

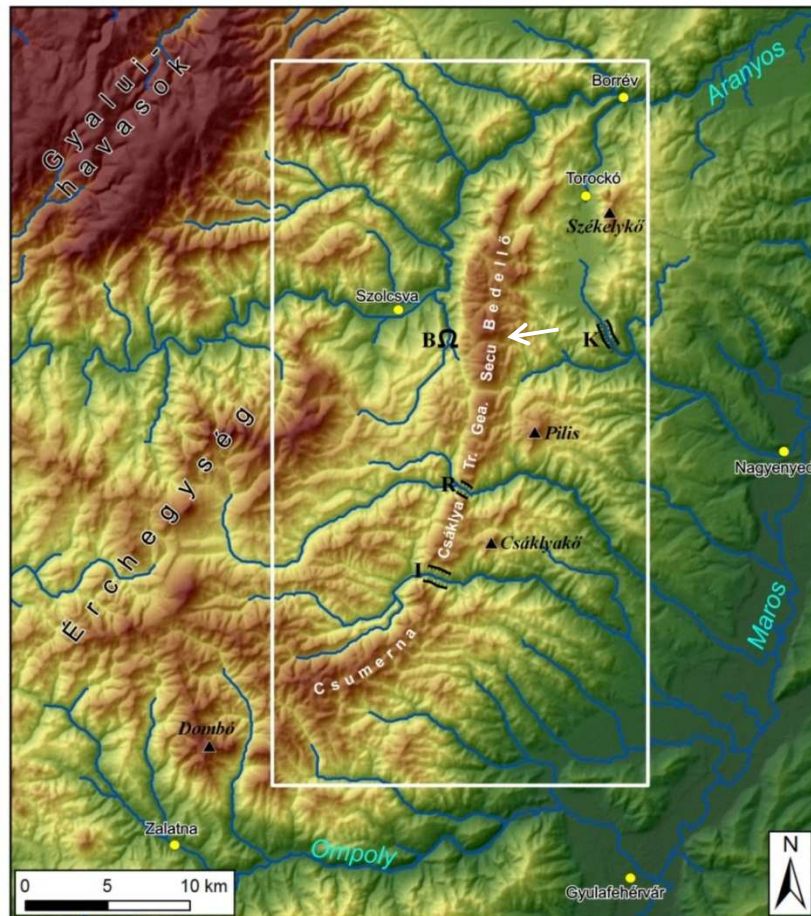
Eisam Eldeen Fatima¹ – Telbisz Tamás¹

VÖLGYHÁLÓZAT FEJLŐDÉSÉNEK VIZSGÁLATA A TOROCKÓI-HEGYSÉGBEN DIGITÁLIS TEREPMODELL, VALAMINT HOSSZ- ÉS KERESZTSZELVÉNYEK ALAPJÁN²

BEVEZETÉS

Ütköző elméletek a Torockói-hegység völgyfejlődésével kapcsolatban

A Torockói-hegység az Erdélyi-középhegység DK-i peremhegysége, középső részét a jura mészkőből álló, ÉÉK-DDNy-i irányban elnyúló karsztfennsíkok határozzák meg, legmagasabb pontja a hegység D-i részén emelkedő Dombó-csúcs (1369 m; 1. ábra).



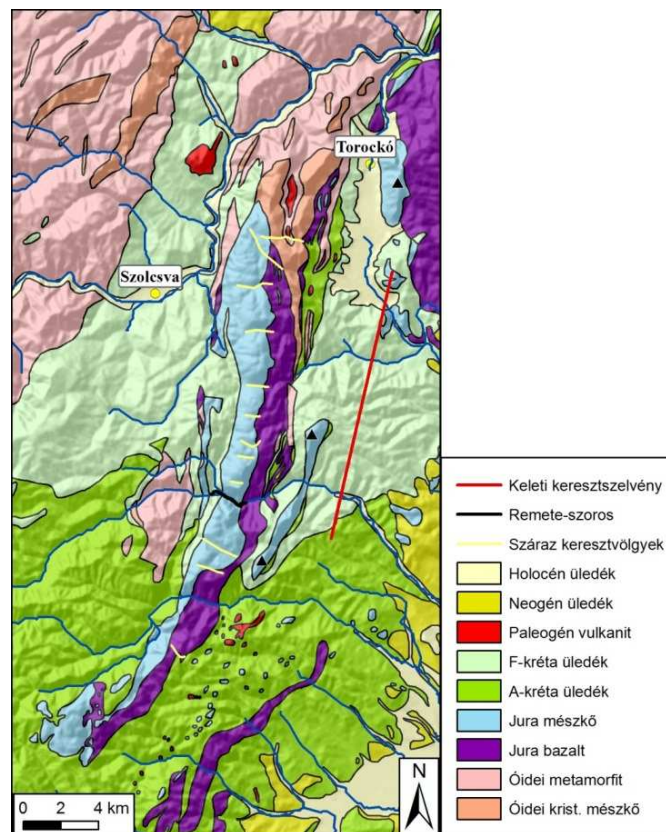
1. ábra: A Torockói-hegység középső és D-i részének áttekintő térképe (K – enyedi Kőköz; B – Szolcsvai-barlang; R – Remete-szoros; I – Intregăldi-szoros, Secu – D. Secului; Gea – Vf. Geamănului; Tr. – D. Tarcăului.), a vízrajz a digitális domborzatmodell alapján automatikusan készült, ezért a folyók futása nem mindenhol tükrözi a valóságot, a fehér keret a geológiai térkép kivágatát mutatja, nyíllal jelölve a 3. ábrán bemutatott keresztvölgy

A fővonulattal párhuzamos sávokba rendeződve jura bazaltok és kréta üledékes kőzetek (konglomerátum, homokkő, márga, argillit) találhatóak, de Torockótól Ny-ra az óidei kőzetek is jelentős aránnyal részesednek a felszínből, itt a fővonulattal „egybenöve” kristályos mészkövek, illetve különféle metamorf kőzetek fordulnak elő. A jura mészkő keskeny

¹ Eisam Eldeen Fatima, Telbisz Tamás: Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék
Email: e.e.fati@gmail.com, telbisztom@ludens.elte.hu

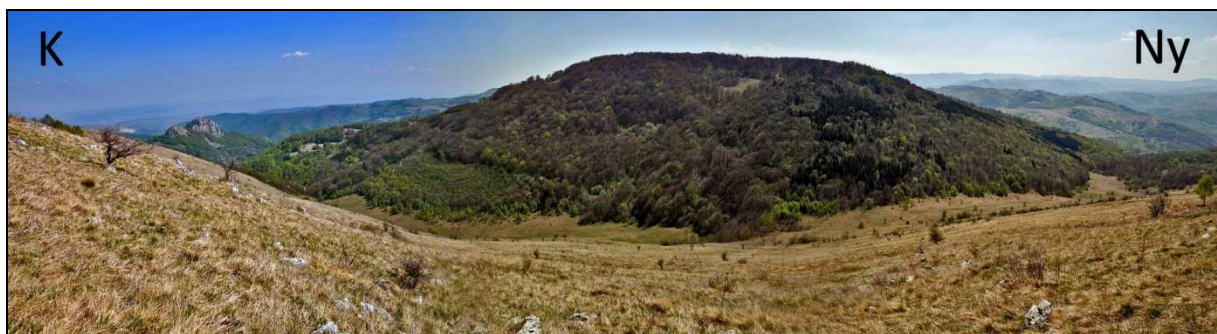
² A kutatás részben (TT) a Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatásával készült.

gerinceket alkotva, illetve kisebb foltokban feltűnik még a hegység keleti részén is, például a Székelykőn, a Pilis-hegyen, valamint a Kőközi-szoros két oldalán (2. ábra; Giușcă és Bleahu 1967; Móga 2002, Móga 2004).



2. ábra: A Torockói-hegység középső és D-i részének egyszerűsített geológiai térképe (Giușcă és Bleahu, 1967 alapján), a fekete görbe az 5. ábrán bemutatott völgy szakaszt, a piros egyenes a 9. ábrán szereplő keresztshelvény helyét mutatja

Felszínalaktani és vízrajzi szempontból a hegység talán legjellemzőbb vonása, hogy a fővonulatot számos helyen szűk szurdokok (itt: „kőközők”) törik át. Ezek északról dél felé az alábbiak: a Túri- és a Tordai-hasadék, a Berkesi-patak szurdoka, a Jára-szurdok, az Aranyos folyó borrévi szorosa, a déli részen a Remetei- és az Intregáldi-szorosok, de ezek mellett számos kisebb kőköző is akad még a hegységben. A felszíni formakincs további fontos elemei a fővonulatot harántoló, különböző talpmagasságú, száraz keresztvölgyek („wind gap”-ek; 2-3. ábra) is (Telbisz et al. 2012).



3. ábra: Egy száraz keresztvölgy K-Ny-i irányú panorámaképe (fényképezte: Árvai M.)

A vízhálózat kialakulásával kapcsolatban két elmélet ütközik egymással. Popescu-Argeşel (1977), illetve az ő munkáját felhasználó Pinczés (1997) szerint a miocénben a jelenlegi karsztos vonulat Ny-i és K-i oldalán egyaránt É-ra tartó vízfolyások alakultak ki. A mai Maros-völgy környékének gyors süllyedése miatt azonban 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 vízhálózat.

Saját korábbi munkánkban (Telbisz et al. 2012) azonban Szádeczky Kardos (in: Popescu-Argeşel 1977) elgondolásait felelevenítve arra a következtetésre jutottunk, hogy a völgyhálózat eredendően a terület fő K-i, DK-i lejtéséhez igazodott. Ma is ez az irány meghatározó a völgyek nagy részében, és ezt őrzik átöröklés révén a karsztfennsíkok jellegzetes száraz keresztvölgyei, valamint a ma is aktív vízfolyással rendelkező (Remetei-, Intregáldi-) szorosok. A szelektív denudáció, továbbá a fővonulat nyugati pereme mentén valószínűsíthető vetődés hatására relatíve kiemelkedő karsztos fővonulat téríthette el a vízfolyásokat (köztük kiemelten az Aranyost) É-i, illetve D-i irányba. A mélyen bevágódó fővölgyekhez kapcsolódó kisebb vízfolyások alapvetően hátravágódással fejlődtek a nem karsztosodó kőzetekben.

Azt a tényt, hogy a kőzettani szempontból változatos terepen a kőzetminőséghez igazodó lepusztulás (szelektív denudáció) igen jelentős szerepet játszott a terület mai domborzatának kialakításában, az egyes kőzettípusok digitális terepmodell alapján számított magassági eloszlásával sikerült statisztikai értelemben is alátámasztani.

Jelen cikkben fő kérdésünk az, hogy a fent bemutatott fejlődésmenet milyen nyomokat hagyott a völgyek alakjában, ezen belül is kiemelten az esésgörbében.

A vízfolyások esésgörbéje – elméleti háttér

A vízfolyások esésgörbéjének kvantitatív vizsgálata hosszú múltra tekint vissza Hack (1973) nevezetes cikke óta. Fontos megállapítások születtek a vízfolyások esésgörbéjének elméleti alakjára vonatkozóan, és az esésgörbében megfigyelhető töréspontok („knickpoint”-ok) elhelyezkedésével, mozgásával kapcsolatban is. Az esésgörbe alakja leggyakrabban logaritmus függvénnyel közelíthető (Hack 1973), ami vizuálisan azt jelenti, hogy a távolságtengely logaritmikus ábrázolása esetén kiegyenesedik a függvény, de esetenként más függvények (pl. lineáris, exponenciális, hatvány) jobban modellezik az esésgörbét (Rădoane et al. 2003; Goldrick és Bishop 2007). Összetett területen természetesen nem a teljes esésgörbére, hanem annak egyes szakaszaira illeszhető jó közelítést adó függvény.

Az esésgörbén megfigyelhető töréspont kialakulásának alapvetően három oka lehet: kőzetminőségi változás, függőleges elmozdulás a vízgyűjtő valamely részén illetve két völgy találkozása (Bishop et al. 2005, Larue, J-P. 2008). A függőleges elmozdulás többnyire tektonikus kiemelkedéshez/süllyedéshez vagy tengerszint-változáshoz köthető. Fontos különbség a töréspontok között, hogy míg a kőzetminőséghez köthető töréspont helyben marad, addig a függőleges elmozduláshoz illetve a völgytalálkozáshoz köthető töréspont folyamatosan hátrál az esésgörbén. A hátravágódás sebessége sok tényező – de leginkább a vízhozam – függvénye, és megfigyelhető, hogy a hátrálás során a töréspont fokozatosan „kiszimul” (Goldrick és Bishop 1995, Bishop et al. 2005).

Vizsgálataink egyik technikai jellegű célkitűzése, hogy a különböző alapadatokból nyert esésgörbéket, és az ezekből származtatott knickpointok elhelyezkedését összehasonlítsuk egymással.

KUTATÁSI MÓDSZERTAN

Az elemzés legnagyobb részét térinformatikai módszerekkel végeztük el. Alapadatként a terület 1:25 000-es méretarányú román topográfiai térképeit, az 1:200 000-es méretarányú

geológiai térképet (Giuşcă és Bleahu 1967), valamint az SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) digitális terepmodellt (továbbiakban: DTM) használtuk. Ez utóbbi nagy léptékű geomorfológiai vizsgálatokhoz megfelelő, viszont kisebb területek elemzésénél pontosításokat igényel (Timár et al. 2003). Ennek legfőbb oka, hogy magassági adatai a növényzet és minden egyéb tereptárgy magasságát is magukban foglalják, illetve hogy a felbontása (~90 m) miatt a szűk és mély szurdokvölgyek nem kellően reprezentáltak.

A térinformatikai elemzést ArcGIS Desktop szoftver-környezetben végeztük el. Az egyes felszínformák, völgytípusok megfigyelésére terepbejárásokat is tettünk.

A hegység keleti oldalán 15 darab völgynek készítettük el a völgyvonalát kétféle módszerrel. Először az SRTM DTM alapján, automatikusan, térinformatikai eljárások segítségével; majd manuálisan, térképi szintvonalak digitalizálásával. Az így nyert adatokból rajzoltuk fel a völgyek hossz-szelvényét (esésgörbéjét). Az előbbihez fontos megemlíteni, hogy a DTM többféle hibával is terhelt. Magassági adatainak korrigálására egy, a hidrológiai modellezésben gyakran használt műveletet, az úgynevezett feltöltést („fill”) alkalmaztuk. Ez az eljárás a domborzatmodellekben előforduló „gödrök” kiküszöbölésére alkalmas, amit okozhat valóban lefolyástalan mélyedés, de gyakrabban a DTM valamilyen hibája is (alapadat; interpoláció; nem megfelelő felbontás). Az SRTM esetében jellemző, hogy a radarsugár a szűk völgyek esetében, mint például a Remete-szoros vagy az enyedi Kőköz, sok esetben nem a völgytalpat találta el, így a DTM-ben a valódi értékhez képest jóval magasabb adat szerepel. Ennek korrigálására is alkalmazható a feltöltés, amelynek lényege, hogy minden olyan „gödör”, ami a szomszédos celláknál mélyebben helyezkedik el, feltöltődik a legalacsonyabb szomszédjának értékére, ezzel biztosítva a DTM-en fiktíven lefolyó víz továbbjutását. A művelet révén az esésgörbékben vízszintesre feltöltött szakaszok jelennek meg.

Több módszerrel jelöltük ki a hossz-szelvények töréspontjait, az ún. knickpoint-okat. Annak érdekében, hogy ezek határozottabban látszódnak, a távolság-tengelyt logaritmikusan jelenítettük meg. Ebből kiindulva először vizuálisan jelöltük be a hirtelen meredekség-változásokhoz tartozó pontokat, azonban ez a módszer túlságosan szubjektívnek bizonyult, illetve a görbe egyes szakaszain a töréspontok túl sűrűen helyezkedtek el ahhoz, hogy külön lehessen választani őket. Végül egy objektív eljárást dolgoztunk ki, amelyben az egymást követő szakaszok meredekség-változását vettük alapul, amit a forrástól való távolsággal súlyoztunk. Ez utóbbi lépésre azért volt szükség, mert a völgyek felsőbb szakaszain a meredekség sokkal nagyobb mértékű változásokat mutathat, mint az alsóbb szakaszokon. Az így kapott értékeket egy egységes kritérium-értékkel szűrtük, így az elemzésnél csak a legmarkánsabbak maradtak meg.

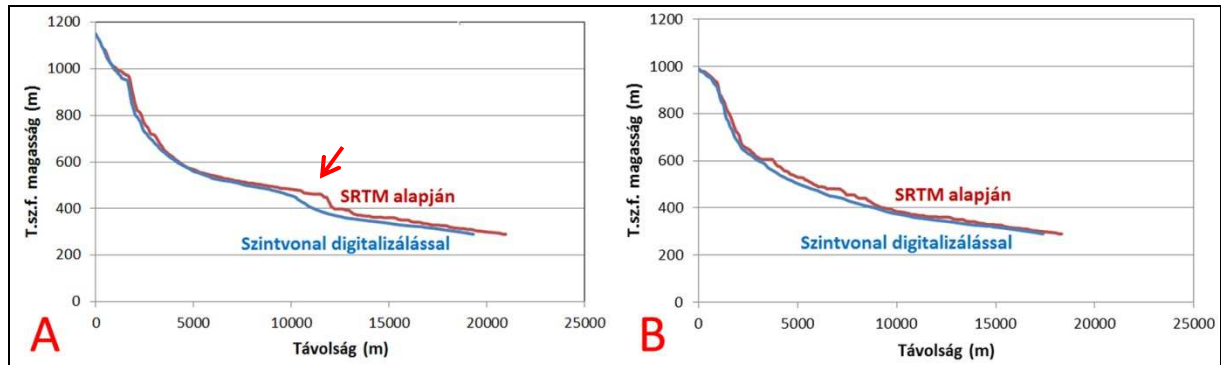
A vizsgált völgyek jellemzésére számos kereszt-szelvényt vettünk fel. A különböző elhelyezkedésű szelvények völgyalakjának kvantitatív leírására a völgy szélességet és a gerinc völgytalptól számított relatív magasságát vettük figyelembe. Számításunk alapja Keller és Pintér (1996) V_f -indexe (Valley Floor Width To Height Ratio) volt, ami a völgytalp szélességének és a relatív magasságnak az aránya. Mivel olyan völgyeket vizsgáltunk, amelyek nagyrészt „V” keresztmetszetűek, és a völgytalp szélessége nem definiálható, ezért a völgytalp-szélesség helyett a völgyet két oldalról határoló legmagasabb pontoknak, a gerinceknek a távolságát vettük alapul. Így a képlet, amivel dolgoztunk: $V_{fc} = \text{Kétoldali gerinctávolság} / \text{Átlagos relatív gerincmagasság}$.

EREDMÉNYEK

Hossz-szelvények elemzése

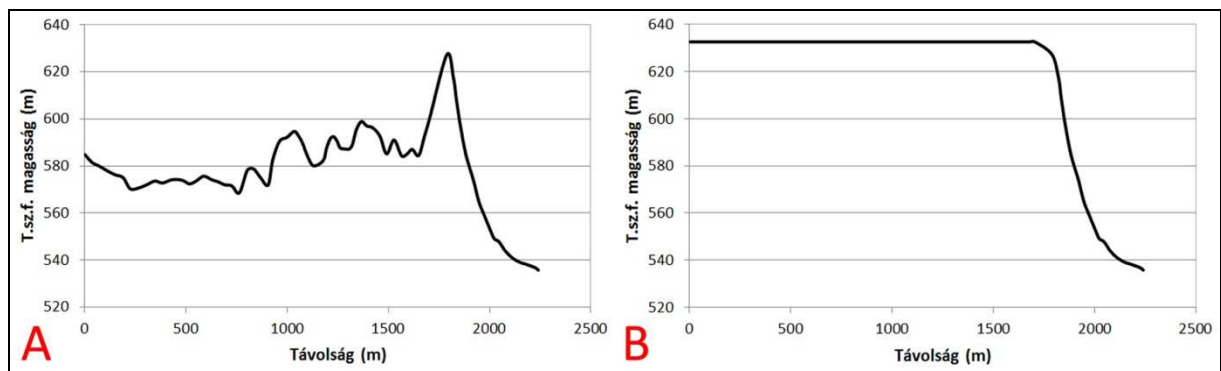
Egy-egy völgynek a különböző módszerrel készített esésgörbéi néhol jelentősen eltérnek egymástól (4. ábra). A DTM-ből automatikus hidrológiai eljárásokkal kinyert völgyvonalakról elmondható, hogy két adott pont között sokkal hosszabbak, több bennük a

törés, illetve az esésgörbéken megfigyelhető, hogy több szakaszon pár 10 méterrel magasabb értékeket mutatnak, mint a szintvonalak alapján digitalizált görbék. Ez a már említett okokból eredhet, azaz hogy az SRTM DTM minden tereptárgy, így például az erdők magasságát is tartalmazza; hogy a völgyekben a rossz radar-behatolás miatt a valódi értéknél nagyobb a felszín magassága (4.ábra/A nyíllal jelölve); illetve – ezekkel részben összefüggésben – a feltöltés is okozhatja ezt a különbséget.



4. ábra: Az SRTM alapján, illetve szintvonal-digitalizálással elkészített hossz-szelvények a Szilas-patak völgyében (A) és a Geamănului-völgyben (B), nyíllal jelölve az enyedi Kőkőznél megjelenő adathiba

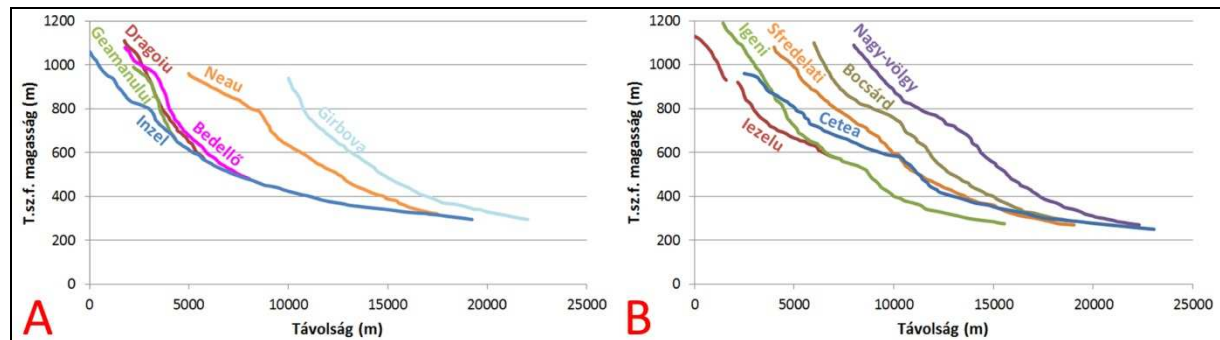
A vizsgált területen lévő két, hegységet átvágó patak, a Remete- és a Gáldi-patakok szurdoka meglehetősen mélyre vágódott és ráadásul igencsak szűkek. Az SRTM alapján levezetett esésgörbék ezért nagy hibával terheltek, ami a már említett okoknak – hibás alapadat és az elvégzett korrekció – köszönhető. A hibát olyan nagynak ítéltük a két völgy esetében, hogy a DTM-ből levezetett esésgörbéiket nem is használtuk fel a későbbi számításokhoz (5. ábra).



5. ábra: A Remete-szoros hossz-szelvénye az SRTM DTM alapján a feltöltés művelet előtt (A) és után (B) (pontos elhelyezkedése a 2. ábrán jelölve)

A digitalizált hossz-szelvényeken megfigyelhetők kisebb-nagyobb meredekség-változások, törések. Azon völgyek esésgörbéjének felső szakaszán, amelyek száraz keresztvölgyből indulnak, jellemzően egy lépcsőszerű törés mutatkozik, ilyen például a Bedellő-patak és az Inzel-patak (6. ábra/A), valamint a Cetea-patak völgye (6.ábra/B). Vannak azonban olyan hosszabb völgyek is, amelyek szinte végig egységes, logaritmusos görbének megfelelő esést mutatnak, csupán kisebb törésekkel, mint például a Girbova-patak völgye. A hegység déli részén lévő völgyek hossz-szelvénye sokkal több törést mutat, mint az északi völgyeké. A több töréspont származhat abból, hogy sokkal változatosabb a kőzettani

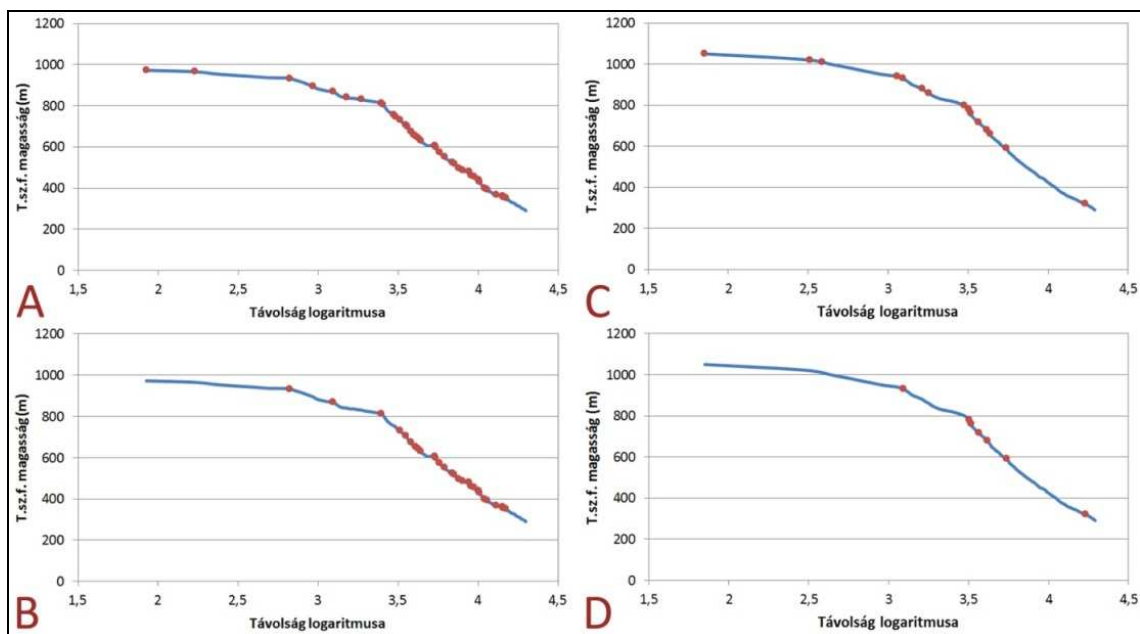
felépítés. A Iezelu-patak felső szakaszán található az Igeni-tó, amit a szelvényben nem ábrázoltunk, ezért az annak megfelelő szakaszon megszakad a görbe.



6. ábra: A vizsgált terület középső (A) és déli (B) részén elhelyezkedő völgyek manuális digitalizálással előállított hossz-szelvényei

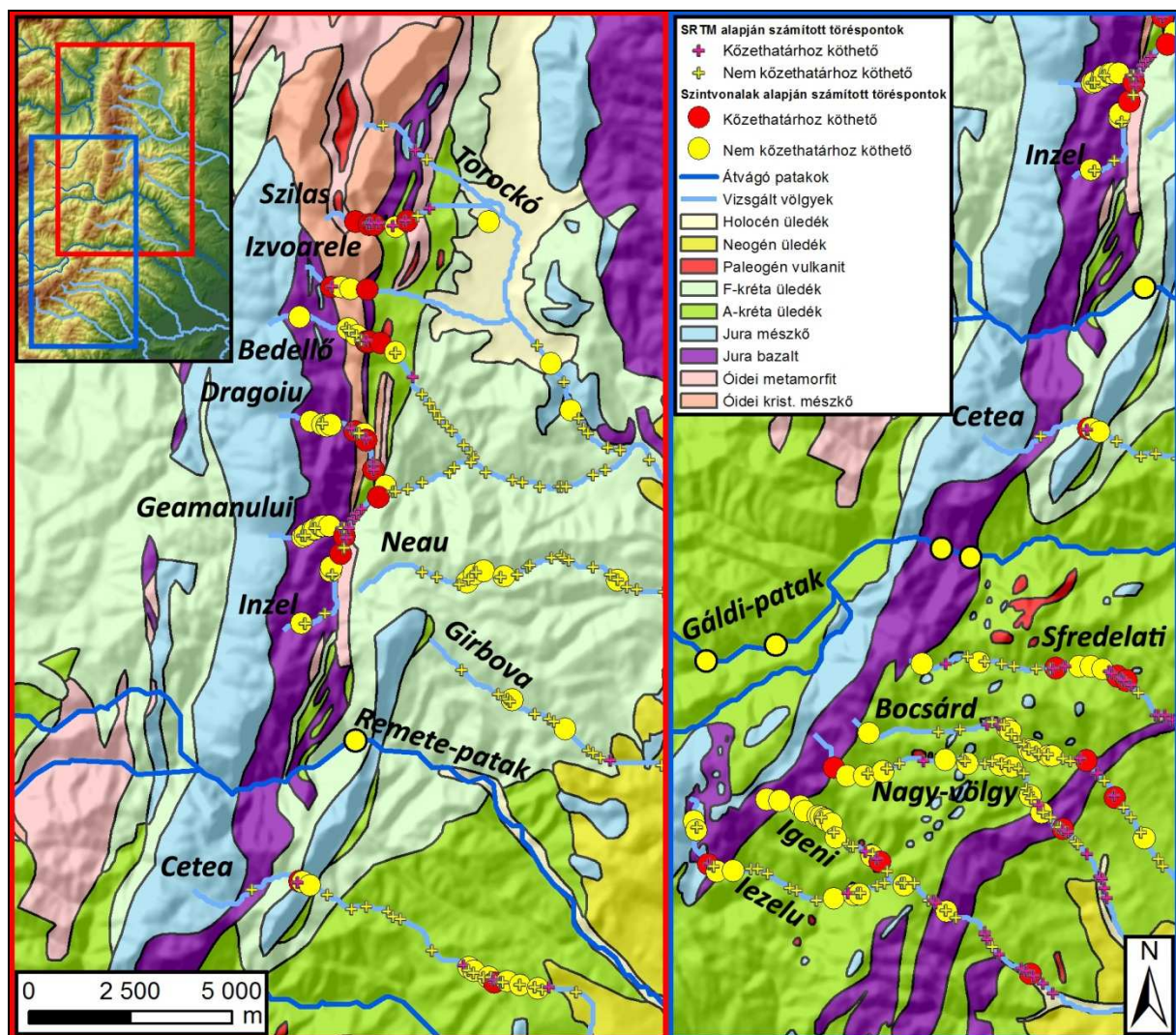
Az esésgörbék töréspontjainak kijelölésénél olyan egységes meredekség-változási kritérium-értéket próbáltunk választani, ami érzékenyen mutatja az egyes görbék töréspontjait, így végül az $1,7^\circ$ -os meredekség-változást tekintettük küszöbértéknek, és az ennél nagyobb értékeket jelöltük töréspontnak. Ez látszatra igen kis értéknek tűnik, de valójában a völgyek eséséről van szó, amely a meredekebb részeken $\sim 10^\circ$, lefelé pedig ellankásodik, így ehhez viszonyítva már nem annyira csekély ez a meredekség-változási küszöbérték. Az így kapott értékeket a távolsággal súlyoztuk, amivel pontosítottuk és szűkítettük a töréspontok halmazát.

A 7. ábrán határozottan látszik, hogy a DTM alapján készített görbéken sokkal több a töréspont. A digitális terepmodell alapján meghatározott völgypontoknak összesen 9,70%-a lett töréspontként jelölve, míg a digitalizált hossz-szelvények esetében, amelyeknél az összes felvett pont az előzőnek alig harmada volt, szintén a völgypontok 9,73%-a lett töréspontnak minősítve. Ez azt jelenti, hogy arányaiban hasonló mennyiségű töréspont található a kétféle módszerrel elkészített hossz-szelvényeken.



7. ábra: Az Inzel-patak völgyének esésgörbéje és az ebből számított töréspontok. A DTM alapján, súlyozás nélkül (A) és súlyozással (B) meghatározott töréspontok; valamint a szintvonalak alapján, súlyozás nélkül (C) és súlyozással (D) meghatározott töréspontok.

A töréspontokat térképen jelöltük és az egyszerűsített geológiai térkép alapján külön színeztük azokat, amelyeknél 100 méteres sugarú körön belül közethatár található (8. ábra). A DTM alapján számított töréspontok közül összesen 83 darab, azaz 22,49% közelében található 100 méteres sugarú körön belül közethatár, míg a digitalizált esésgörbe alapján 30 darab, azaz a töréspontok 23,26%-a esik közethatárra. Ebből arra következtethetünk, hogy az SRTM terepmodell és a szintvonalak alapján készített esésgörbék töréspontjai közel azonos helyen találhatók, ám ez előbbi esetben jóval nagyobb darabszámban jelentkeznek a töréspontok. A hegység déli részén található völgyek (például: Igeni, Sfredelati) esésgörbéjében sokkal több törést találtunk, mint az északabbi völgyeknél, ami egyrészt a változatos földtani felépítésnek, másrészt a Maros-völgy süllyedéséhez köthető töréspont-hátrálásnak köszönhető.

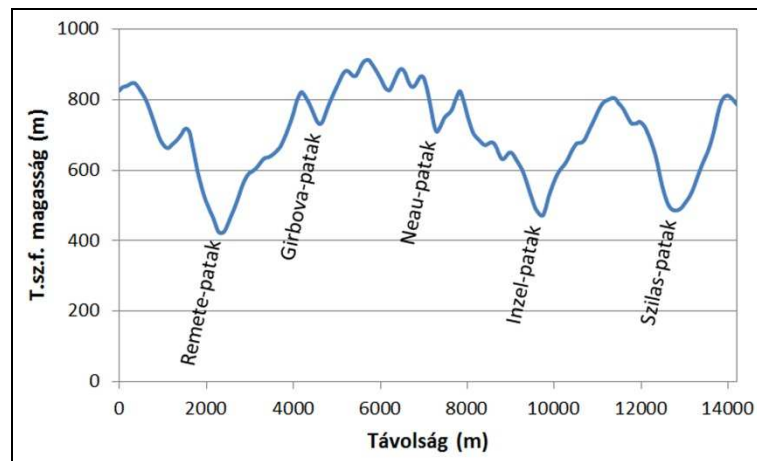


8. ábra: A vizsgált völgyek töréspontjai a terület egyszerűsített geológia térképére illesztve, egy északi és egy déli kivágaton (a kivágatok helyét a bal felső, betét-térkép mutatja).

A Remete- és az Intregáldi-patakoknál is elvégeztük a knickpoint-ok kijelölését. Ezeknél egyértelműen azt tapasztaltuk, hogy a töréspontok sokkal ritkábban fordulnak elő. Ezt magyarázhatjuk azzal, hogy a vízfolyások területünkre eső része a teljes esésgörbéjük középső-alsó részét jelenti, tehát az átlagos esésük sokkal kisebb, mint a felsőbb szakaszokon, így itt egy alacsonyabb kritérium-érték esetén található több töréspontot. Meglepő módon, a meghatározott töréspontok a számítás alapján nem köthetők közethatárhoz.

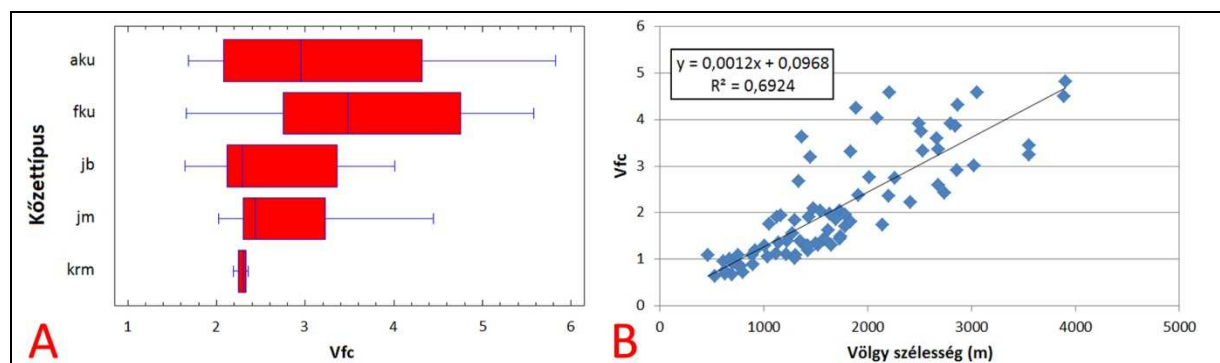
Keresztszelvények elemzése

A Torockói-hegység keleti oldalán lévő völgyeket talpmagasság szempontjából két csoportra lehet osztani. A 2. ábrán látható egyenes mentén készült keresztmetszvény (9. ábra) jól mutatja, hogy vannak olyan K-Ny irányú völgyek (pl. Inzel-patak, Szilas-patak), amelyek völgymélysége, keresztmetszete hasonlít a hegységet átvágó Remete-patak völgyéhez, ám a mai vízgyűjtő területük sokkal kisebb. Ez nagy valószínűséggel egy korábbi, nagyobb vízhozamra utal, amelyet egykor a hegység nyugati oldaláról érkező vízfolyások is tápláltak, megerősítve ezzel azt az elméletet, miszerint a vízhálózat eredendően Ny-K-i lefolyásirányt mutatott.



9. ábra: DDNy-ÉÉK irányú keresztmetszvény a Remete-patak völgyétől a Szilas-patak völgyéig (pontos elhelyezkedése a 2. ábrán jelölve)

A keresztmetszvényekre számított V_{fc} -értékeket a keresztmetszvény meghatározó kőzettípusa alapján kategóriákba soroltuk, és ez alapján készítettünk egy box-whisker diagramot (10. ábra/A). Erről leolvasható, hogy az óidei kristályos mészkőre, a jura mészkőre és a jura bazaltja jellemzően kisebb V_{fc} -értékek, azaz relatíve jobban bevágódott völgyek jellemzők. Ugyanakkor arra a megállapításra jutottunk, hogy a V_{fc} csak kismértékben módosítja a völgy szélesség alapján megrajzolható képet, mivel értéke a vártnál nagyobb mértékben ($r^2=0,69$) függ a völgy szélességtől (10. ábra/B).



10. ábra: A keresztmetszvények box-whisker (A) és korrelációs (B) diagramja. Aku – alsó-kréta üledék, fku – felső-kréta üledék, jb – jura bazalt, jm – jura mészkő, krm – kristályos mészkő

KÖVETKEZTETÉSEK***Völgymélyüléssel kapcsolatos megállapítások***

A hossz- és keresztshelvények vizsgálata során figyeltünk fel két völgyre, amelyeknek fejlődése röviden felvázolható és alátámasztható a mért adatokkal. Az Inzel-patak völgyének felső szakasza egy száraz keresztvölgyből indul, majd élesen északra fordul (8. ábra). Azonban, ha gondolatban meghosszabbítjuk a felső szakaszt a Pilis-hegy oldalába, akkor az a Neau-patak völgyében folytatódik. Ez utóbbi esésgörbájén egy markáns töréspont található homogén kőzeten (6. ábra). A hegy K-i oldalán folyik a Girbova-patak, ami az előbbi kettővel ellentétben sokkal szabályosabb esésgörbét mutat. A völgyek keresztshelvényét megvizsgálva kiderült, hogy az Inzel-patak völgye nem sokkal magasabban helyezkedik el, mint a Remete-pataké, illetve hogy a Neau- és a Girbova-patakok talpa ugyanazon szakaszon jóval magasabban van (9. ábra). Mindezek alapján a következő fejlődésmentet lehet felvázolni:

1. Az Inzel-patak a Torockói-hegység kiemelkedésének korai szakaszában Ny-K-i irányban folyt, északi irányból megkerülve a már akkor is magaslati helyzetben lévő Pilis-hegyet. Ekkor alakult ki az Ós-Girbova völgye, ami nem, vagy csak jóval korábban kaphatott vizet nyugat felől.
2. Az emelkedés előrehaladtával egy kaptura következett be, melynek során az Inzel-patak vize É-felé fordult és a Neau felső völgyének fejlődése lelassult olyannyira, hogy a jelenleg homogén kőzeten található, s így tektonikus vagy völgytalálkozás révén kialakult, hátráló knickpoint feletti szakasz lényegében konzerválódott.

A Neau-patak példáján is tapasztalhatjuk azt az általános jelenséget, hogy a vízgyűjtőjük nagy részét elvesztő vízfolyások völgymélyülése erősen lelassul. Ezt a meglátást a fővonulattól jelenleg keletre eredő többi völgyre alkalmazva arra a következtetésre jutunk, hogy ezek völgyfejlődése is nagyobbreszt akkor zajlott, amikor még a karszton átmenő vízfolyások táplálták őket. Ugyanakkor a vizüket vesztett völgyek kis mértékben továbbra is mélyültek és mélyülnek ma is, markánsabbá téve ezzel a karsztos fővonulatot átvágó, száraz keresztvölgyek keleti peremének lépcsőjét.

Általános megállapítások

A vizsgált völgyeket két fő csoportba oszthatjuk: a száraz keresztvölgyekből induló völgyekre, melyeknek felső szakaszán markáns töréspont figyelhető meg az esésgörbén, valamint a közel szabályos esésgörbét mutató völgyek csoportjára.

Az esésgörbék töréspontjainak jelentős része (~23%-a) a kőzetminőség változásához köthető, ami ismét a szelektív denudáció jelentőségét támasztja alá. De ezeken kívül is nagy számú töréspont figyelhető meg, ami lehet a nem elég tökéletes számítási módszer (adathiba, simítás hiánya, küszöbérték nem ideális megválasztása) következménye. Ugyanakkor egyértelműen kijelenthető, hogy léteznek olyan markánsabb töréspontok, amelyek tektonikus illetve völgy-konfluencia eredetűek, és folyamatosan hátrálnak a völgyekben. A tektonikus eredetű töréspontok egyik lehetséges oka a Maros-völgy tektonikus süllyedése és az onnan induló hátrálás. A fővonulat keleti peremén megfigyelhető számos töréspont esetében a sűrűn következő közethatárok nem teszik lehetővé az egyértelmű besorolást, így itt a fővonulat tektonikus emelkedése ez alapján nem zárható ki, de nem is bizonyítható. A Neau-völgy esésgörbájének elemzése pedig inkább amellet szól, hogy a fővonulat és a tőle keletre eső rész között nem tektonikus eredetű a lépcső.

A keresztshelvények vizsgálata során is kirajzolódott két fő csoport: a jura mészkőn és bazalton, valamint az óidei kristályos mészkőn kialakuló völgyszakaszok markánsabb bevágódást mutatnak, míg a kréta üledékes térszíneken relatíve sekélyebbek a völgyek, de a völgyek jellemzésére alkalmazott szélesség/magasság arányszám nem adott igazán új eredményt az egyszerű völgyszélességhez képest. Több olyan patak-völgyet is találtunk, amelyeknek völgyméreteit nem indokolja a mai vízhozamuk, illetve vízgyűjtőterületük. Ezek

kialakulásának magyarázatára a legvalószínűbb, és a korábbi elméletünket (Telbisz et al. 2012) alátámasztó gondolat, hogy valaha a hegység nyugati oldaláról is kaphattak vizet.

Az SRTM DTM-ből automatikusan előállított, illetve a szintvonalak digitalizálásával nyert hossz-szelvények összehasonlítása alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy az SRTM-alapú esésgörbék hosszabbak, több hibával terheltek és ebből adódóan több töréspont figyelhető meg rajtuk. A fontosabb töréspontokat azonban térben ugyanott mutatják, ezért nagy területen, nagy mennyiségben végzett esésgörbe-vizsgálatokhoz az SRTM is elfogadható lehet, de az ebből származó eredményeket kritikusabban kell kezelni. Így megfelelő topográfiai térkép és kellő digitalizálási idő esetén a szintvonal-alapú esésgörbét érdemes előnyben részesíteni.

Összességében elmondható, hogy a cikk elején felvázolt fejlődésmenet nyomai megtalálhatók a völgyek esésgörbéjében, töréspontokként jelentkeznek, valamint az egyes völgyek hossz-szelvényének alakjából következtethetünk az adott völgy relatív korára és fejlődésmenetére.

FELHASZNÁLT IRODALOM

- BISHOP P, HOEY TB, JANSEN JD, LEXARTZA ARTZA I. 2005. Knick-point recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms* 30: 767–778.
- GIUȘCĂ D, BLEAHU M. 1967. Harta geologică a Republicii Socialiste România (RSZK geológiai térképe), 18. lap, Torda, 1:200000. București, Institutul Geologic.
- GOLDRICK G, BISHOP P. 1995. Differentiating the roles of lithology and uplift in the steepening of bedrock river long profiles: an example from southeastern Australia. *Journal of Geology* 103: 227–221.
- GOLDRICK G, BISHOP P. 2007. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surface Processes and Landforms* 32: 649–671.
- HACK JT. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal Research U.S. Geol. Survey* 1/4: 421–429.
- KELLER EA, PINTER N. 1996. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- LARUE JP. 2008. Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France). *Geomorphology* 93: 343–367.
- MÓGA J. 2002. Az Erdélyi-középhegység. In: Karátson D. (szerk.) 2002. Magyarország földje. 2. kiadás: 310–315. Magyar Könyvklub Rt., Budapest.
- MÓGA J. 2004. Az Erdélyi-középhegység karszt típusai. *Karsztfejlődés IX.*, Szombathely: 229–250.
- PINCZÉS Z. 1997. Az Erdélyi-peremhegyvidék természeti földrajza. Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen.
- POPESCU-ARGEȘEL I. 1977. Munții Trascăului. *Studiu geomorfologic*. Editura Academiei RSR, București.
- RĂDOANE M, RĂDOANE N, DUMITRIU D. 2003. Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. *Geomorphology* 50: 293–306.
- Telbisz T, Mari L, Imecs Z. 2012. A Torockói-hegység völgyhálózat-fejlődése. *Földrajzi Közlemények* 136/1: 22–36.
- TIMAR G, TELBISZ T, SZÉKELY B. 2003. Űrtechnológia a digitális domborzati modellezésben: az SRTM adatbázis. *Geodézia és Kartográfia* 55: 11–15.