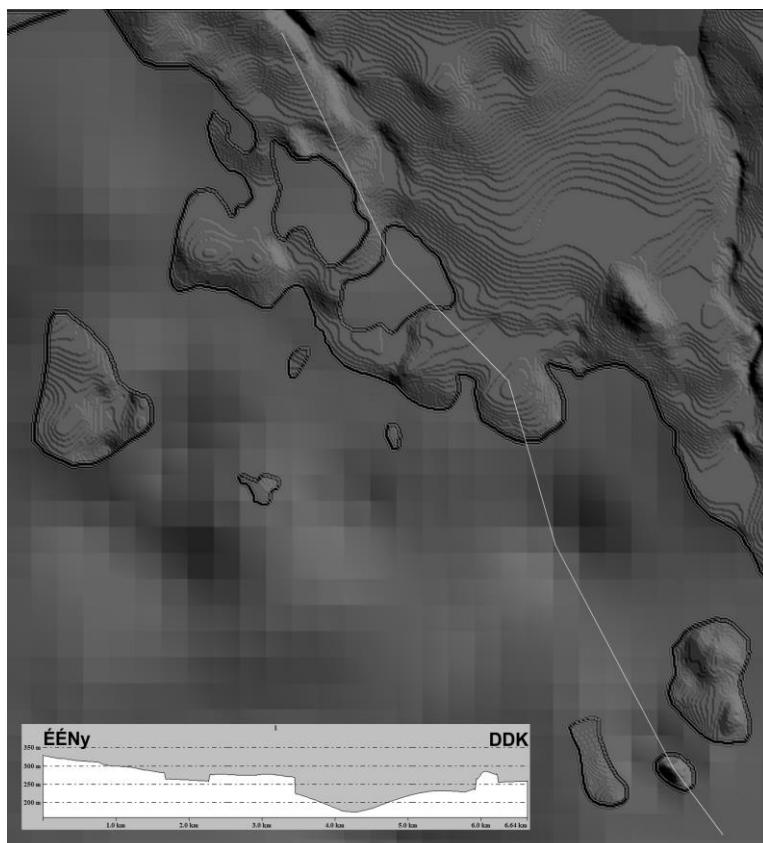
A miocén etchplanáció a hazai geomorfológiai irodalom egyik vitatott kérdése. Kutatási projektünk keretében több területen vizsgáltuk a feltételezhetően miocén során kialakult tönkfelszíneket. Korábbi kutatások során a Keszthelyi-hegység területén megismert kaolinites agyaggal kitöltött töbrök és a hasonló kitöltésű agyagot tartalmazó uzsai-erdei töbrök kitöltésének kora miocén (Bohn 1979, Csillag, Nádor 1997, Budai et al. 1999). Kelemen et al. (2019), Kelemen et al. (in prep.) megállapítása szerint a cirkonon mért korok a miocén kort igazolták, azonban további eredmények is születtek. Az Uzsai-erdőben található nagyméretű, 100 métert is meghaladó mélységű töbrök kitöltése a korábban feltételezettől eltérően nem azonos a cserszegtomaji töbrökével. Anyaga a Veszprémi-platón ismert Vöröstói Formációhoz hasonlít, jellemzően áthalmazott bauxitból származtatható, nem a Cserszegtomaji Kaolinit Formációval azonos. A két terület karsztkitöltéseinek kora sem azonos. Az Uzst-2 fúrásból származó minták kora 20 Ma és 16 Ma közé esik, míg a Keszthelyi-hegységben mélyült Kht-4 fúrásból vett minta kora 18 Ma és 14 Ma közötti korokat mutat, a töbröket hullott vulkáni anyag töltötte ki. A karsztosodás, a töbrök kitöltődése, a mállási folyamat a miocén klíma optimumhoz kapcsolódik a koradatok alapján.

Előrelépés történt a Veszprémi-fennsík területén számos előfordulásban ismert Vöröstói Agyag Formáció korának, forrásának megismerésében is. Tóth, Varga (2014) a Vöröstói Formációba

sorolt diszeli miocén fedős bauxit újraértékelését végezték el. Kimutatták az eocén bauxit maradványait Diszel és Öcs mellett. Ezzel igazolták, hogy Veszprém–Nagyvázsonyi-fennsík nem csupán miocén planáció zajlott, hanem a felszín kialakulása legalább a terület egy részén már az eocénben megkezdődött. A miocén bauxit elsősorban az eocén összlet áthalmozásából származik. A Vöröstói Formáció elterjedése nagyobb, mint korábban ismert volt, kimutatták Sümeg, Ódörögd környékén is. Így ezek az előfordulások is a miocén során kialakult planációs felszínek jelenlétét igazolják.

Kelemen (2016), Kelemen et al. (2017) foglalta össze kutatási projektünk Vöröstói Formációra vonatkozó eredményeit. Kora 18–10 Ma, közvetlen fedőjét területenként változóan badeni, szarmata és felső-miocén pannon-tavi rétegek alkotják. A vizsgálatok kimutatták, hogy a Vöröstói Formáció anyagának forrása – nem a DKH területén kívüli metamorf, magmás összlet – a bakonyi bauxit telepek áthalmozásából származik. A bauxitkavicsok a kréta telepekből származnak, a mátrix az eocén telepekből. A ferrikrét törmelékek részletes vizsgálata alapján lehetséges, hogy a törmelékösszletben előforduló ferrikrét törmelék nem a kréta bauxit kavicsaival egykorú, hanem kainozoos.

Kutatási projektünk keretében Bóna (2016, 2018) a Nagyvázsony melletti Vízvörös-tó környékén geoelektromos mérésekkel és archív geofizikai adatok újrafeldolgozásával vizsgálta a miocén Vöröstói Formáció feküfelszínét. A felső-triász platform dolomit felszíne erősen tagolt. Ez részben szerkezeti mozgásokkal magyarázható, részben a miocén planációs felszín tagolt domborzatával. A felszíni dolomitkibúvások és a fedett triász felszín összevetése alapján általában 20-50 méteres, maximum 90 m körüli szintkülönbség alakult ki a töbrök mélypontjai és a dolomitkarszt börcei között. Pontos nevezéktant nem lehet a jelenlegi ismeretesség szintjén használni a pozitív formákra, a rendelkezésre álló felbontás alapján kúp-karszt egyértelműen nem azonosítható.



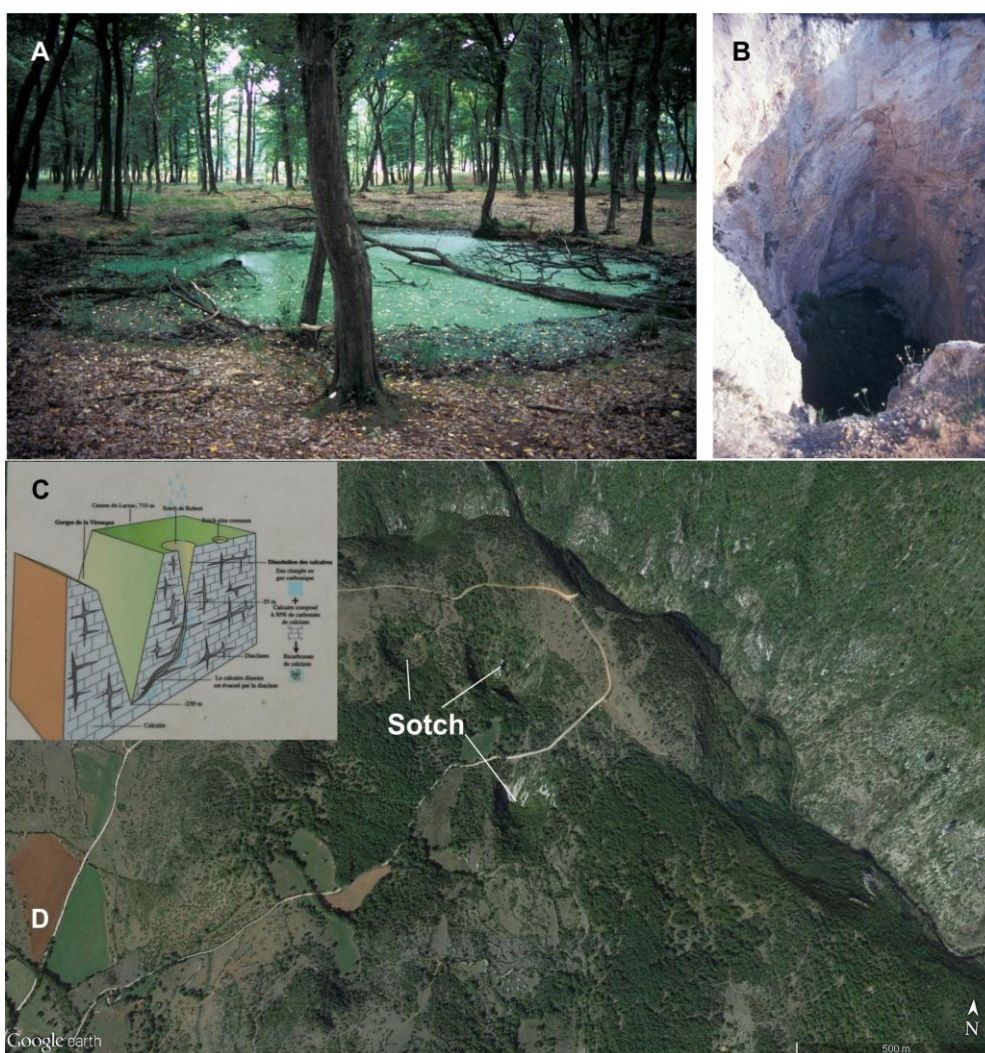
10. ábra: A Vízvörös-tó környékének triász felszíne. A szelvényen látható megtörések a triász felszíni elterjedésének és a geofizikai térképnek az összeillesztéséből származnak

A Veszprémi-fennsík található töbrök morfológiája a Vízvörös-tó környékének részben fedett töbrökéhez hasonlítható.

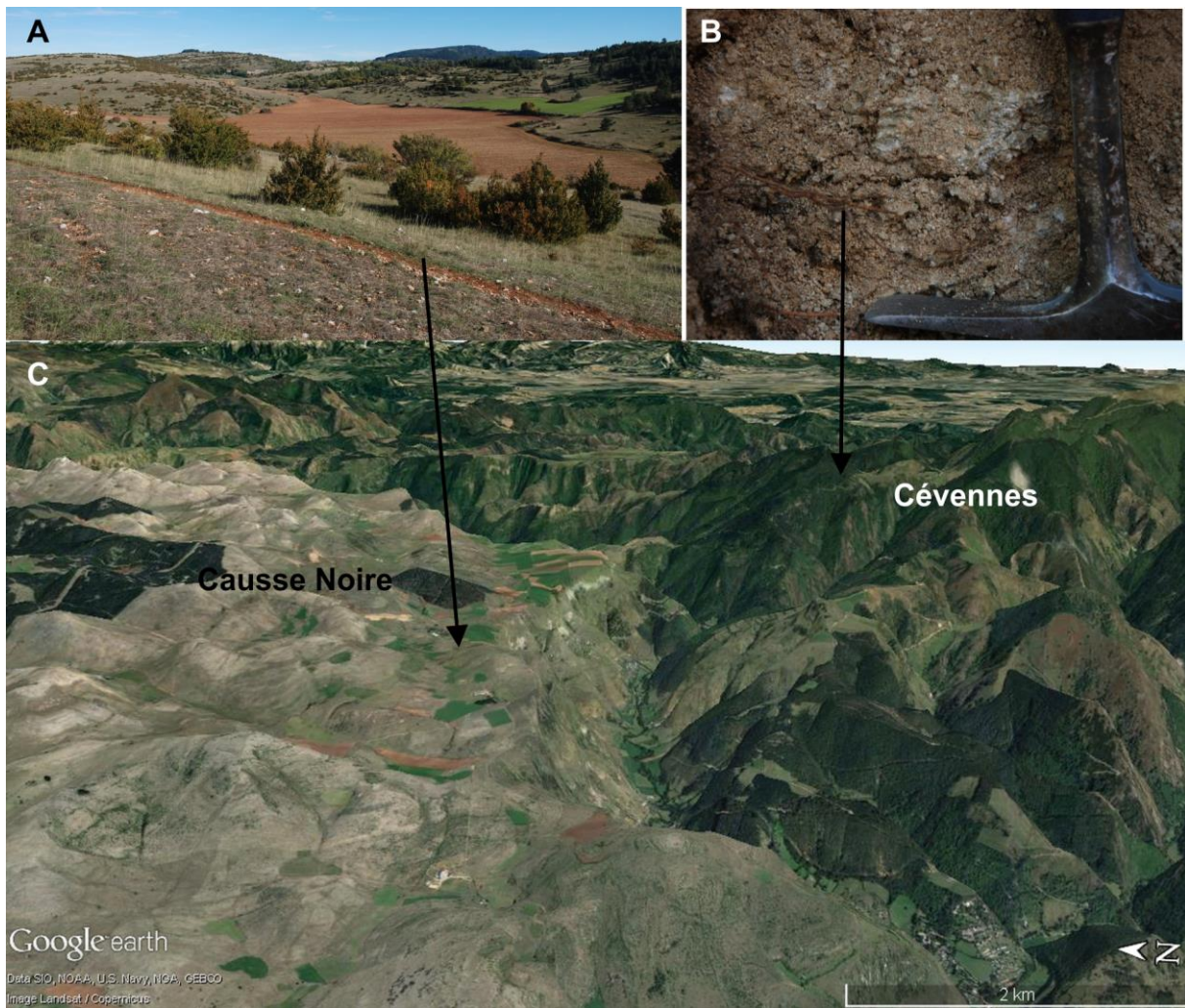
A miocén planációs felszín a DKH karbonátos kőzetein a Keszthelyi-hegység, Sümeg, Ódörögd környékétől a Nagyvázsonyi- és Veszprémi-fennsík át a Vértes területéig követhető, feltehetően összefüggő térszint alkotott nagy területen. A Gerecse területén feltehetően ugyancsak jelen

vannak a felszín maradványai, azonban jelenleg nincs erre mutató adat. A felszín jelentős részén a meleg–nedves klímán kialakult etchplain változó mértékben lepusztult, átformált ún. etchsurface maradványai találhatók.

A Keszthelyi-hegységben Cserszegtomaj környékén és az Uzsai-erdőben ismert töbörök dolomiton alakultak ki. Átmérőjük néhány 10 m maximum, mélységük az Uzsai-erdőben meghaladja a 100 métert. Hasonló formák az ún. „sotch” helyi elnevezésű meredek falú, mély töbörök a Causse de Larzac területén, Dél-Franciaországban. Ezek azonban mészkövön alakultak ki, a recens rendszer részei. A felszín tagoltsága a 100 méteres szintkülönbséget ezen a területen meg kellett haladja a töbör képződése során. Ugyancsak a Causse példájával illusztrálható a karbonát kőzetek felszínén kialakult bauxit, vörösgyag takaró és ezek forrásterületének kapcsolata. A Cévennes metamorf, kristályos vonulata és a Causse keleti pereme között egy, két mélyen bevágódott völgy közötti vízválasztó még őrzi azt a felszínt, amin a Cévennes málladékai áthalmozódtak a Causse erősen karsztosodott felszínére.

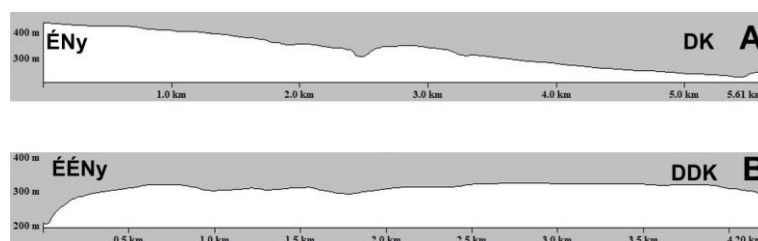


11. ábra: Meredek falú, mély töbörök a DKH területén és a Dél-Franciaországban, a Causse de Larzac felszínén. A - 100 méter mélységet meghaladó töbör felszíne és környezete az Uzsai-erdőben; B - Cserszegtomajon, a Pajtika-tetőn a kaolinites agyag kitermelésével feltárt töbör, jelenleg szeméttel feltöltve; C – Ismertető tábla a a töbör mellett a Causse de Larzacon. Az ismertetés szerint jelenlegi aktív kapcsolat mutatható ki a völgytalp és a töbör között; D – Három sotch a Causse de Larzac felszínén a Google Earth képén. A kép bal alsó sarkában a vörösgyagos felszín is látható



12. ábra: A Cévennes metamorf, kristályos masszívuma és a Causse érintkezése. A – a Causse vörösisággal kitöltött töbrös felszíne; B – Kristályos kőzet ehüviális málladéktakarójának maradéka a Cévennes Ny-i peremén; C – A Causse és a Cévennes érintkezése. A völgyek bevágódása előtti állapotban a málladék a Causse felszínére szállítódott.

A Keszthely-hegység ÉNy-i részén és a Vértes központi területének D-i lejtőjén más típusú planációs felszínek találhatók. Nyomokban még megtalálható a Pannon-tó üledékeinek maradványa a felszínükön. Sík, szinte vízszintes, néha enyhén D felé dőlő felszínek, tetőket, gerinceket alkotnak. Karsztformákat nem ismerünk a felszínükön. A hazai irodalomban tönkfelszínként leírt planációs felszínek besorolásunkban az 5. csoportba tartoznak.



13. ábra: A Vértes (A) és Keszthelyi-hegység (B) sík, tagolatlan felszíneit jellemző profilok dolomit felszínen.

A hazai tönkfelszínek 4. csoportjába a grániton, metamorf összleten kialakult felszíneket soroltuk. A DKH esetében a Velencei-hegység etchsurface maradványai tartoznak ebbe a felszíntípusba. A mai felszínen a gyapjúsák az egykori mállási front környezetét jelzik. A lepusztult málladékösszlet vastagságát nem ismerjük. Csorvási (2014, 2015) részletesen

vizsgálta a hegység geomorfológiai viszonyait. Nagy felbontású DTM felhasználásával elemezte a domború formákat, felvetve ezeknek az ún. félnarancs formákhoz tartozását. Jelentős eredménye munkájának a hegység lepusztulása mértékének és korának pontosítása. A mállási front viszonylag pontos helyzetének ismeretében a közeli barit telérek kora és keletkezési körülményei (Benkó et al. 2012) alapján megállapította, hogy a hegységről kb. 300-400 m rétegsor kellett lepusztuljon a kora-oligocén óta. A projekt keretében végzett XRD vizsgálatok (Kovács Ivett) kimutatták a gránit mállási formái alapján a mállási front fölötti összetetkekből származó minták ásványtani összetétele eltér a hidrotermás málladékok összetételétől. A kis illit tartalom mellett a kaolinit jelenléte a felszíni mállási folyamatok szerepére utal. A jelentős oligocén utáni lepusztulás kizárja az eocén planációs felszín jelenlétét a mai domborzatban. A kaolinit meleg, nedves környezetre utal, ami a miocén klíma optimum során történt etchplanáció meghatározó szerepét igazolja a domborzat kialakulásában.



14. ábra: A gránit mállási formái a Velencei-hegységben. A kaolinit-tartalmú gránitmurva és a mállási front környezetét jelző magkövek feltárása a Sorompó-völgy fölött.

Összehasonlítva a Mórágynál a gránit felszínével, jelentős különbség látható. A Velencei-hegységben a mállási front környezetében jelen vannak a tipikus mállási formák (gyapjúsákok), Mórágynál környékén az üde gránit felszínét vastag (15-20 m a hímesházai, erdősmecskei bányákban) mállott gránit fedi, azonban a mállási frontra jellemző formákat nem találunk.

Miocénnál idősebb etchplaineinek maradványai csak lokálisan, kis területeken őrződtek meg. A különböző korú felszínek sok esetben egymásra épülve alakultak ki. Elkülönítésüket arra alapoztuk, mennyiben őrzik eredeti formájukat, fedőképződményeiket. Noha a mélytöbrös miocén felszínnek felszíne erodálódott, a töbrök még az eredeti felszínhez tartoznak. Ezért soroltuk ezeket a miocén töbrös térszínhez. A Keszthelyi-hegységben ezektől nem messze találhatók a teljesen sík planációs felszínek, ezek valószínűleg fiatalabb formák, a töbrös térszín teljes átformálódásával alakultak ki. Hasonlóan a Vértesben az eocén felszín átformálódásával

jött létre a sík, alig tagolt planációs felszín. A kettőt a töbrök jelenléte vagy hiánya szerint lehet megkülönböztetni. Az idős felszínek átformálódására jó példa Diszel környéke, ahol az eocén bauxitos térszín roncsai még kimutathatók, azonban a terület nagy részén már a miocén bauxittal fedett fiatalabb planációs felszín maradványait ismerjük.

II. A DKH hegyláb felszíneinek (pediment, glacis) összefoglaló értékelése

A Vértes DK-i előterében 7 hegyláb felszín-szintet különített el a földtani térképezés (Csillag, Fodor 2008). Kutatási projektünk során tovább vizsgáltuk a területet. A felszín a Pannon-tó üledékeinek valamint a Pannon-tavat feltöltő folyóvízi összlet lenyesett felszínén alakult ki. A folyóvízi összlet kora nem volt pontosan ismert, a projekt keretében begyűjtött gerinces fauna kora pontosította ismereteinket. Joniak et al. (2017) szerint a gerinces fauna az MN12 zónába tartozik, kora nagyjából 8–7 millió év. Ez tehát elvben nagyon tág határt biztosít a planációs folyamatok alsó korhatáraként, mivel a legidősebb felszínek korára vonatkozó adatunk nincs.

A pannontavi üledéken kialakult glacis vető mentén, meredek lejtőmegtöréssel csatlakozik a Vértes triász dolomit tömegéhez. Csillag et al. (2013) a területet típus példaként mutatták be. Az egyre alacsonyabb szinteken kialakuló planációs felszínek fokozatosan egyre mélyebb szintig tárják fel a hegylábi síkot lezáró vetőt. Így a knick zóna nem hátrál, a szelektív denudáció alakítja a hegység előterének felszínét. Ez a DKH II.1. pontban felsorolt formája a 6. ábra glacis típusával azonos. Hasonló planációs felszínek veszik körbe a Keszthelyi-hegységet is, valamint a Vértes és a Gerecse Ny-i előterében is ez a típus alakult ki pannontavi és oligocén üledékes kőzetek felszínén.

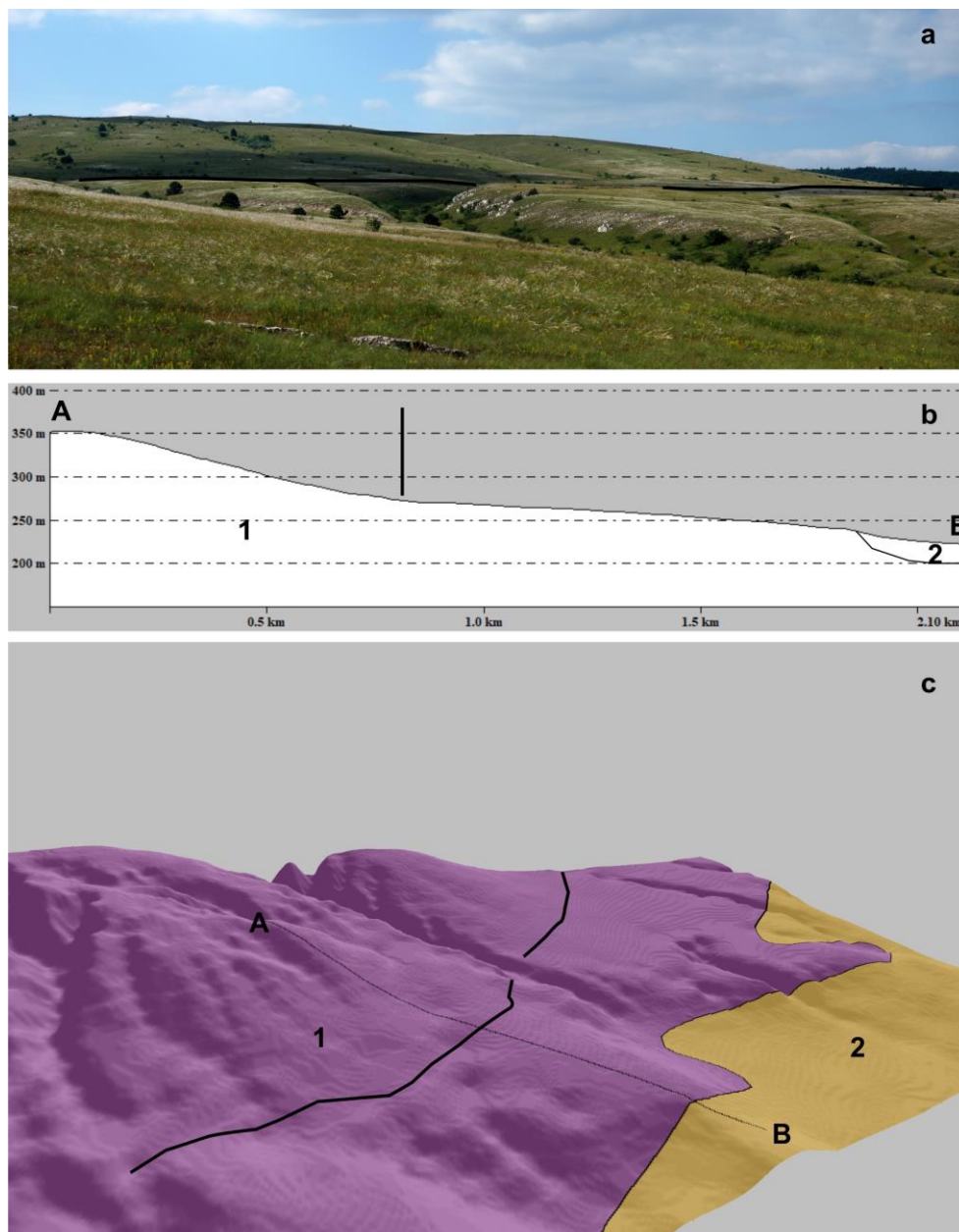
A Gerecse környékének hegylábi felszíneinek vizsgálata, koruk pontosítása a dunai teraszokkal fontos része volt a projekt munkájának (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2016, Budai et al. 2018, Csillag et al. 2018, Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2018, Ruszkiczay-Rüdiger et al. in prep.) A Duna teraszaihoz csatlakozó glacis-k a Vértes és a Gerecse Ny-i előterében találhatók. Hosszuk a Vértes előterében meghaladja a 20 km-t, lejtésük $0,2^\circ$ alatt marad. A Gerecse peremén a Duna és az Által-ér erózióbázisának közelsége miatt a kialakult glacis lejtése nagyobb, előfordul $3-4^\circ$ esésű részterület is. Azonban a mai völgytalpak lejtése általában nagyobb a hegyláb felszínénél. A teraszok keletkezése nem kapcsolódik egyértelműen klimatikus eseményekhez (Ruszkiczay-Rüdiger et al. in prep.). Ugyanakkor a glacis képződése klimatikus feltételekhez kötött. További vizsgálatok szükségesek a teraszok és a glacis kapcsolatának jobb megértéséhez.

A pedimentben folytatódó glacis-ra (II. 2.) a DKH területén alig van példa. Bicske mellett lenyesett miocén mészkövön folytatódó pannontavi laza üledéken kialakult felszín tekinthető ilyen felszínnek (Csillag, Fodor 2008), azonban itt a háttér a völgybeágódás miatt már hiányzik, nincs knick zónája a felszínnek.



15. ábra: Pedimentben folytatódó glacis Bicske mellett (Csillag, Fodor 2008) M3 = felső-miocén Pannon-tavi összlet, M2 = szarmata Tinnye Mészkő, Ol = oligocén

A DKH hegyláb felszínei között nem említették korábban a Várpalota északi határában és a Bakonykúti-medencét északról határoló területen felső-triász dolomiton kialakult lenyesett felszíneket.



16. ábra: Várpalota és Bakonykúti környéki pediment. A fotón (a) jól láthatóak a triász dolomit lenyesett rétegfejei és a terepen is észlelhető lejtőmegtörés, a knick zóna (fekete vonallal kiemelve az ábrákon). A topográfiai szelvényen (b, A-B jelöléssel a DTM-en) és a terepmodellen (c) ugyancsak látható a lejtőszög változása. 1 – felső-triász dolomit; 2 – pannon-tavi üledékek

A Földközi-tenger környékén számos területen, de a Jura-hegységben is ismert, karbonátos kőzeteken kialakult lenyesett felszínekkel (Beaudet 1985) formájában, jellegében megegyező felszínformáról van szó. A szakirodalomban pedimentként is említik, azonban kérdéses a folyamat, ami a lenyesett felszíneket létrehozta. Korukat a késő-miocéntől a kora-pleisztocénig terjedő időszakba tették. Az erózióbázishoz közeli helyzetben találhatók, jelentős mennyiségű anyag nem pusztult le felszínükről (Beaudet 1985).

A bakonyi előfordulása a felszínnek szinte minden tekintetben megfelel a francia szerzők által leírtaknak. A Bakonykúti-medencét a Pannon-tó töltötte fel. A tavi üledékek mai felszíne alig

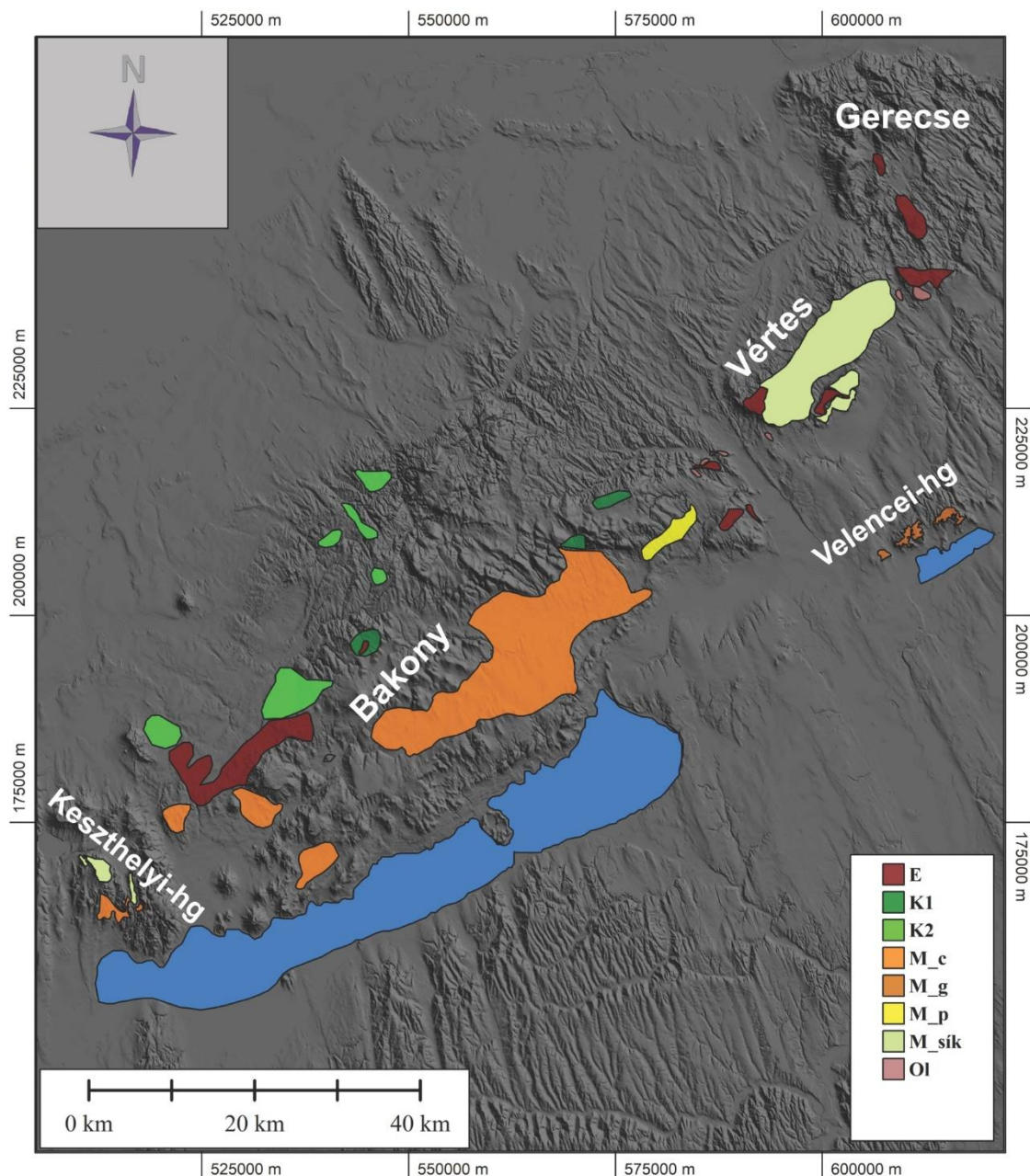
tér el az egykori tavi feltöltéstől, a tó legfiatalabb üledékeinek, a Nagyvázsonyi Mészkönek a rétegei települnek a medence nagy részén. A felszín alsó vége nagyjából az édesvízi mészkő üledékek szintjéhez csatlakozik. Feltehetően ez a szint lehetett a felszín erózióbázisa. Felső szakasza jól látható knick zónával csatlakozik a Bakony magasabb szintjének lejtőjéhez. E szerint planációs felszín a pediment kritériumainak megfelel. Kora – elfogadva a Pannon-tó szintjét, mint erózióbázist – késő-miocén, 8-9 millió év körül adható meg. Azonban kialakulásának kezdete megelőzte feltehetően a tavi üledékképződést, mivel a felszín tövében és a Bakonykúti medencében a tavi üledékek alatt vörösgyag települ, ami a Vöröstói Formáció anyaga és feltehetően, a Nagyvázsony környéki anyaghoz a Bakony magasabb szintjeiről hordódott le. Ennek kora jelenleg nem ismert. Lehetséges, hogy idősebb a pedimentnél és nem ehhez a planációs eseményhez kapcsolódik a lerakódása. A terepmodell (16. ábra C) a knick zóna megszakadásánál egy mélyen bevágott völgyet mutat. A völgy torkolata az egykori pannon-tavi összlet szintjében van. Felmerül annak lehetősége a völgy és a közeli Burok-völgy, hasonló helyzete alapján igen idős, már késő-miocén során kialakult nagyjából mai formája.

A pediment lejtése általában meghaladja az 1° -ot, ami nagyobb a glacis-k jellemzően $0,5^\circ$ vagy annál kisebb lejtésének.

Összefoglalva a hegylábfelszínek vizsgálatának eredményeit, a glacis és a pediment nem azonos genetikai forma véleményünk szerint. A pedimentek hátráló eróziója hatalmas területre terjedhet ki, pediplain kialakulása is lehet az eredménye. Ezzel szemben a glacis hátráló eróziója erősen limitált. Szelektív erózióval a laza üledékeken formálódik csak ki. Viszonylag könnyű erodálhatósága miatt a kiemelkedő területeken földtani értelemben rövid idő alatt több szintje is kialakul, kis vertikális különbségekkel.

A nagy kiterjedésű pedimentek nyugodt kontinentális térszíneken alakulnak ki. A glacis kialakulása valószínűleg gyakoribb a szerkezeti értelemben aktívabb területeken.

A DKH területén leggyakoribb glacis-típus a háttérterülettel vetők mentén érintkező glacis. A DKH területén korábban nem ismert pediment-felszínt mutattunk ki, ami sok hasonlóságot mutat a Földközi-tenger környéki, karbonátos kőzeteken kialakult planációs felszínekkel.



17. ábra: A DKH planációs felszíneinek elterjedése. A térkép a felszíni előfordulásokat és környezetüket ábrázolja, mint lehetséges felszíni előfordulási területeket. E - eocén etchsurface; K1 – albai etchsurface; K2 – késő-kréta etchsurface; M_c – miocén etchsurface karbonátkőzeten, ritkán perm homokkővön; M_g – miocén etchsurface grániton; M_p – miocén pediment triász dolomiton; M_{sík} – miocén lenyesett sík planációs felszínek helyenként pannon fedővel; Ol – oligocén etchsurface

Digitális terepmodell feldolgozása

A Vértes digitális terepmodelljének szisztematikus feldolgozása három lépésben történt: 1) geomorfológiai GIS adatbázis kialakítása; 2) a geomorfometriai módszerek általános áttekintése, matematikai módszereinek kialakítása az adott feladathoz, és 3) a digitális geomorfológiai vizsgálatok elvégzése GIS környezetben..

Első lépésben összegyűjtöttük és egy releváns ArcGIS földrajzi információs rendszerbe integráltuk az összes elérhető adatot. Ez tartalmazza ellenőrizve az adatok állagát, EOVS

koordinátarendszerben a szükséges korrekciókat. Az 50x50 méteres DEM Az adatbázis tartalmazza az elérhető szerkezeti és földtani térképeket is.

Az első szakaszban az összes rendelkezésre álló releváns digitális adatot összegyűjtöttük és integráltuk az ArcGIS földrajzi információs környezetébe, ideértve az országos metrikus EOVI területbe való georeferálást is, az adatok konzisztenciájának ellenőrzését (gridháló, hiányzó adatpontok, stb.). A szükséges javítások végrehajtásra kerültek, például a használt spline módszerrel interpolált 50x50 m DTA-50 katonai DEM mesterséges gödrök és csúcsok tartalmaz, amelyeket azonosítottunk és korrigáltunk. A létrejött adatbázis tartalmazza a rendelkezésre álló digitalizált tektonikus és geológiai térképeket.

A második szakaszban elvégeztük a geomorfometriára alkalmazható numerikus módszerek részletes áttekintését a Vértes-hegység geomorfológiai elemzéséhez legmegfelelőbb módszerek és algoritmusok kiválasztása céljából, majd megkíséreltük a szisztematikus digitális geomorfometria eljárás kifejlesztését és alkalmazását: (1) tengerszint feletti magasság adatok statisztikai vizsgálata; (2) szinguláris pontok meghatározása: helyi minimum (gödör), helyi maximum (csúcs), nyeregpont és vízszintes térszín (nincs lefolyás); (3) normál pontok: a gradiens vektor nagysága (lejtőszöge) és iránya (lejtő kitettsége), valamint a görbületek: gradiens irányú görbület, tangenciális görbület, és (4) völgyvonalak és gerinc (vízgyűjtő határ) vonalak. Ezen differenciál geometriai paraméterek kiszámításához numerikus módszereket hasonlítottak össze, majd a nyolcpontos lineáris Sobel operátor tűnt a legmegfelelőbbnek a Vértes morfológiájának leírására. A digitális völgyháló meghatározására a Douglas (1986) kétpontos maximális lejtőszög módszerét alkalmaztuk, amelyet a projektben a TOPAZ szoftverrel valósítottunk meg.

Végül, a kifejlesztett GIS adatbázis és az áttekintett numerikus módszerek alapján számos geomorfológiai számítást elvégeztünk, és digitális rasztertérképként mutattunk be. A kapott raszter térképet a szokásos képfeldolgozási statisztikai elemzésnek vetettük alá. A digitális terepmodellezést és képfeldolgozást, beleértve a hisztogram számításokat mint például a hisztogram szeletelést az ILWIS raszter GIS szoftver alkalmazásával hajtottuk végre. A geomorfológiai vizsgálatokkal meghatározott planációs felszínekre digitális módszerekkel (lokális sík illesztés a legkisebb négyzetek módszerével, illetve TIN interpolációval) síkokat illesztettünk. Az eredmények kimutatták, hogy ezekkel a síkokkal modellezett felszíneknek különböző, de szisztematikus dőlésük van, mely a tektonikus mozgások eredményeképpen jött létre.

A DTM feldolgozása a földtani térképezés nélkülözhetetlen részévé vált napjainkra. A térképezés előkészítése során elvégzett DTM-elemzés jelentős mértékben segíti a terepi munka megtervezését. Ennek alapján kijelölhetők azok a területek, amelyek a különböző terepi munkák számára kulcsterületként jöhetnek számításba.

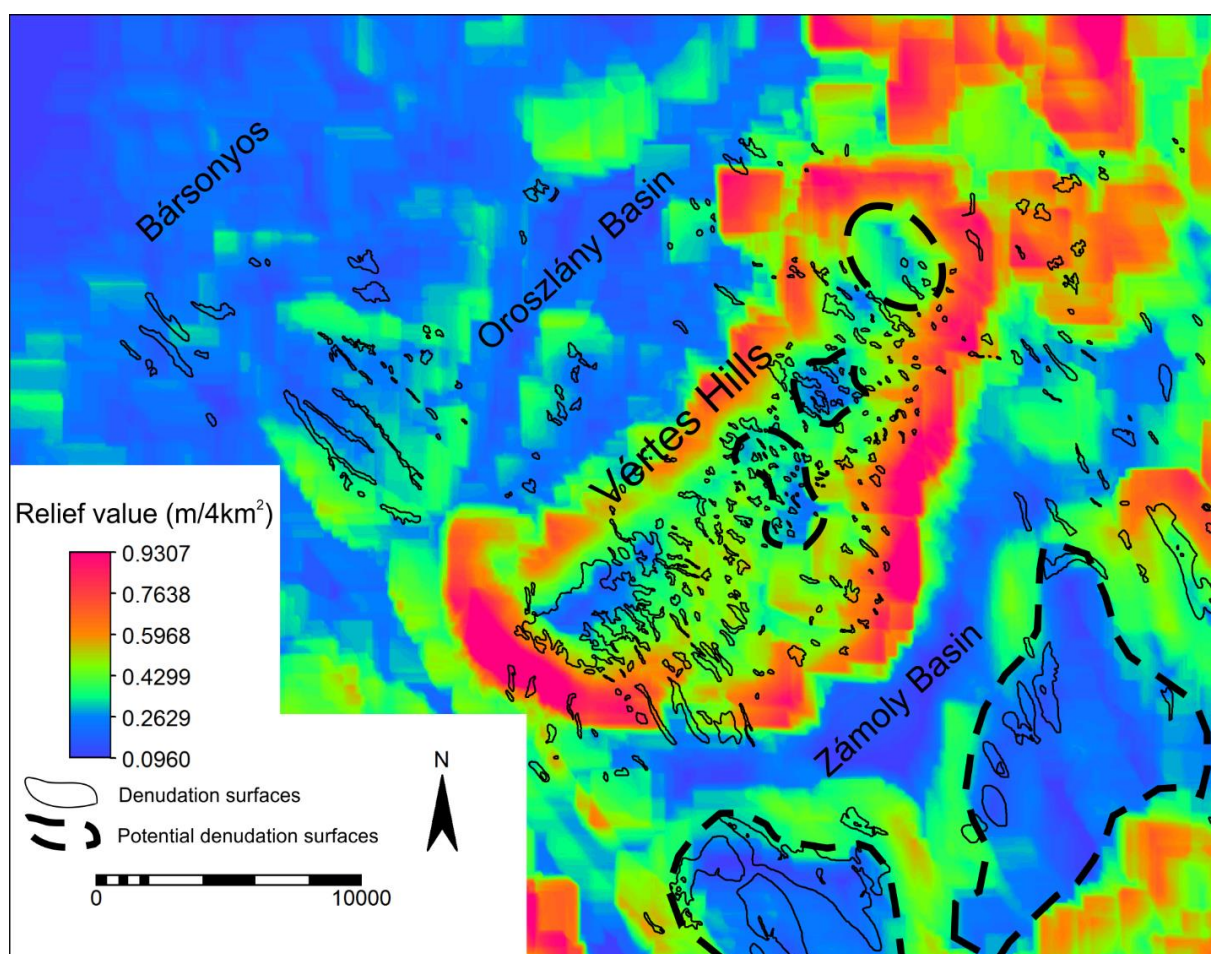
Összevettük az elkészült földtani térkép rajzolatát és a DTM elemzés eredményeit.

Két témára koncentráltunk. Az egyik a geomorfológiai vizsgálatok számára kiemelt jelentőségű planációs felszín vizsgálat. A térképezett területen megtalálható két, korban, genetikában, a felszínt felépítő kőzetek szempontjából jelentősen eltérő felszíntípus fordul elő. A hegység előterében laza üledékeken kialakult glaci-k, a hegység kemény karbonátos kőzetein etchplanációval kialakult felszín eróziósan átalakult maradványait ábrázolja a földtani térkép. A földtani térképezés során részletesen kiértékelt szerkezetföldtani feldolgozás készült. Ennek

térképi megjelenítése szintén alkalmas a DTM elemzés eredményeivel történő összehasonlításra.

Planációs felszínek

A Relief map (18. ábra) és a térképen ábrázolt felszínek a hegységi területen jól mutatják a közel vízszintes helyzetű felszínmaradványokat. A térképszerkesztő szubjektív, a szintvonalas térképen meghatározott felszínmaradványai sokkal kisebb felszíneket különítenek el, mint amit a 0.0960–0.2629 relief value értékek kijelölnek. Azonban az egyezés jó a két módszer által kijelölt területek között. A magasabb relief value értékű területeken a felszínek maradványai tetősínteken, gerinceken őrződtek meg, a megadott relief value értékekkel ezek nem jelennek meg. Ugyancsak nem mutathatók ki a módszerrel az enyhén kibillent felszínek sem. Ilyen terület a „Potential denudation surfaces” zóna és a „Zámoly Basin” közötti terület (18. ábra). A földtani térképen ábrázolt planációs felszínmaradványok léteznek itt is.

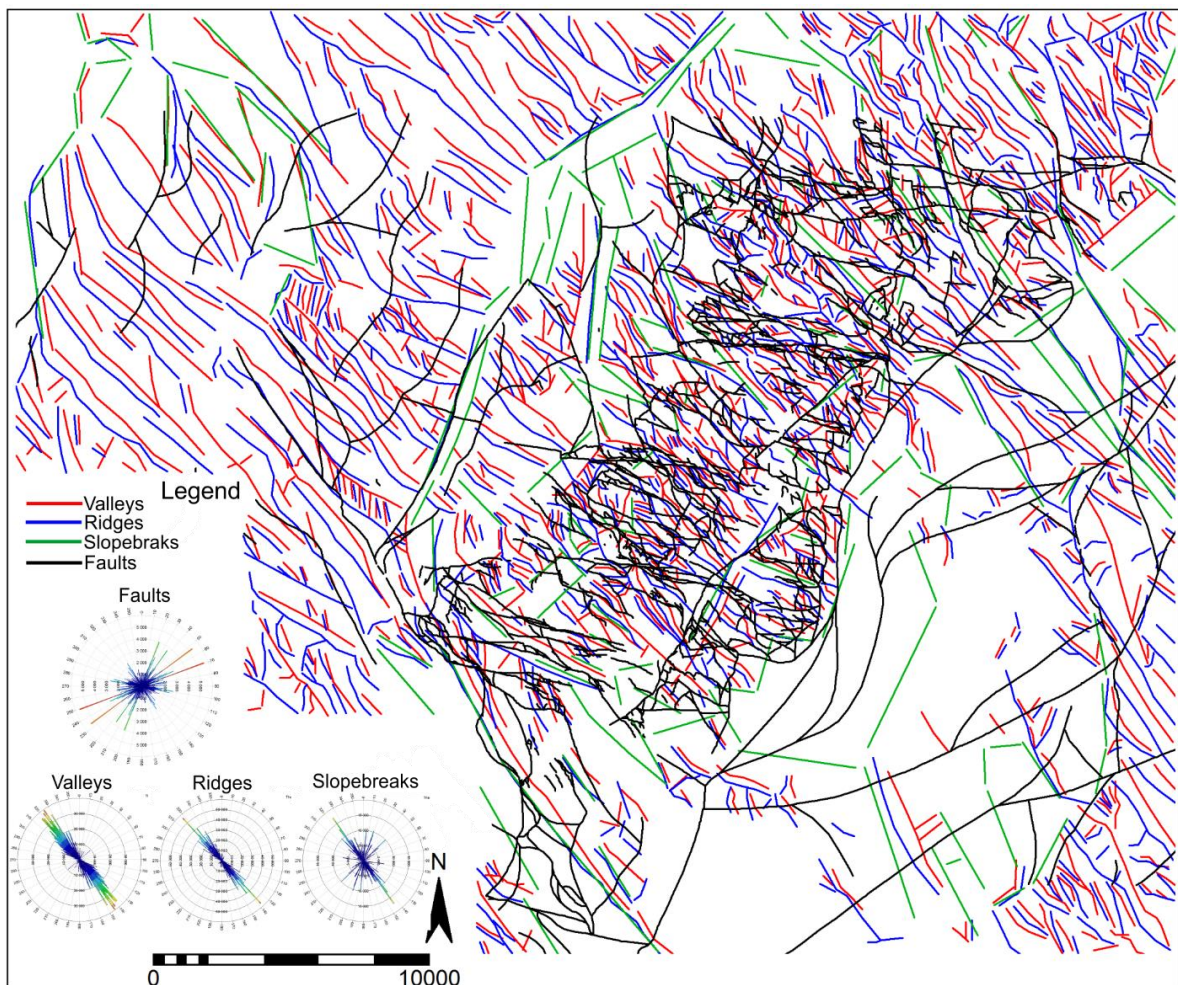


18. ábra: Relief térkép (2050*2050 m ablak) a Vértessomlyó földtani térképén ábrázolt planációs felszínekkel. A planációs felszínek és az alacsony relief értékek (kék színnel) jó egyezést mutatnak. Szaggatott vonallal határolt területek potenciális denudációs felszínek.

A hegység előtéri területén, a glaci-k felszínén kevésbé az alkalmazott felbontással a módszer kevésbé eredményes. A módszer alapján jelölt két Potential denudation surfaces közül a K-i több felszínt foglal magába. A felszíneket ugyanis alig néhány méter szintkülönbség választja, esésük pedig 1° -alatt marad. Így az adott felbontással összeolvadnak egyetlen potenciális felszínbe.

Lineamensek

A DTM-ből levezetett lineamensek (völgyek, gerincek, lejtőmegtörések, 19. ábra) értelmezése a hegységben és a hegységelőtéri területen ugyancsak eltérő. A hegységi területen a völgyek, gerincek uralkodó iránya (ÉNy–DK) a D–DK irányban kibillent planációs felszínen kialakult, erősen bevágódott völgyhálózattal magyarázható. A lejtőmegtörések részben ugyancsak ezt a domborzatot tükrözi, részben a hegységi területen hosszan követhető, a domborzatban meghatározó lejtőket alkotó vetők hatása érvényesül (Gánti- és Vérteskozmai-medence DK-i pereme, a Vértes DK-i pereme). A vetőirányok és a lineamensek közötti látszólagos ellentmondást azonban elsősorban az okozza, hogy az előtérben, a laza üledékek lenyesett felszínén a vetők nem befolyásolják a domborzatot. A lejtőmegtörések jól illeszkednek a hegységi terület vetőihöz, elsősorban a peremi vetőkhöz, amelyek legerősebben mutatkoznak meg a domborzatban.



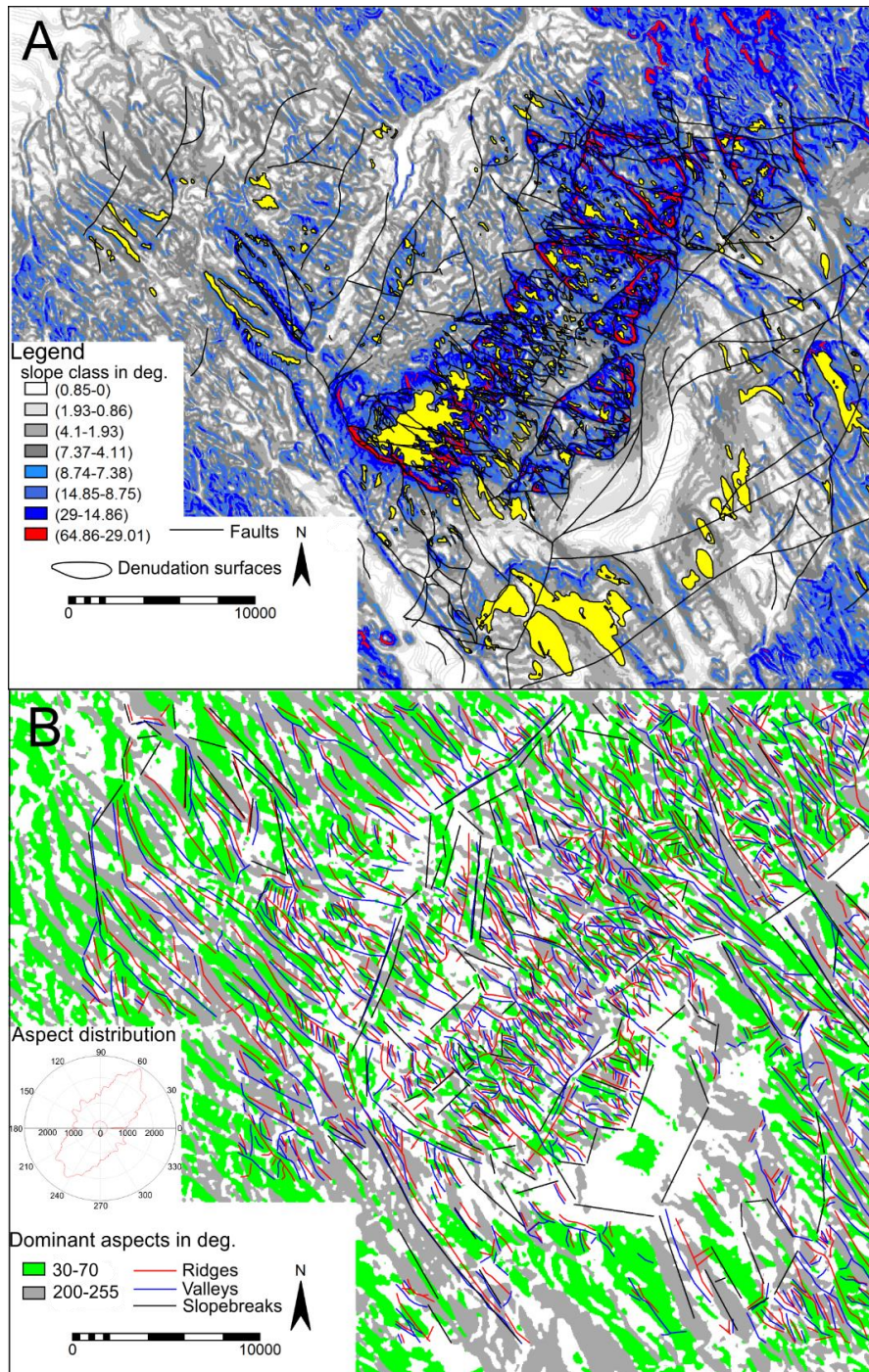
19. ábra: lineaments térkép, völgyek, gerincek, lejtőmegtörések alapján vetőkkel és hosszúság alapú rózsadiagramokkal.

A peremi területeken a lineamensek iránya elsősorban a pleisztocénben az ÉNy-i szél felszínformáló hatását mutatja.

A lineamensek ÉNy–DK uralkodó iránya tehát két, egymástól független hatásra alakult ki: pleisztocén ÉNy-i szelek és a Vértes DK-i részének D–DK-i irányú enyhe kibillenése.

Slope, aspect, profile curvature

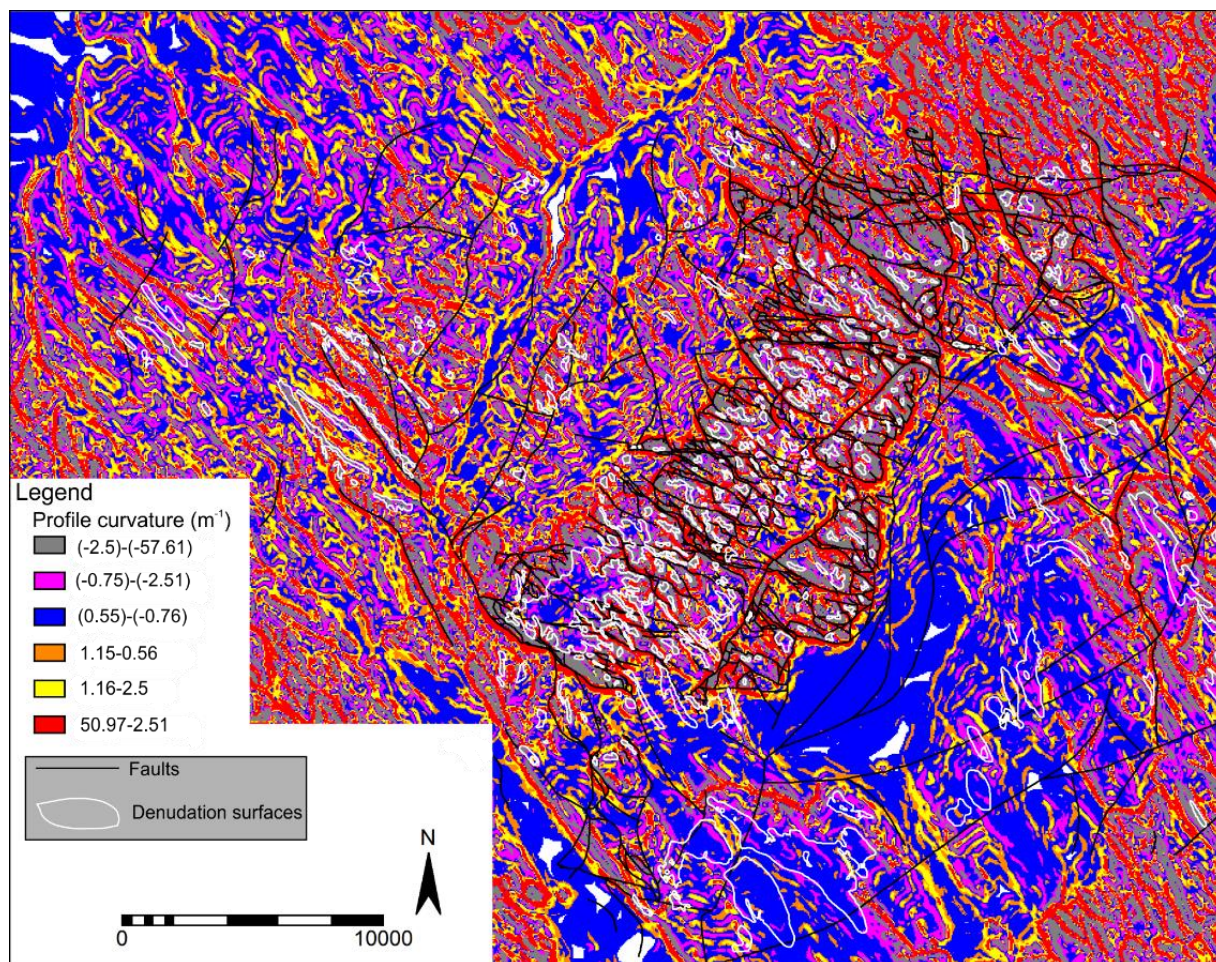
A hegységelőtér területén a tetők, háta, gerincek felszínére mindenütt jellemző a 0–2° közötti felszínlejtés. A gyengén lejtő, lazaüledékekből felépült területen a térképezés során azonban 7 kvarter glacis szint volt elkülöníthető (Csillag, Fodor 2008). A lejtőkategória térkép és a kitettség térkép (20. ábra) egyaránt jól mutatják, hogy itt a viszonylag jelentősebb – 8°-ot meghaladó – lejtés a glacis-k felszínét feldaraboló völgyek oldalaira jellemző csupán. A völgyek irányát feltehetően az általános lejtésirány és az ezzel azonos pleisztocén ÉNy-i szélirány együttesen határozta meg.



20. ábra: A) osztályozott lejtőszög térkép a planációs felszínekkel és szerkezeti vonalakkal. B) domináns kitettség a lineamentek feltüntetésével

A Vértes belsejében a meredek ($>15^\circ$) lejtők részben a vetőkhöz, részben a mélyen bevágódott völgyekhez köthetők.

A profile curvature maximális konkáv értékeinek helyzete a vetőkhöz és a szélérozíós formákhoz kötődik (21. ábra).



21. ábra: osztályozott "profile curvature" térkép a planációs felszínekkel (fehér vonallal határolva és a szerkezeti vonalakkal (fekete színnel jelölve))

Összefoglalva, a térkép szerkesztése során az ismert DTM-feldolgozások mindegyike hozzájárulhat egy hasonló típusú terület pontosabb térképi rajzolatának elkészítéséhez, valamint a geomorfológiai, szerkezetföldtani értelmezéshez. A térképezés előkészítése során a geomorfológiai felvétel és a planációs felszínekhez kapcsolódó képződmények térképezése megtervezéséhez jó alapot nyújt a jól megválasztott window size segítségével készített relief map. A lejtőmeredekség, magasságkülönbség vizsgálata a szerkezeti szempontból várhatóan informatív zónák előzetes kijelölésére alkalmas.

Beadás előtt álló, befejezés előtt álló publikációk

KELEMEN P., CSILLAG G., DUNKL I., MINDSZENTY A., KOVÁCS I., EYNATTEND V. H., JÓZSA S.
in prep.: Development of terrestrial kaolin deposits trapped in Miocene karstic sinkholes on planation surface remnants, Transdanubian Range, Pannonian Basin (Hungary).

- PETRIK, A. GYÖZŐ JORDÁN, G. & CSILLAG, G. in prep.: Systematic morphotectonic analysis using DEMs and their geomorphological field evidences in the Vértes Hills, Hungary
- RUSZKICZAY-RÜDIGER Z., BALÁZS A., CSILLAG G., DRIJKONINGEN G., FODOR L. in prep.: Terrace chronology reflecting upper crustal and deep lithospheric deformation and climate processes in the NW Pannonian Basin, Hungary, Central Europe. Plio-Quaternary uplift of the Transdanubian Range (Pannonian Basin, Central Europe): How fast and why?

A Dunántúli-középhegység (DKH) planációs felszíneinek vizsgálata című projekt 2013-ban indult. A kezdő év első komoly nehézsége a pénzügyi háttér hiánya volt. Az OTKA Iroda által az év elején, január első napjainkban elutalt pénzügyi keret első töredékét a felügyelő minisztérium csupán augusztus végén bocsátotta rendelkezésre. Amilyen nehezen indult, olyan nehezen zárult is projekt. A projektvezető nyugdíjazása miatt váltani kellett a befogadó intézményt. A közel 8 hónapos folyamat során a projekt ismét nem volt finanszírozható. Így a projekt futamidejéből mintegy 1,5 év során a munka rendkívül nehéz körülmények folyt.

Irodalom

- ADAMS G. F., Ed. 1975: Planation surfaces Peneplains, Pediplains, and Etchplains. — Benchmark Papers in Geology. Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson & Ross Inc.
- BÁRDOSSY G. 1977: Karsztbauxitok. — Akadémiai Kiadó 413 p.
- BÁRDOSSY G. 2010: The Szőc bauxite deposit. A szőci bauxit-előfordulás. — Budapest, Geological Institute of Hungary Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, 211, 126 p.
- BÁRDOSSY G. 2011: The Nyirád-east bauxite deposit. A nyirádi bauxit-előfordulás keleti része. — Budapest, Geological Institute of Hungary Magyar Állami Földtani Intézet Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, 212, 117 p.
- BÁRDOSSY G., JUHÁSZ E. 1991: Application of sedimentological methods to karst bauxites evaluation: the Halimba-Szőc area, Hungary. — Acta Geologica Hungarica **34** (3) 241-252.
- BÁRDOSSY G., MINDSZENTY A. 2013: The Iharkút Bauxite. Az iharkúti bauxit-előfordulás. — Budapest, Geological and Geophysical Institute of Hungary Occasional Papers of the Geological and Geophysical Institute of Hungary, 1, 133 p.
- BEAUDET G., Ed. 1985: Cônes rocheux et aplanissements partiels sur roches carbonatées cohérentes. — Mémoires et Documents de Géographie. Paris, CNRS.
- BENKÓ Z., MOLNÁR F., PÉCSKAY Z., NÉMETH T., LESPINASSE M. 2012: A paleogén vulkanizmus hidrotermális rendszerének hatása a variszkuszi gránitra a Velencei-hegységben : a sukorói barittelér kora és képződése. — Földtani Közlöny **142** (1) 45-58.
- BIROT P., DRESCH J. 1966: Pédiments et glaciais dans l'Ouest des États-Unis. — Annales de Géographie 513-552.
- BOHN P. 1979: A Keszthelyi-hegység regionális földtana. The regional geology of the Keszthely Mountains. — Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet Geologica Hungarica. Series geologica, 19, 191 p.
- BÓNA I. 2016: A Vízvöröstó és környékének (Nagyvázsony, Kab-hegy) vörösiszap — bauxitos agyag kitöltésű töbreinek vizsgálata, a pannon neogén fekvő térképezése. Budapest, 49.
- BÓNA I. (2018). Geological mapping on the Balaton Highland with complex geophysical methods. Ifjú Szakemberek Ankétja. Hajdúszoboszló: 28-29.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L., MAJOROS G. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék fedetlen földtani térképéhez 1:50 000.

- Geology of the Balaton Highland. — Budapest, Geological Institute of Hungary Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, 257 p.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., FODOR L., GÁL N., KERCSMÁR Z., KORDOS L., PÁLFALVI S., SELMECZI I. 2008: Magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez (1:50 000). Explanatory Book to the Geological Map of the Vértes Hills (1:50 000). — Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet (Geological Institute of Hungary) Magyarország tájegységi térképsorozata, 368 p.
- BUDAI T., FODOR L., CSILLAG G., KERCSMÁR Z., SZTANÓ O., SELMECZI I., LANTOS Z., RUSZKICZAY-RÜDIGER Z. 2018: A Gerecse fejlődéstörténete. — A Gerecse hegység földtana. BUDAI T., Ed.^Eds. Budapest, Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Magyarország tájegységi térképsorozata, 209-222.
- BULLA B. 1956: A magyar föld domborzata fejlődésének ritmusai az újharmadkor óta a korszerű geomorfológiai szemlélet megvilágításában. — MTA Társadalmi-Történeti Tudományok Osztályának Közleményei 7
- BULLA B. 1958: Néhány megjegyzés a tönkfelszínek kialakulásának kérdésében. — Földrajzi Értesítő 7 (3) 257-274.
- BULLA B. 1968: Harmadkori elgyengetett felszínek maradványai Magyarországon. — Válogatott természetföldrajzi tanulmányok. MAROSI S., Ed.^Eds. Budapest, Akadémiai Kiadó, 132-143.
- BÜDEL J. 1957: Die 'doppelten Einebnungsflächen' in den feuchten Tropen. — Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. 1 201–228.
- COQUE R. 1977: Géomorphologie. — Paris, Armand Colin p.
- CSILLAG G. 2004: Káli-medence és környékének geomorfológiai szintjei. — A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002 95–110.
- CSILLAG G., FODOR L. 2008: Geomorfológia. — Magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez (1:50 000). Explanatory Book to the Geological Map of the Vértes Hills (1:50 000). BUDAI T., FODOR L., Ed.^Eds. Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet (Geological Institute of Hungary), Magyarország Tájegységi Térképsorozata, 135–144.
- CSILLAG G., FODOR L., KELE S., BUDAI T., KAISER M., THAMÓNÉ BOZSÓ E., RUSZKICZAY-RÜDIGER Z., SÁSDI L., TÖRÖK Á., LANTOS Z., BABINSZKI E. 2018: Pliocén–Kvarter. — A Gerecse hegység földtana. Geology of the Gerecse Mountains. BUDAI T., Ed.^Eds. Budapest, Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat (Mining and Geological Survey of Hungary), Magyarország tájegységi térképsorozata, 131-169.
- CSILLAG G., NÁDOR A. 1997: Multi-phase geomorphological evolution of the Keszthely Mountains (SW-Transdanubia) and karstic recharge of the Hévíz lake. — Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd. 110 15-26.
- CSILLAG G., SEBE K. 2015: Long-Term Geomorphological Evolution. — Landscapes and Landforms of Hungary. LÓCZY D., Springer International Publishing, World Geomorphological Landscapes, 29-38.
- CSILLAG G., SEBE K., FODOR L. (2013). Piedmonts of the Transdanubian Range, Hungary: Limited slope retreat of the pediments? 8th IAG International Conference on Geomorphology. Paris: 290.
- CSORVÁSI N. 2014: A Velencei Gránit geomorfológiai vizsgálata. 51.
- CSORVÁSI N. 2015: A Velencei-hegység geomorfológiai fejlődéstörténete. — Bsc, ELTE, 44 p.
- DAVIS W. M. 1899: The Geographical Cycle. — Geographical Journal 14 481–504.
- DERRUAU M. 1965: Précis de Géomorphologie. — Paris, Masson p.
- DRESCH J. 1957: Pediments et glaciaires d'érosion, pediplains et inselbergs. — L'information géographique 21 (5) 183-196.

- DUNKL I. 1990: A középhegységi eocén fedős bauxitok törmelékes cirkonkristályainak fission track kora: A korai eocén vulkanizmus bizonyítéka. Fission track age of zircon grains from Eocene-covered bauxites of the Transdanubian Central Range (Hungary): evidence for Early Eocene volcanism. — *Általános Földtani Szemle* **25** 163-177.
- ERHART H. 1956: *La Genèse des Sols. Esquisse d'une Théorie Géologique.* — Paris, Masson 177 p.
- FAIRBRIDGE R. W., FINKL C. W. J. 1980: Cratonic Erosional Unconformities and Peneplains. — *The Journal of Geology* **88** (1) 69-86.
- FINKL C. W. J. 1979: Stripped (etched) landsurfaces in southern Western Australia. — *Australian Geogr. Stud.* **17** 33-52.
- FINKL C. W. J., CHURCHWARD H. M. 1973: The etched surfaces of southwestern Australia. — *J. Geol. Soc. Australia* **20** 295-307.
- FODOR L., CSILLAG G., LANTOS Z., BUDAI T., SELMECZI I. 2008: A Vértes Földtani Térképe. M=1:50 000 Geological Map of the Vértes Hills 1:50 000. —
- GELLAI M., KNAUER J., MINDSZENTY A. 2018: Kovadúsulós és alumíniumdúsulós mállási és üledékképződési folyamatok a kora-albai folyamán a Csehbányai-medencében. — *Földtani Közlemény* **148** (4) 341-354.
- GUTIÉRREZ M. 2005: Climatic Geomorphology. Developments in earth surface processes 8. — , Elsevier p.
- HAAS J. 1991: Tectonic and eustatic control of bauxite formation in the Transdanubian Central Range (Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **34** (3) 253-262.
- HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L., KONRÁD G. 2010: Pre-Cenozoic geological map of Hungary. 1:500000. — Budapest, Geological and Geophysical Institute of Hungary.
- HAAS J., JOCHÁNE EDELENYI E. 1980: A Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképe. Felső-kréta bauxit szint. — Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet.
- JÁMBOR Á., KÖRPÁS L., KRETZOI M., PÁLFALVY I., RÁKOSI L. 1971: Dunántúli oligocén képződmények rétegtani problémái. — *M. Áll. Földtani Intézet Évi Jelentése az 1969. Évről* 141-154.
- JONIAK P., HÍR J., ŠUJAN M., MÉSZÁROS L. 2017: Small mammals from the Vértesacska as a contribution to chronology of the Late Miocene Zagyva Formation (W-Hungary). — *Acta Geologica Slovaca* **9** (1) 15-24.
- JUHÁSZ E. 1990: The history of accumulation of the Halimba Bauxite (W Hungary) on the basis of its lithological and sedimentological features. — Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet Special Papers, 118 p.
- KAISER M. 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. — *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband* **110** 1-14.
- KELEMEN P. 2016: A Vöröstói Formáció vörössagyagos, bauxitkavicsos összletének eredete és kapcsolata a Dunántúli-középhegység lepusztulástörténetével. — Msc, ELTE, 183 p.
- KELEMEN P., CSILLAG G., DUNKL I., MINDSZENTY A., KOVÁCS I., EYNATTEND V. H., JÓZSA S. (2019). Kaolinite deposits trapped in karstic sinkholes of planation surface remnants used as paleotectonic, paleoclimate and provenance indicators, Transdanubian Range (Hungary), Pannonian Basin. 14th Workshop of the International Lithosphere Program Task Force Sedimentary Basins conference dedicated to the memory of Frank Horváth. Hévíz, Hungary: 55-56.
- KELEMEN P., CSILLAG G., DUNKL I., MINDSZENTY A., KOVÁCS I., EYNATTEND V. H., JÓZSA S. in prep.: Development of terrestrial kaolin deposits trapped in Miocene karstic sinkholes on planation surface remnants, Transdanubian Range, Pannonian Basin (Hungary). —
- KELEMEN P., DUNKL I., CSILLAG G., MINDSZENTY A., VON EYNATTEND H., JÓZSA S. 2017: Tracing multiple resedimentation on an isolated karstified plateau: The bauxite-bearing

- Miocene red clay of the Southern Bakony Mountains, Hungary. — *Sedimentary Geology* **358** 84-96.
- KNAUER J., MINDSZENTY A. 1996: Alsóperei Bauxit Formáció. — Kréta. CSÁSZÁR G., Ed.^Eds. Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, Magyarország litosztrigráfiai alapegységei, 39-41.
- KORPÁS L. 1981: A Dunántúli-középhegység oligocén—alsó-miocén képződményei. Oligocene-Lower Miocene formations of the Transdanubian Central Mountains in Hungary. — *Ann. Hung. Geol. Inst.* **64** 1-140.
- MC GEE W. J. 1897: Sheetflood erosion. — *Bull. Geol. Soc. America* **8** 87-92, 96-111.
- MIGON P., THOMAS M. F. 2002: Grus weathering mantles—problems of interpretation. — *Catena* **49** 5-24.
- MINDSZENTY A., BÖRÖCKY T., RÁKOSI L., WEISZBURG T. 2002: Hematitosodott fatörzsmaradvány az óbaroki bauxitban. — *Földtani Kutatás (Geological Research, Quarterly Journal of the Hungarian Geological Survey)* **39** (1) 53-55.
- MINDSZENTY A., CSOMA A., TÖRÖK Á., HIPS K., HERTELENDI E. 2001: Flexura jellegű előtéri deformációhoz köthető karsztbauxitszintek a Dunántúli-középhegységben. Rudistid limestones, bauxites, paleokarst and geodynamics. The case of the Cretaceous of the Transdanubian Range — *Földtani Közlöny* **131** (1-2) 107-152.
- OLLIER C. D. 1969: Weathering. — Edinburgh, Oliver & Boyd 304 p.
- OZSVÁRT P. 2018: A Magyarországi Paleogén Medence paleo-oceanográfiája bentosz foraminiferák paleoökológiai vizsgálata alapján. — *Földtani Közlöny* **148** (3) 235-254.
- PATAKI A. 1985: Karsztmorfológiai megfigyelések a nyirádi és az iharkúti bauxitelőfordulás területén. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 183. évről* 131-133.
- PÉCSI M. 1963: Hegylábi (pediment) felszínek a magyarországi középhegységekben. — *Földrajzi Közlemények* **11(87)** (3) 195–212.
- PÉCSI M. 1970: Surfaces of planation in the Hungarian Mountains and their relevance to pedimentation. — *Problems of relief planation*. PÉCSI M., Ed.^Eds. Budapest, Akadémiai kiadó, *Studies in Geography in Hungary*, 8, 29-40.
- PÉCSI M. 1991: Geomorfológia és domborzatminősítés. — Budapest, MTA FKI Elmélet-Módszer-Gyakorlat, 296 p.
- PÉCSI M. 1991: Geomorfológiai szintek a Magyar-középhegységben. — *Geomorfológia és domborzatminősítés*. MAROSI S., Ed.^Eds. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, *Elmélet-Módszer-Gyakorlat*, 53, 121-138.
- PÉCSI M. 1991: Tönkös sasbércek a Magyar-középhegységben. — *Geomorfológia és domborzatminősítés*. MAROSI S., Ed.^Eds. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, *Elmélet-Módszer-Gyakorlat*, 53, 112-120.
- PÉCSI M., SZILÁRD J. 1970: Planated surfaces: principal problems of research and terminology. — *Problems of relief planation*. PÉCSI M., Ed.^Eds. Budapest, Akadémiai Kiadó, 8, 13-28.
- POCSAI T., CSONTOS L. 2006: Late Aptian–Early Albian syn-tectonic facies-pattern of the Tata Limestone Formation (Transdanubian Range, Hungary). — *Geologica Carpathica* **57** (1) 15 - 27.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER Z., BALÁZS A., CSILLAG G., DRIJKONINGEN G., FODOR L. in prep.: Terrace chronology reflecting upper crustal and deep lithospheric deformation and climate processes in the NW Pannonian Basin, Hungary, Central Europe. Plio-Quaternary uplift of the Transdanubian Range (Pannonian Basin, Central Europe): How fast and why? —
- RUSZKICZAY-RÜDIGER Z., BRAUCHER R., NOVOTHNY Á., CSILLAG G., FODOR L., MOLNÁR G., MADARÁSZ B., TEAM A. 2016: Tectonic and climatic control on terrace formation:

- Coupling in situ produced ^{10}Be depth profiles and luminescence approach, Danube River, Hungary, Central Europe. — *Quaternary Science Reviews* **131**, Part A 127-147.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER Z., CSILLAG G., FODOR L., BRAUCHER R., NOVOTHNY Á., THAMÓ-BOZSÓ E., VIRÁG A., PAZONYI P., TIMÁR G. 2018: Integration of new and revised chronological data to constrain the terrace evolution of the Danube River (Gerecse Hills, Pannonian Basin). — *Quaternary Geochronology* **48** 148-170.
- SUMMERFIELD M. A. 1991: *Global Geomorphology*. —, Longman 537 p.
- SZABÓ P. Z. 1957: A karszt mint klimatikus morfológiai probléma. — *Dunántúli Tudományos Gyűjtemény* **15** 1-24.
- SZABÓ P. Z. 1966: Újabb adatok és megfigyelések a magyarországi öskarszt-jelenségekről. — *Dunántúli Tudományos Gyűjtemény* **58** 38.
- SZABÓ P. Z. 1968: A magyarországi karsztosodás fejlődéstörténeti vázlata. — *Dunántúli Tudományos Gyűjtemény* **80** 13-26.
- TELEGDI ROTH K. 1927: Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli középhegység északnyugati peremén. — *Földtani Közlöny* **57** (1-9) 32-41.
- THOMAS M. F. 1974: *Tropical Geomorphology. A Study of Weathering and Landform Development in Warm Climate*. — London, Macmillan p.
- THOMAS M. F. 1989: The role of etch processes in landform development. I. Etching concepts and their applications. — *Z. Geomorph. N. F.* **33** (2) 129-142.
- THOMAS M. F. 1989: The role of etch processes in landform development. II. Etching and their formation of relief. — *Z. Geomorph. N. F.* **33** (3) 257-274.
- TÓTH K., VARGA G. 2014: A diszeli bauxit. — *Földtani Közlöny* **144** (4) 315-328.
- TWIDALE C. R. 2002: The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. — *Earth-Science Reviews* **57** (1) 37-74.
- TWIDALE C. R. 2009: Differentiating etch, epigene, and subaerial landforms. — *Z. Geomorph. N. F.* **53** (1) 1-21.
- WAYLAND E. J. 1933: Peneplains and some other erosional platforms. — *Annual Report and Bulletin, Protectorate of Uganda Geological Survey, Department of Mines* **Note 1** 77-79.
- WILLIS B. 1936: *East African Plateaus and Rift Valleys, Studies in Comparative Seismology*. — Washington, Carnegie Institute 470 p.