

## TOROCKÓI-HEGYSÉG VÖLGYHÁLÓZAT-FEJLŐDÉSE

TELBISZ TAMÁS – MARI LÁSZLÓ – IMECS ZOLTÁN

VALLEY NETWORK EVOLUTION OF THE TRASCĂU MOUNTAINS  
(TRANSYLVANIA, ROMANIA)

### Abstract

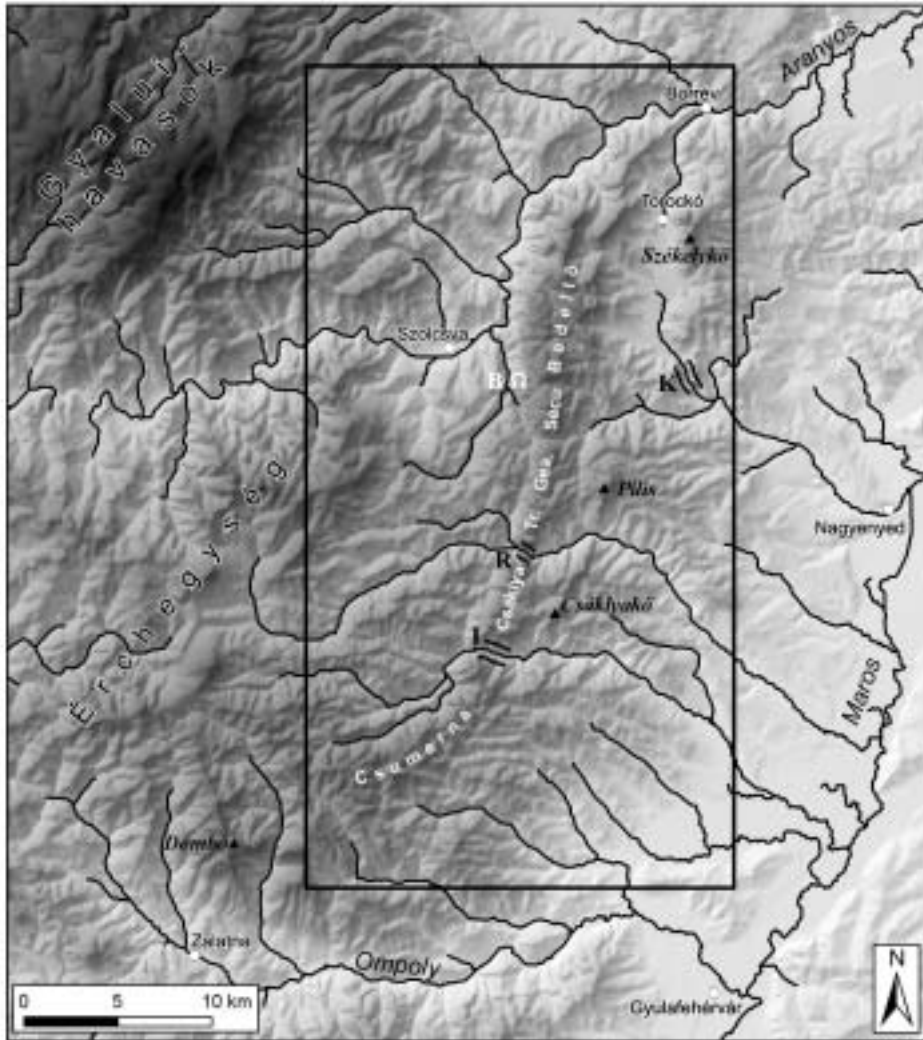
The Trascău Mountains are located in the eastern part of Apuseni Mountains. The 400–1400 m high mountains are lithologically compound and from a morphological viewpoint, Jurassic Limestone terrains are the most characteristic. Three denudation surfaces at different altitudes were described by previous researchers. Deep-walled transversal valleys (gorges) are very typical in these mountains. In this study, we analyzed these features in terms of digital terrain analysis. Elevation histogram analysis supported the role of differential erosion in geomorphic evolution, i.e. among all rocks, the Jurassic limestone terrains' histogram shows the highest elevation maximum. On the contrary, denudation surfaces are not so marked in the frequency curves, even if the analysis is applied to low-slope or ridge landforms only. Therefore, it is concluded that the highest Ciumerna-Bedelevu surface is rather the result of differential erosion. Beside the well-known transversal valleys (e.g. Cheile Rămeșului, Cheile Intregalde) we identified several wind gaps at different elevations. The water gaps and wind gaps have preserved the original eastern-southeastern direction of the former drainage network, which was only later modified by the relative emergence of karst plateaus and by headward valley regression.

**Keywords:** Trascău Mountains, digital terrain model, swath analysis, drainage evolution, denudation surface

### Bevezetés

A Torockói-hegység az Erdélyi-középhegység K-i oldalán húzódik, nagyjából ÉÉK–DDNy-i csapásirányban (1. ábra). A középhegység legjobban kiemelt részeihez (Bihar, Vlegyásza, Gyalui-havasok) képest valamivel alacsonyabban fekszik, legmagasabbra a hegység D-i részén fekvő Dombó-csúcsban (1369 m) emelkedik; tetőszintje enyhén lejt É felé. Közettanilag változatos felépítésű terület (2. ábra; GIUȘCĂ, D.–BLEAHU, M. 1967; MÓGA J. 1995, 2002). Az óidőt a viszonylag jelentős kiterjedésű metamorf kőzetek (csillámpala, gneisz, kristályos mészkő) képviselik. Tájképileg legmeghatározóbb a felsőjura zátonymészkő, amely a Csumerna–Bedellő fővonulatot alkotja, illetve az ezzel párhuzamos keskenyebb gerincekben (pl. Pilis, Székelykő) is föltűnik. A mészkővel szinte összenőve jura bazaltokkal találkozhatunk, amelyek az egykori óceánfenék ofiolitjához tartoznak. Ezeket – az É-i rész kivételével – nagy kiterjedésben kréta törmelékes üledékek (konglomerátum, homokkő, márga, argillit) veszik körbe, amelyek közül kitűnik az úgynevezett vadflis. Ebben hatalmas, háztömb méretű, egyben maradt kőtömbök (olisztolitok) találhatóak, amelyek az egykori tengerfenék kontinentális lejtőjén szétesés nélkül szánkáztak le. Anyaguk a felsőjura mészkőből származik és többnyire markáns sziklaoromként emelkednek környezetük puhább kőzetei fölé. A hegység K felé lealacsonyodó nyúlványait neogén üledékek (főleg szarmata és pannon) takarják be, amelyek az Erdélyi-medence egykori tengerpartjának nyomait őrzik. A folyóvölgyek mentén pleisztocén teraszüledékek figyelhetők meg, végül a határoló völgyek talpán (Aranyos, Maros), illetve a kis, belső medencékben (Torockói-, Szolcsvai-medence) jelenkori üledékek alkotják a felszínt.

A középhegység más részeihez hasonlóan itt is korán fölismerték a hegység arculatát meghatározó, jellegzetes domborzati szinteket, amelyeket elegyengetéssel kialakított



1. ábra Áttekintő térkép a Torockói-hegység középső és D-i részéről. – K – enyedi Kőköz; B – Szolcsvai-barlang; R – Remetei-szoros; I – Intregáldi-szoros; Secu – D. Secului; Gea – Vf. Geamănului; Tr – D. Tarcăului.

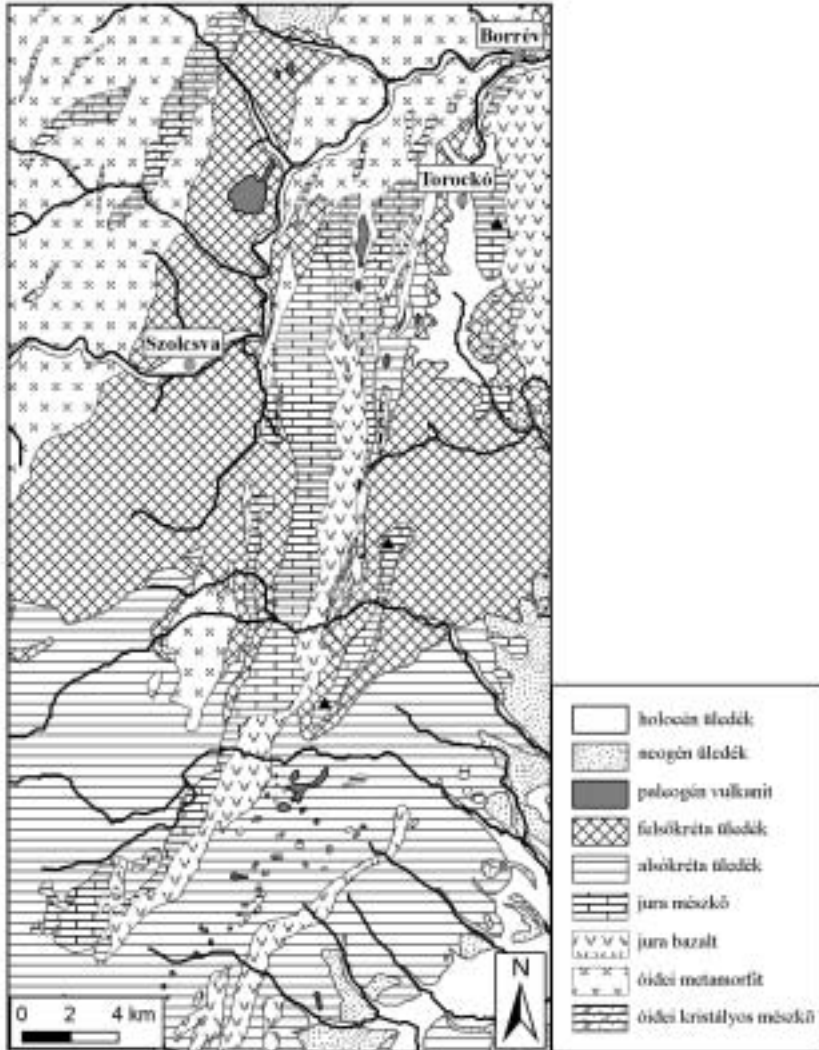
A vízrajz a digitális domborzatmodell alapján automatikusan készült, ezért a sík részeken (elsősorban a Maros mentén) nem tükrözi híven a folyó futását. A belső keret a geológiai térkép, illetve a későbbi hisztogram-számítások kivágatát mutatja  
 Figure 1 Overview map of the central and southern part of Trascău Mts. – K – Cheile Vălișoarei; B – Huda lui Papară Cave; R – Cheile Rămețului; I – Cheile Intregalde; Secu – D. Secului; Gea – Vf. Geamănului; Tr – D. Tarcăului.

Drainage network is automatically derived from the DTM, therefore it is not correct on plain terrains (especially along Mureș river). Black rectangle shows the border of the geological map and histogram calculations

tönkfelszíneknek tekintettek (DE MARTONNE, E. 1924; FICHEUX, R. 1937; PINCZÉS Z. 1997; MÓGA J. 2004). Legmagasabb és legidősebb a *Csumerna–Bedellő* 1000 m fölötti szintje, amit felsőkréta és oligocén közötti trópusi pediplanáció eredményének tartanak (MÓGA J. 2004). Ezt a szintet a karsztfennsíkok őrizték meg. A középső, 700–900 m-es szint itt a főgerinc K-i és Ny-i oldalán fekvő települések után a *Remete-Ponor* megnevezést viseli. Ezt a szintet, kevésbé jól felismerhetően, elsősorban a kréta üledékekből álló völgy-

közi háta, gerincek őrizték meg; kialakulása a miocénhez kötődik. A legalacsonyabb, 400–500 m-es szint pliocén hegyláb felszín képződés eredménye, s leginkább a Torda és Nagyenyed közötti Aranyosszéki-dombságban, illetve a Nagyenyedi-dombság peremén maradt meg.

A hegység mészkőből álló részein karsztos formakincs alakult ki. A viszonylag nagyobb kiterjedésű fennsíkokon szép számmal fordulnak elő töbrök, szárazvölgyek. A barlangok közül egyedül az 5,2 km hosszú Szolcsvai-barlang jelentős – amely tankönyvbe illő és látványos példája a hidegvizes átmenő barlangnak –, jól fejlett víznyelővel (amelybe két patak is érkezik, az egyik ráadásul vízeséssel), aktív patakos járattal, szifonnal és hatalmas forrásszájjal. Elhelyezkedését tekintve azonban azonosan peremi helyzetű barlang, a karszt-



2. ábra A vizsgált terület egyszerűsített geológiai térképe GIUȘCĂ, D.–BLEAHU, M. (1967) alapján  
 Figure 2 Simplified geological map after GIUȘCĂ, D.–BLEAHU, M. (1967)

fennsíknak csupán egy peremi kiszögellését szeli át. Tudománytörténeti érdekessége, hogy a történelmi Magyarországon először itt végeztek vízfestést (szénporral!) a víz föld alatti útjának pontosabb meghatározására (DÉNES GY. 2005). A többi barlang hossza nem haladja meg a néhány 100 m-t. Általában kiemelt, romosodó, hidegvizes barlangokról van szó és akadnak köztük zombolyok is (pl. az 50 m mély csáklya-kői Lólyuk). A karsztos formakincs leglátványosabb elemei azonban kétségkívül az igen nagy számban előforduló szurdokvölgyek, amelyeket itt kőköznek is neveznek. A legismertebbek a Túri- és a Tordai-hasadék, az enyedi Kőköz, a Remetei- és az Intregáldi-szoros. Képződésük módját tekintve a barlang-felszakadást, az átöröklést, illetve a hátravágódást említik. Teljes bizonyossággal csak a Remetei-szoros esetében beszélhetünk barlang-felszakadásról, hiszen itt megmaradt egy sziklakapu a szoros két oldala között, de vannak, akik az Intregáldi-szorosot és a Tordai-hasadékot is barlangi eredetűnek vélik (pl. CHOLNOKY J. 1926; TULOGDI J. 1943); az utóbbit manapság inkább epigenetikus (átöröklött) eredetűnek tartják (MÓGA J. 2004). CHOLNOKY J. (é. n.) az enyedi Kőközt az átöröklött völgyek egyik legnagyobb példaként írja le: „Ezt a kőköz szót lefoglaltuk a tudomány számára s az epigenetikus völgyeket kőköz néven fogjuk ezentúl emlegetni.” POPESCU-ARGEŞEL, I. (1977) és nyomában PINCZÉS Z. (1997) a Remetei- és az Intregáldi-szoros kialakulását regresszióval magyarázza, mint az a vízhalózat alakulásával kapcsolatos elméletükből kiderül (lásd alább). A kőzetminőséghez igazodó lepusztulás szerepét KORODI E. (2003) hangsúlyozza.

A hegység vízrajza (1. ábra) kétségkívül felkelti a kutató érdeklődését. Legmeglepőbb sajátossága, hogy az ÉÉK–DDNy-i csapású, nagy relatív magasságú központi mészkővonulatot áttörik az említett kőközök, míg a hegység legnagyobb folyója, az Aranyos lényegében É felé kikerüli a karsztfennsíkokat, bár Borrévnél szintén szorosan keresztezi a hegységet. Az Aranyosnak ezt az északias kanyarját leszámítva a hegység és a kőzetek csapásirányával párhuzamos vízfolyásokat alig találunk. POPESCU-ARGEŞEL, I. (1977), illetve az ő munkáját fölhasználó PINCZÉS Z. (1997) szerint a miocénben a jelenlegi karsztos vonulat Ny-i és K-i oldalán egyaránt É-ra tartó vízfolyások alakultak ki, amit részben a Jára környékén kimutatható hordalékok, részben a megmaradt völgyvállak, illetve az enyhén ÉÉK felé lejtő Remete-Ponor szint őriztek meg. A mai Maros-völgy környékének gyors süllyedése miatt azonban ebből az irányból (DK felől) gyors hátravágódás indult meg. Ez elsőként Remeténél vágta át a fővonulatot és lefejezte a hegység Ny-i oldalán É-ra tartó vízfolyást, majd ugyanez megismétlődött délebbre Intregáldnál, illetve Borrévnél az Aranyossal. Így a pliocén végére alakult ki a maihoz hasonló vízhalózat.

Ugyanakkor POPESCU-ARGEŞEL, I. (1977) megemlíti, hogy egyes kutatók (pl. SZÁDECZKY KARDOS GY.) feltételezik Ny–K-i irányú keresztvölgyek létezését, amelyek nyomai azok a nyergek, amelyek a mészkőfennsíkokat szabdalják, mint például a Bedellő és D. Secului, illetve a D. Secului és Vf. Geamănului közöttiek.

Jelen tanulmányban a Torockói-hegység D-i és középső részét vizsgálva, alapvetően térinformatikai megközelítéssel, azon belül is elsősorban a digitális terepmodell (DTM) elemzésével az alábbi kérdésekre kerestük a választ:

1. Kimutatható-e, bizonyítható-e a változatos kőzetfelépítéshez igazodó lepusztulás (szelktív denudáció) az egyes kőzetek magassági elhelyezkedése alapján?
2. A korábbi szerzők által említett lepusztulási szintek igazolható-e a digitális domborzatelemzés eszköztárával?
3. A karsztosodás eredményeként kialakuló töbrös formakincs milyen sűrűségben borítja a fennsíkokat? Mekkora a jellemző méretek? Van-e jellegzetes megnyúltságuk? Kapcsolódik-e ez a völgyhálózathoz?
4. Végül legfontosabb kérdésünk: hogyan alakult ki a vizsgált terület napjainkban megfigyelhető völgyhálózata?

## Módszerek

Legalapvetőbb módszerünk a digitális domborzatelemzés volt. Alapadatként az SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) terepmodellt használtuk (erről részletesebben lásd RABUS, B. et al. 2003, illetve magyarul TIMÁR G. et al. 2003). Ennek felbontása (~90 m) a hegység léptékű vizsgálatokhoz kitűnően megfelel. A lejtőszög, kitettség meghatározását, a mozgóablakos számításokat (pl. TELBISZ T. 2010), a vízhálózat levezetését (pl. KISS, R. 2004) alapvetően a napjainkban már megszokottaknak tekinthető módszerek segítségével végeztük el, ArcGIS környezetben.

A mozgóablakos számítások (*neighbourhood statistics*) lényege, hogy a DTM pixelein végigfuttatunk egy megadott méretű „mozgó ablakot” és a mozgó ablak középső pixelére az ablakban látható értékek alapján kiszámolunk valamilyen statisztikai mutatót. Ha az a mutató az átlag, akkor az adott pixel értéke úgy változik meg, hogy a környezetétől kevésbé térjen el, ezért ezzel a DTM simítását érhetjük el. Ha az adott pixel eredeti magasságának ettől az átlagtól való eltérését vizsgáljuk, akkor azt kapjuk meg, hogy az adott pont mennyire áll ki, illetve mennyire süllyed bele a környezetébe, azaz ezzel a módszerrel a gerinceket (hátaakat), illetve a völgyeket tudjuk leválogatni a DTM-ből. A vízhálózat levezetése azon az elven alapul, hogy a DTM minden egyes pixeléhez meghatározható a hozzá tartozó vízgyűjtő terület, és azon pixelekből, amelyek vízgyűjtő területe egy kritikus értéket meghalad, létrehozható a vízhálózat (lásd még TELBISZ T. 2007).

Számos esetben vizsgáltunk, illetve összehasonlítottunk magassági hisztogramokat. A jelen vizsgálatban ezek függőleges felbontása (osztályköz) minden esetben 10 m volt. Ezekon kívül úgynevezett sávszelvényeket (swath profiles) is elemeztünk. Ezek jellemzője, hogy nem csak egy vonal mentén mért magasságot tüntetnek fel a szelvényen, hanem egy szélesebb sávban haladva az adott távhoz tartozó minimum, maximum és átlag magassági adatok is szerepelnek. Ezt az eljárást a tektonikus geomorfológiában széles körben használják (pl. FIELDING, E. J. 1996; KORUP, O. et al. 2005; KÜHNI, A. – PFIFFNER, O. A. 2001). Sokkal megbízhatóbb a számítások szempontjából, mint a hagyományos vonal menti keresztzelvények, mert a maximum jól tükrözi például a tetők szintje alapján kijelölhető maradványfelszín, az átlaggörbe „eltüntet” az egyedi, „szabálytalan” kisformák zavaró hatását, a minimum pedig a völgytalpak magasságát segít megragadni.

Mindezekon kívül felhasználtuk a területet ábrázoló 1 : 25 000-es méretarányú román topográfiai térképeket, az 1 : 200 000-es méretarányú geológiai térképet (GIUȘCĂ, D. – BLEAHU, M. 1967), továbbá terepbejárást is végeztünk, amelynek során GPS segítségével a töbrök elhelyezkedését vizsgáltuk.

## Eredmények

### *Hisztogram-elemzés*

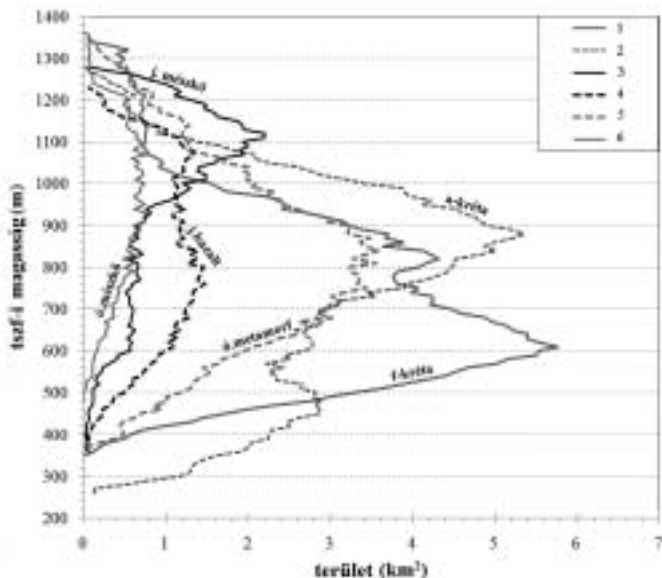
Vizsgáltuk az egyes kőzetek magassági eloszlását. Ebből természetesen nem lehet közvetlenül következtetni a keménységre (ezen nem a kőzettani, hanem a felszínalaktani értelemben vett keménységet értjük, amit hosszabb kifejezéssel „erőzívval szembeni ellenálló képességnek” is nevezhetünk), ám bizonyos mértékig mégis kifejezi, hogy az adott kőzet mennyire áll ellen a lepusztulásnak, mennyire emelkedik ki vagy pusztul környezetéhez képest. Földtörténetileg hosszú idő elteltével ugyanis nem feltétlenül a kőzet eredeti geológiai-szerkezeti helyzete határozza meg, hogy domborzatilag milyen magasan helyezke-

dik el, hanem az erózióval szembeni ellenálló képesség. Végző soron ez adja meg például a réteglépcsők, rétegbordák kialakulásának magyarázatát is a szelektív denudáció elve alapján.

Abból kiindulva, hogy a vizsgált terület a harmadidőszakban még sokkal kevésbé tagolt vidék volt (MÓGA, J. 2002), amely hegylábfelszínként kapcsolódott a középhegységhez, az egyes kőzetek mai magassági elhelyezkedése már fontos következtetésekre adhat módot az ellenálló képesség szempontjából.

A geológiai térkép kategóriái szerint részekre tagoltuk a domborzatmodellt, majd ezek alapján magassági hisztogramokat készítettünk, természetesen a kevésbé fontos kőzetcsoportok elhagyásával (3. ábra). Az ábráról leolvasható, hogy melyik kőzet, milyen magasságban éri el legnagyobb kiterjedését. A hegységben meghatározó jura mészkő 1120 m-nél a legkiterjedtebb és 1080–1270 m-ig a felszínből a legnagyobb aránnyal részesedik. Az összes többi kőzet maximális kiterjedése jóval alacsonyabban húzódik. Egyedül a jura bazalt közelíti az azonos korú mészkövet. A bazalthoz kétsúcsú hisztogram tartozik: jelentős kiterjedést ér el 1080 m környékén, de a nagyobb, szélesebb maximum 760 m magassághoz tartozik. Az óidei kristályos mészkő ellenálló képességét jelzi, hogy szintén inkább a magasabb tartományokban jelentős az aránya, bár a maximum rendkívül széthúzott 800 és 1200 m között. A vizsgált terület legkiterjedtebb felszínalkotó kőzetei, az óidei metamorfitek és a kréta üledékek mindinkább a kisebb magasságokra jellemzők, kiterjedés-maximumaik 880, 840, illetve 600 m-en vannak. Mindezek az adatok kvantitatívan alátámasztják, hogy a terület lepusztulásában meghatározó szerepe volt a szelektív denudációnak.

A jellemző lepusztulási szinteket szintén magassági hisztogramokkal kíséreltük meg igazolni (4. ábra). Elsőként a teljes vizsgált területre vonatkozó eloszlási görbét vizsgáltuk.



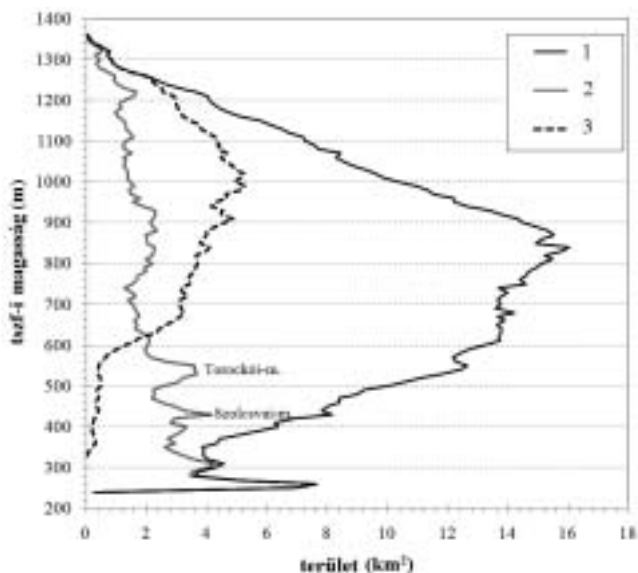
3. ábra Magassági hisztogramok a főbb kőzetcsoportokra. – 1 – felsőkriszta (konglomerátum, homokkő, márga); 2 – alsókriszta (konglomerátum, homokkő, flis); 3 – jura mészkő; 4 – jura bazalt; 5 – óidő (pala, gneisz, metavulkanit); 6 – óidő (kristályos mészkő)

Figure 3 Elevation histograms of the main rock groups. – 1 – Upper Cretaceous (conglomerate, sandstone, marl); 2 – Lower Cretaceous (conglomerate, sandstone, flysch); 3 – Jurassic limestone; 4 – Jurassic basalt; 5 – Palaeozoic (schist, gneiss, metavolcanite); 6 – Palaeozoic (crystalline limestone)

A várakozásokkal ellentétben ezen nem látszik kiugrásként sem a felső (1000–1300 m-es), sem az alsó (400–500 m-es) szint. Az utóbbi jelentős része kiesik a vizsgált téglalapról, így ez még érthető. A magassági szintek közül hozzávetőleg a 600–950 m közötti zóna (850 m körüli csúccsal) a legnagyobb arányú, amely nagyjából a tágon vett Remete-Ponor lepusztulási szintnek feleltethető meg; a területarányok ettől fölfelé és lefelé is meglehetősen egyenletesen csökkennek. Hogy a magassági hisztogramon miért nem jelennek meg egyértelműen a lepusztulási szintek, annak több oka is lehet. Egyrészt az, hogy a terület már eléggé felszabdalt, így nagyobb, összefüggő felszínek nem őrzik ezeket a szinteket (ami a fővonulat viszonylag egységesnek látszó karsztfennsíkjaik tekintve mégiscsak meglepő állítás). Másrészt szerepet játszhat benne az is, hogy ezek a szintek nem vízszintesek, hanem dőlő felszínek. Harmadrészt elképzelhető, hogy ezek a szintek kevésbé különülnek el egymástól, mint azt a korábbi kutatók feltételezték.

A továbbiakban az első feltevés ellenőrzésére a szintek keresését leszűkítettük azokra a felszínformákra, amelyek ezeket feltehetőleg őrzik. Először megvizsgáltuk a viszonylag „lapos” felszíneket, konkrétan a domborzatmodellben 10°-osnál kisebb lejtésű térszíneket. Az ebből szerkesztett magasság-eloszlási görbén (4. ábra) lokális csúcsokkal jelentkezett a Torockói-, illetve a Szolcsvai-medence szintje, amelyek azonban értelemszerűen feltöltött és nem elegyengetett térszínek. Ugyanakkor kirajzolódott egy 750–950 m közötti szint is, amely a Remete-Ponor szint gerinceit jellemzi a fővonulat két oldalán. Továbbá egy 1180–1250 m közötti kiugrás is megfigyelhető, ami a Csumerna–Bedellő szint tetőjéhez kapcsolható.

Újabb kísérletként a hátak, gerincek magassági eloszlását vizsgáltuk. Ezek lehatárolására azt a kritériumot alkalmaztuk, hogy az adott pont magasságát a környezete átlagához viszonyítottuk (TELBISZ T. 2010). Ez viszonylag nagy átmérőjű átlagolás esetén adott jól értelmezhető eredményt; a 4. ábrán bemutatott harmadik hisztogram konkrétan egy



4. ábra Magassági hisztogramok a vizsgált terület egészére, csak a kis lejtésű térszínekre, illetve csak a gerincekre számítva. – 1 – teljes; 2 – kis (<10°) lejtésű térszínek; 3 – gerincek, hátak  
 Figure 4 Elevation histograms for the total area, for low-slope areas and for ridges. – 1 – total; 2 – low-slope (<10°) terrains; 3 – ridges

1500 m átmérőjű átlagolás és 50 m relatív magassági küszöbszint alapján lehatárolt terület magassági eloszlását mutatja be. Ezen a hisztogramon nagyjából 680 m-től 1010 m-ig enyhén növekvő területarányt figyelhetünk meg (kisebb visszaeséssel 950 m-nél), előlött pedig csökkenést. Ez a legkiterjedtebb, 1000 m körüli szint a fővonulattól Ny-ra és K-re fekvő, élesebb gerincek kimagasló részeiből, illetve a középső, alacsonyabb karsztfennsík (Csáklya-fennsík) pereméből áll össze.

Összességében elmondható, hogy a lepusztulási szintek kimutatása nem hozott egyértelmű eredményt, a számítások alapján kicsit magasabbra (750–950 m-re) tehető a Remete-Ponor szint és az ebből kiálló csúcsok, gerincek szintje gyakorlatilag összeér a vízszintesnek korántsem tekinthető karsztfennsík alsó küszöbével.

### *Sávszelvény-elemzés*

A fővonulat domborzatának jellemzésére először a magasság és a lejtőszög alapján lehatároltuk a karsztfennsík É–D-i sorozatát a Bedellőtől a Csumernáig, majd ezekből a magasságadatokból nagyjából É–D-i irányban (egész pontosan:  $11^\circ/191^\circ$  csapásiránnyal) készítettünk sávszelvényt (5a. ábra). Ezen egyrészt jól látható – a maximum-görbét figyelve –, hogy a fővonulat trendje a közepe táján (a Csáklya-fennsíknál) 1180 m-ig behorpad, míg a két végén kb. 100 m-rel magasabbra emelkedik.

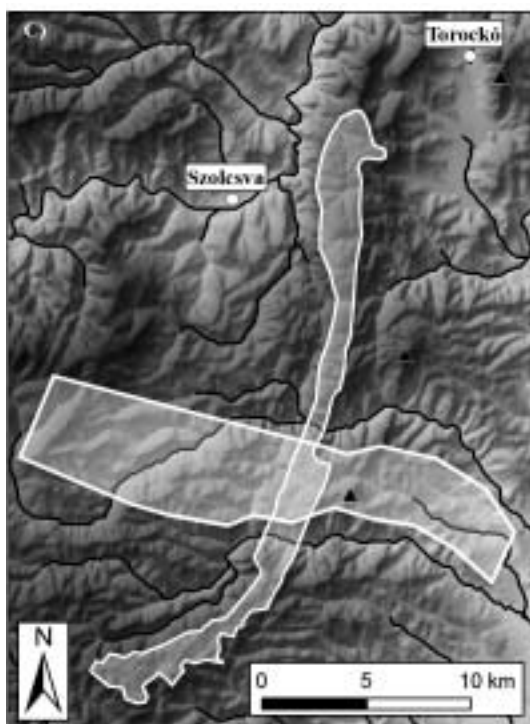
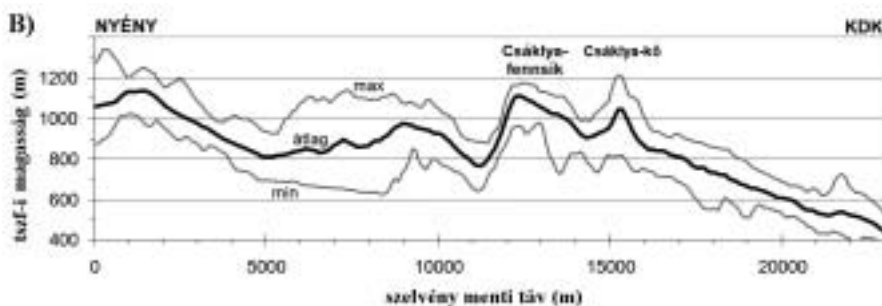
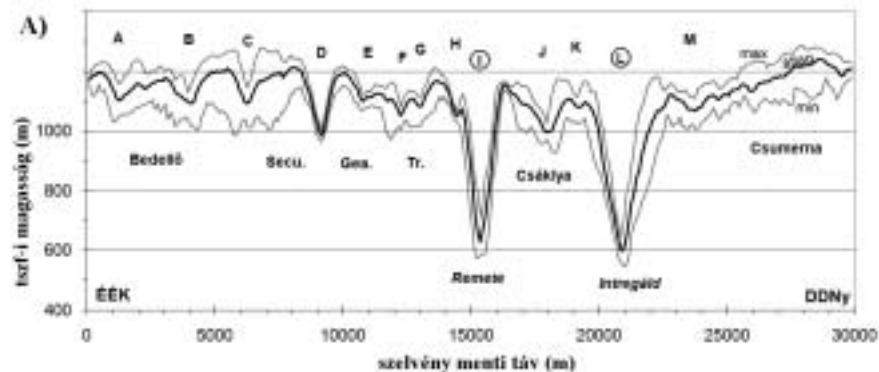
Másrészt azokon a helyeken, ahol mindhárom görbének lokális minimuma van, ott a fővonulatot teljesen kettészelő völgyekről van szó. Ilyen aktív, patakos völgy a már említett Remete- és Intregáldi-szoros, 600 m tszf-i magasság alatti talpszinttel és ugyancsak kb. 600 m-es relatív mélységgel. De majdnem ennyire markáns a D. Secului és Vf. Geamănului közötti völgy (az 5a. ábrán „D”-vel jelölve), azzal a különbséggel, hogy ez szárazvölgy, tszf-i magassága 1000 m, relatív mélysége mintegy 200 m. Sőt, még számos további – a terepen is igen jól megfigyelhető – ilyen száraz keresztvölgy is beazonosítható az 5a. ábra alapján. Ezek eredetére a völgyhálózat alfejezetben még visszatérünk.

A fővonulat és a szomszédos területek kapcsolatának szemléltetésére egy NyÉNy–KDK-i irányú sávszelvényt vettünk föl a Csáklya-fennsíkon keresztül (5b. ábra). Az ábráról kitűnik, hogy a fennsík lejtése igen szépen beleillik a fővonulattól K-re fekvő terület lejtésébe, amit egyedül a Csáklya-kő kemény, rétegbordaként kimagasló mészkő-gerince (és ennek Ny-i oldalán egy kisebb bemélyedés) tör meg. Ez érvényesül mind a maximum, mind az átlag-görbében, és némi szabálytalansággal ugyan, de a minimumban is. Ettől az egységes felszíntől szélesebb völgygel elválasztva, határozottan elkülönül a fennsíktól Ny-ra fekvő, 1100 m körüli tetőszinttel jellemezhető hegytömeg, amely az átlag- és a minimum görbe eltérő futása alapján jobban fel is van szabdalva. Ebben a tetőszintben a Remete-Ponor felszint ismerhetjük fel.

### *Kitettség-vizsgálat*

A pontos lejtésirányok természetesen egy-egy szelvényből nem állapíthatók meg, ezért kitettség-vizsgálatot is végeztünk a terepmodell alapján. Az egyes kitettségi értékeket  $10^\circ$ -os kategóriákba sorolva azt tapasztaltuk, hogy a két leggyakoribb kategória  $130^\circ$  és  $150^\circ$  közé esik. Az eredményeket sugár-diagramon is ábráztuk (6. ábra). Egy főlészabdalt terület általános lejtésirányát ugyanakkor erősen befolyásolja, hogy a völgyoldalak kitettsége nagyjából derékszöveget zár be a fő iránnyal. Ezért a szabdaltság „eltüntetésére” egy 1500 m-es átlagoló szűrőt alkalmaztunk és ez alapján számoltuk újra a kitettségeket. Így az előzőhöz hasonló, de jóval markánsabban irányított eloszlást kaptunk,  $120^\circ$  és  $140^\circ$  közötti csúccsal, ami azt jelenti, hogy a vizsgált terület fő lejtésiránya elsődlegesen DK-i, másodlagosan keleties.



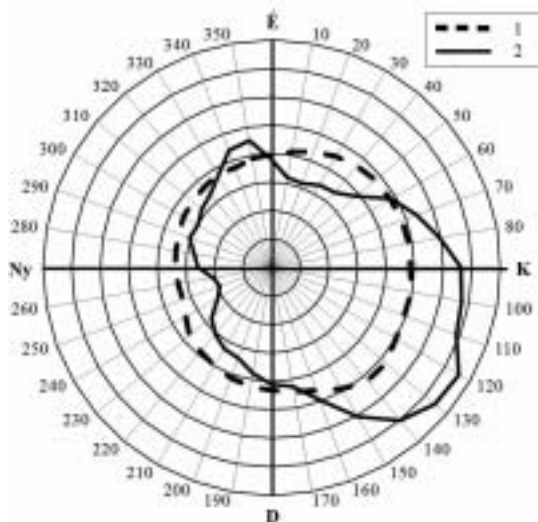


5. ábra Sávsvélvények a vizsgált területről.

– A – ÉÉK-DDNy-i irányban, a karsztöfennsíkok csapásirányja mentén (A–M a keresztvölgyek helyeit jelöli); Secu – D. Secului; Gea – Vf. Geamănului; Tr – D. Tarcăului; B – NyÉNy–KDK-i irányban, az Érchegységtől a Csáklya-fennsíkon keresztül a K-i Remetei-szintig; C – a sávsvélvények területi elhelyezkedése

Figure 5 Swath profiles across the study area.

– A – NNE–SSW along the orientation of karst plateaus (A–M mark cross-valley locations); Secu – D. Secului; Gea – Vf. Geamănului; Tr – D. Tarcăului; B – WNW–ESE from Munții Metaliferi across Munții Cetii to the eastern Rămet level; C – base map of swath profiles



6. ábra A digitális domborzatmodell pixeleinek kitettség-gyakorisága sugár-diagramon, az eredeti domborzatmodellből számolva, illetve egy 1500 m-es átlagoló szűrő végigfuttatása után. – 1 – eredeti; 2 – átlagolt  
 Figure 6 Radar chart of DTM pixel aspect frequency based on the original DTM and on the mean-filtered (with 1500 m radius) DTM. – 1 – original; 2 – mean-filtered

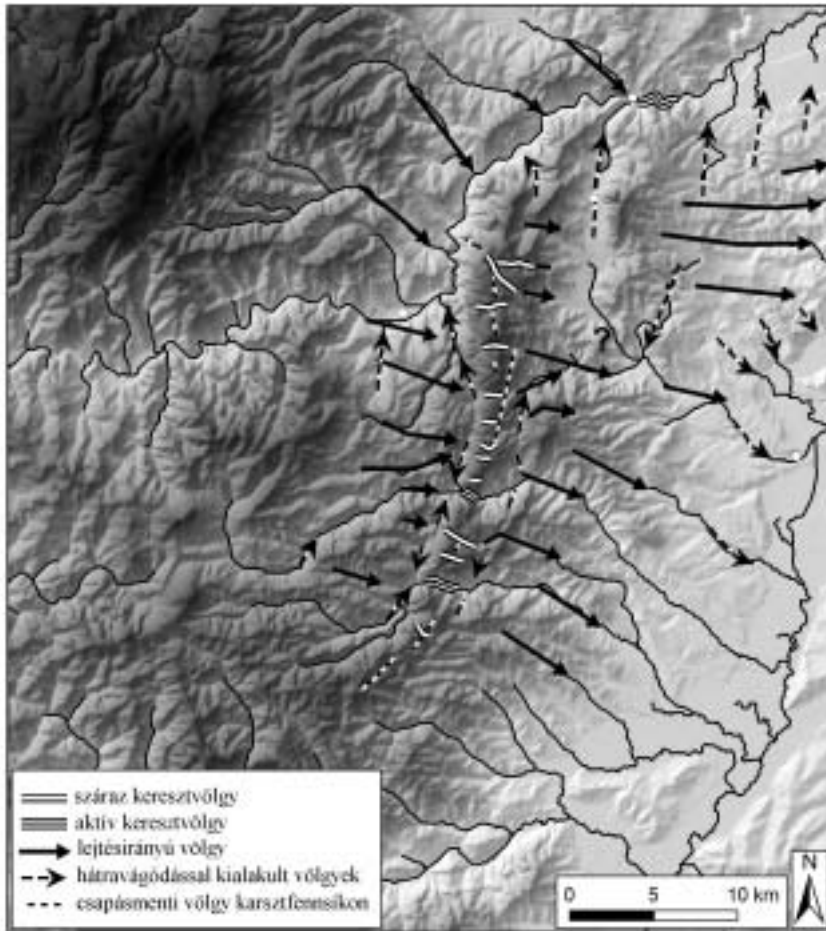
### *Töbör-morfometriai eredmények*

A topográfiai térkép alapján 97 zárt mélyedést, töbröt azonosítottunk a fővonulat karsztfennsíkjaiban, ami  $20,9 \text{ km}^2$ -es sűrűséget, azaz az Aggteleki-karszt jól karsztosodott részeihez (Nagyoldal, Alsó-hegy) hasonló értéket jelent (TELBISZ T. – ÁDÁM E. 2011). Ugyanakkor kisebb mintaterületeken (Bedellő, Csáklya-fennsík) végzett terepbejárásunk tapasztalata alapján hozzávetőleg a térképi töbrszám kétszeresével számolhatunk. A töbrök nagy része sorokba rendeződött a szárazvölgyek talpán. Területük mediánja  $1767 \text{ m}^2$ , megnyúltságuk iránya jellemzően ÉNy–DK-i, másodrendűen DNy–ÉK-i. Ettől a Csumerna tér el jelentősebben, ahol az É–D-i irány dominál. A geológiai térkép alapján ezek az irányok nehezen magyarázhatók, mert ilyen irányú törésvonalak nincsenek jelölve, és a közethatárok csapásiránya is eltérő. A ÉNy–DK-i fő töbrtengely-irány egyes helyeken az átöröklött völgyek irányával állhat kapcsolatban, de a DNy–ÉK-i irány értelmezése egyelőre kérdéses.

### *Völgytípusok*

Az alább bemutatandó völgytípusokat a 7. ábrán jelöltük. A térképen jelölt mai vízhálózatot a domborzatmodellből vezettük le. Ez a sík térszíneken (pl. Maros völgy) pontatlan, de a vizsgálat szempontjából fontos, domborzatilag tagolt részeken jó képet ad.

1. *Keresztvölgyek.* Először néhány fontos szempontot kell tisztázni. A SZÁDECZKY KARDOS GY. (in POPESCU-ARGESEI, I. 1977) által „nyergeknek” nevezett formák, amelyek az 5a. ábra sávszelvényén is föltűnnek, valójában sokkal hosszabbak, semhogy nyergeknek nevezhetnénk, helyesebb tehát száraz keresztvölgyekről beszélni (8a. ábra). Jellemzőjük, hogy bennük völgyfőnek még csak nyoma sincs! Részben emiatt, részben pedig azért, mert a jól karsztosodó kőzeten a hátravágódás nem működik, regressziós eredetüket kizárhatjuk.



7. ábra A vizsgált terület völgytípusai. A lejtésirányú völgyek Szolcsvától D-re ma már nem léteznek.

A kérdőjel az enyedi Kőköz eredetének bizonytalanságára utal

Figure 7 Valley types of the study area. The valleys directed along the main slope (marked with solid arrows) found south of Sălcuia do not exist at present. Question mark suggests uncertainty of the origin of Cheile Vălișoarei

Mivel ilyen irányú szerkezeti vonalak szintén nem azonosíthatók, ezért e keresztvölgyek kialakulását elsősorban átörökléssel magyarázhatjuk. A völgyek karsztra való átöröklődését a HEVESI A. (2002) által fölvázolt séma szerint képzelhetjük el, aminek lényege, hogy amíg a völgymélyülés lépést tart a karsztvízszint relatív süllyedésével, addig a völgy a fedőkőzetekről átöröklődve a karsztfelszínen is „nyomot” hagy, de ha a relatív süllyedés túl gyorsá válik (leggyakrabban a terület kiemelkedése miatt), akkor a völgy mélyülése leáll, szárazvölgygé alakul, és a továbbiakban a vízelvezetés a felszín alatt, karsztos módon történik. Ez azonban nem zárja ki, hogy esetenként a völgytalp alatt nem alakulhatnak ki barlangi járatok, amelyek a víz egy részét képesek elvezetni, és amelyek később fölnyílnak. Ez a Remetei-szoros esetében mindenképpen így lehetett (8b. ábra), a többi esetben inkább csak a völgy szélessége alapján tett feltételezésekre hagyatkozhatunk.

A szerkezeti formákat keresztező völgyekre az Appalache-ből vett terminológiával a „water gap” és „wind gap” kifejezések használhatók. Mivel ezekre, tudomásunk sze-



8. ábra Keresztvölgyek fényképen.  
 – A – száraz keresztvölgy a Csáklya-  
 fennsíkön keresztül Ny-i irányba  
 tekintve (az 5a. ábrán „J” jellel);  
 B – vizes keresztvölgy – a Remetei-  
 szoros sziklkapuja

Figure 8 Photos of transversal valleys.  
 – A – wind gap across Munții Cetii  
 looking towards the W (it is marked  
 with „J” in Fig. 5a);  
 B – water gap, the rock arch of Cheile  
 Rămețului

rint, egyértelműen elterjedt magyar szóhasználat nincs, javasoljuk az „aktív (átfolyásos) keresztvölgy” és az „inaktív (száraz) keresztvölgy” megnevezést.

Megjegyezzük még, hogy a száraz keresztvölgyek egy részében a lejtés megfordult, és Ny-i oldaluk egy szakaszon már Ny felé lejt.

2. *Lejtésirányú völgyek.* Azok a völgyek, amelyek futása a terület fő DK-i, K-i kitéréséhez igazodik. Ma is elsősorban ezek uralják a fővonulattól K-re és Ny-ra eső részeket a Szolcsvai-, illetve a Torockói-medencétől D-re. De ez az irány jellemző a Gyalui-havasok Aranyos-völgy felé ereszkedő völgyeire is. A Székelykőtől K-re inkább a keleties irány a meghatározó. Alapvetően a keresztvölgyek is ebbe a csoportba tartoznak, de fontosságuk miatt ezeket külön kiemeltük fentebb, az 1. pontban.

3. *Csapásmenti völgyek.* Itt említhetjük az Aranyos Szolcsva alatti, É-nak tartó szakaszát, a fővonulat két oldalán É-ra, illetve D-re tartó rövidebb völgyszakaszokat, továbbá a Torockói-medencét É felé lecsapoló vízfolyást, valamint a Székelykőtől K-re eső részeken megfigyelhető patakok némelyikét, és számtalan kisebb oldalvölgyet. E völgyek közös jellemzője, hogy lényegesen rövidebbek, mint a lejtésirányú völgyszakaszok, mind É-i, mind D-i irányítottsággal előfordulnak, számos esetben a völgyfőjük is jól látszik. Így e csoport tagjainak nagy részét hátravágódással kialakult völgynek tekinthetjük. A fővonulat peremi vízfolyások esetében pedig nyilván a közethatár futása is fontos szerepet játszott.

Ugyancsak csapásmenti völgyek figyelhetők meg a karsztfennsíkokon, a fővonulat tengelyével párhuzamosan. Ez a Bedellőn, illetve a Csáklya-fennsíkon kitűnően látszik. A völgyek talpát jelenleg töbrök tagolják, karsztos jellegük miatt inkább epigenetikus eredetűek, de irányuk alapján a közetszerkezet is nyilvánvalóan meghatározó volt; a dőlő rétegek csapásirányát követik, talán egy puhább közethez igazodva.

### *A völgyhálózat kialakulása*

A fenti tények alapján, POPESCU-ARGEŞEL, I. (1977) elméletével ellentétben és SZÁDECZKY KARDOS GY. gondolatához visszatérve, az alábbi fejlődésmenetet feltételezzük.

A kezdeti szakaszban a terület ma is fölismerhető DK-i, K-i lejtésének megfelelően, de még sokkal kisebb szintkülönbségek és a karsztot is feltehetőleg beborító üledékes burok mellett kezdett kialakulni a mai vízálózat, a lejtésnek megfelelő vízfolyásokkal. A viszonylag egységes felszín egyre jobban feltagolódtott és a kőzetminőségi különbségeknek megfelelően eltérő szintekre különült el. A karszt relatív kiemelkedését elsősorban nagyobb ellenállóképességével magyarázhatjuk. Ny-i oldalán ugyan van vető, de ennek korát nem ismerjük; elképzelhető, hogy ez is hozzájárult a kiemelkedéshez. K-i oldalán azonban a Csáklya-fennsík és a tőle K-re fekvő térszín egységessége (5b. ábra) miatt a felszínfejlődést aktívan befolyásoló vetődés nem valószínű.

A relatív kiemelkedő és kihantalódó karszt egyre komolyabb akadály lett a vízfolyások útjában, amelyek emiatt fokozatosan eltérültek; a vizsgált területen belül egyedül a Remetei- és Intregáldi-patak keresztvölgye maradt aktív. Mivel É-on a mészkő (a jura és az óidei kristályos is) elkeskenyedik, ezért ott a puhább kőzetek gyorsabban pusztultak, így az Aranyos völgye és a kapcsolódó vízfolyások abba az irányba eltérültek. Az Aranyos völgye „begyűjtötte” a Gyalui-havasok felől érkező kisebb patakokat, és a Szolcsvai-medencétől D-re intenzív hátravágódást gerjesztett, ezért ezen a részen tűntek el teljesen az eredeti K-i, DK-i völgynyomok. Ebben a szakaszban (illetve ezt követően) alakulhatott ki a Szolcsvai-barlang is. A megmaradt két keresztvölgy (Remetei-völgy, Intregáldi-völgy) folyója elég erősen bevágódott, az ezekhez kapcsolódó regressziós völgyfejlődés a fennsík Ny-i és K-i oldalán, a hegység csapásirányával párhuzamosan érvényesült legerősebben (a kőzetfelépítés miatt), és ezek a hátravágódások fejezték le a fennsíkot keresztelő

kisebb völgyeket (pl. a Csáklya-fennsík keresztvölgyét). A karszttól K-re (a fővonulat [pl. Csáklya-kő], illetve a Székelykő esetében is) az eredeti felszín jól érzékelhető még azokon a helyeken, ahol a tápláló vízfolyásokat vesztett völgyek mélyülése leállt (lelassult).

### *Néhány nyitva maradt, fontos kérdés*

Miért csak a Remetei- és az Intregáldi-patak bevágódása volt képes lépést tartani a karszt relatív kiemelkedésével? Ezt a kérdést már POPESCU-ARGEŞEL, I. (1977) is fölteszi. Biztos választ nem adhatunk, de az 5a. ábra sávszelvénye alapján megfigyelhető, hogy a fővonulat tetőszintje itt ereszkedik legalacsonyabbra.

Hol keresztezte az Aranyos a mai fővonulatot? Valószínűleg a Bedellői-fennsíktől D-re („D” az 5a. ábrán?), folytatása a mai Enyed-patak felé vezethetett. É felé való eltérülését az ottani puhább kőzetek gyorsabb lepusztulása okozhatta. Az is elképzelhető, hogy mai felső szakasza akkor még nem K felé folyt le, így vízhozama abban az időszakban relatíve kisebb volt a Remetei- vagy az Intregáldi-patakéhoz képest.

Mikor és miért alakult ki a Torockói-medence fiatal üledékes kitöltése? Ez a kitöltés domborzatilag és tájképileg is szembeötlő. Feltételezhető oka a medence részleges elgátolódása, rossz vízlevezetése. Milyen irányba nyílhatott fel először? Ha a Kőköz felé, akkor ott akár barlangi felszakadás is elképzelhető (nem ismerjük CHOLNOKY J. érveit, hogy a Kőközt mi alapján tekintette epigenetikusnak). Az Aranyos felé történő levezetés regressziós eredetű és fiatalabbnak látszik. (Megjegyzendő, hogy jelen vízrajzi állapot szerint a medence közepén a kétirányú lefolyás mindössze néhány száz m-re egymástól, egymással „szembemegy”.)

Ezek a kérdések egyelőre csak felvetések, megválaszolásuk, eldöntésük további kutatásokat igényel.

## **Összefoglalás**

A Torockói-hegység felszínfejlődésében a változatos, nagyjából ÉÉK–DDNy-i sávokba rendeződő kőzetfelépítés meghatározó szerepet játszott, amit a digitális domborzatmodell segítségével számszerűen is igazolni lehetett.

A lepusztulási szintek sokkal kevésbé világosak, a teljes magassági hisztogramon nem is mutathatók ki, és a kis lejtésű térszínekre (< 10°), illetve a gerincekre szűkített hisztogramokon sem különültek el teljesen egyértelműen. A Csumerna–Bedellő szint létrejötte inkább a szelektív denudáció eredményének látszik, amelyhez K-i irányban szinte folytatólagosan, de a K-i, DK-i lejtés miatt némileg alacsonyabban csatlakozik a Remete-Ponor szint K-i része.

A völgyhálózat eredetileg a terület fő K-i, DK-i lejtéséhez igazodott. Ma is ez az irány meghatározó a völgyek nagy részében. Ezt őrzik átöröklés révén a karsztfennsíkok jellegzetes száraz keresztvölgyei (pl. D. Secului és Vf. Geamănului között) és a ma is aktív (Remetei-, Intregáldi-) szorosok. A szelektív denudáció és esetleg vetődés hatására relatíve kiemelkedő karsztos fővonulat térítette el a vízfolyásokat (köztük kiemelten az Aranyost) É-i, illetve D-i irányba. A mélyen bevágódó fővölgyekhez kapcsolódó kisebb vízfolyások főleg hátravágódással fejlődtek a nem karsztosodó kőzetekben.

---

TELBISZ TAMÁS

ELTE TTK Természetföldrajzi Tanszék, Budapest  
telbisztom@ludens.elte.hu

MARI LÁSZLÓ  
ELTE TTK Természetföldrajzi Tanszék, Budapest  
mari.laci@gmail.com

IMECS ZOLTÁN  
BBTE Földrajz Kar, Kolozsvár  
zimecs@yahoo.com

#### IRODALOM

- CHOLNOKY J. é. n.: A csillagoktól a tengerfenéig, III. Hegyek-völgyek. – Franklin Társulat, Budapest. 496 p.
- CHOLNOKY J. 1926: A földfelszín formáinak ismerete (Morfológia) – Királyi Magyar Egyetemi Nyomda, Budapest. 296 p.
- DÉNES GY. 2005: Téglási Ercsei József 1836. évi nyomjelzéses karsztvízrajzi összefüggés vizsgálata és az intermittáló források működésének magyarázata. – Karsztfejlődés X., Szombathely. pp. 15–28.
- FICHEUX, R. 1937: Terrasses et niveaux d'érosion dans les vallées de Munții Apuseni. – Comptes Rendus Inst. Géol. Roumanie, XXI. (1932–1933), București. pp. 25–29.
- FIELDING, E. J. 1996: Tibet uplift and erosion. – Tectonophysics, Vol. 260. pp. 55–84.
- GIUȘCĂ, D. – BLEAHU, M. 1967: Harta geologică a Republicii Socialiste România (RSZK geológiai térképe), 18. lap, Torda, 1:200 000. – București, Institutul Geologic.
- HEVESI A. 2002: Karsztos hegységeink arculata. – In: KARÁTSON D. (szerk.) 2002: Magyarország földje. 2. kiadás. – Magyar Könyvklub Rt., Budapest. pp. 310–315.
- KISS, R. 2004: Determination of drainage network in digital elevation models, utilities and limitations. – Journal of Hungarian Geomathematics, Vol. 2. pp. 16–29.
- KORÓDI E. 2003: A Hesdát-szurdok (a Torda-hasadék és az Aranyos között) földtani felépítésének és morfológiájának összefüggései. – Műszaki Szemle, 6/24. pp. 22–37.
- KORUP, O. – SCHMIDT, J. – MCSAVENEY, M. J. 2005: Regional relief characteristics and denudation pattern of the western Southern Alps, New Zealand. – Geomorphology, Vol. 71. pp. 402–423.
- KÜHNI, A. – PFIFFNER, O. A. 2001: The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. – Geomorphology, Vol. 41. pp. 285–307.
- MARTONNE, E. DE 1924: Excursions géographiques de l'Institut de géographie de l'Université de Cluj. Résultats scientifiques. – Lucr. Inst. Geogr., Univ. Cluj.
- MÓGA J. 1995: Az Erdélyi-középhegység (Munții Apuseni). – Földrajzi Közlemények, 119. 2. pp. 105–136.
- MÓGA J. 2002: Az Erdélyi-középhegység. – In: KARÁTSON D. (szerk.) 2002: Magyarország földje. 2. kiadás. – Magyar Könyvklub Rt., Budapest. pp. 310–315.
- MÓGA J. 2004: Az Erdélyi-középhegység karszttípusai. – Karsztfejlődés, IX. Szombathely. pp. 229–250.
- PINCZES Z. 1997: Az Erdélyi-peremhegyvidék természeti földrajza. – Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen. 137 p.
- POPESCU-ARGEȘEL, I. 1977: Munții Trascăului. Studii geomorfologice. – Editura Academiei RSR, București. 174 p.
- RABUS, B. – EINEDER, M. – ROTH, A. – BAMLER, R. 2003: The shuttle radar topography mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. – Photogramm. Rem. Sens., Vol. 57. pp. 241–262.
- TELBISZ T. 2007: Digitális domborzatmodellekre épülő csapadék-lefolyás modellezés. – Hidrológiai Közöny, 87/3. pp. 53–59.
- TELBISZ T. 2010: Digitális domborzatelemzési módszerek alkalmazása karsztos területek geomorfológiai térképezésében. – In: HEGEDŰS A. (szerk.) 2009: Geoinformatika és domborzatmodellezés 2009 Miskolc, ISBN 978-963-661-897-1, [http://www.uni-miskolc.hu/~fkt/Hundem\\_es\\_Geoinfo\\_2009/Cikkek/TelbiszT.pdf](http://www.uni-miskolc.hu/~fkt/Hundem_es_Geoinfo_2009/Cikkek/TelbiszT.pdf).
- TELBISZ T. – ÁDÁM E. 2011: Milyen lehetett a Gömör–Tornai-karszt nagyléptékű domborzata a negyedidőszak elején? – In: CSAPÓ T. – KOCSIS ZS. – PUSKÁS J. – TÓTH G. – ZENTAI Z. (szerk.) 2011: A Bakonytól Madagaszkárig. – Tanulmánykötet a 65 éves Veress Márton tiszteletére. Szombathely. pp. 25–34.
- TIMÁR G. – TELBISZ T. – SZÉKELY B. 2003: Úrtechnológia a digitális domborzati modellezésben: az SRTM adatbázis. – Geodézia és Kartográfia, 55. Vol. 12. pp. 11–15. <http://www.fomi.hu/honlap/magyar/szaklap/2003/12/2.pdf>.
- TULOGDI J. 1943: A Tordai hasadék keletkezése. – Földrajzi Közlemények, 3. pp. 193–215.