

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Természettudományi Kar

Földrajz- és Földtudományi Intézet

A Torockói-hegység völgyhálózat-fejlődésének elemzése morfometriai módszerekkel

TDK dolgozat



Eisam Eldeen Fatima

Geográfus MSc II.

Témavezető:

Dr. Telbisz Tamás

EGYETEMI ADJUNKTUS

ELTE TTK Természetföldrajzi Tanszék

2013

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	
1.1. Témaválasztás	
1.2. Célkitűzések.....	
1.3. Alapadatok.....	
2. A Torockói-hegység természetföldrajza	
2.1. Elhelyezkedés	
2.2. Földtani viszonyok	
2.3. Felszínalaktani jellemzők	
3. Módszertan	
4. Morfometriai vizsgálatok	
4.1. Hossz-szelvények elemzése.....	
4.2. Keresztszelvények elemzése.....	
4.3. Vízyűjtőterületek	
4.4. Burkolófelszín	
5. Következtetések.....	
5.1. Általános megállapítások.....	
5.2. Völgyek fejlődése.....	
6. Összefoglalás.....	
7. Irodalomjegyzék.....	
8. Ábrajegyzék.....	
9. Melléklet	

1. Bevezetés

1.1. Témaválasztás

A Torockói-hegységgel első alkalommal egy terepgyakorlat során találkoztam 2010 nyarán, amikor bejártuk a hegység középső és déli részének legnevezetesebb helyeit. Gyönyörű fennsíkokon túráztunk és természetesen a méltán neves szurdokok közül is megcsodáltunk párat. Ekkor szerettem meg ezt a vidéket, így amikor a TDK témám kiválasztására került a sor, örömmel csatlakoztam témavezetőm kutatásához, amelyben a hegység völgyhálózatának fejlődését vizsgálja.

A kutatásomban főként térinformatikai programok segítségével végeztem számításokat, amelyek során a kinyert adatokat elemeztem, értékeltem. Ehhez nagy segítséget nyújtottak az MSc első féléveiben elsajátított térinformatikai ismeretek és készségek. A „távoli elemzések” mellől természetesen nem hiányozhatnak az újbóli terepbejárások sem.

1.2. Célkitűzések

A Torockói-hegység völgyhálózatának kialakulásával kapcsolatban két elmélet ütközik egymással. Az egyiket POPESCU-ARGEŞEL I. (1997), illetve az ő munkáját felhasználva PINCZÉS Z. (1997) írta le. Eszerint a miocénben a mai fővonulat nyugati és keleti oldalán egyaránt északra tartó vízfolyások alakultak ki, azonban a Maros-völgy viszonylag gyors süllyedésének köszönhetően délkelet felől intenzív hátravágódás indult meg. Ennek következményeként a vízfolyások átvágták a hegyet először Remeténél, majd Intregálnál és Borrévnél. A hátravágódás következtében a nyugati oldalon lefejeződtek az északra tartó folyók. Az elmélet szerint már a pliocén végére a mai vízhozálathoz hasonló alakult ki.

A másik elméletet TELBISZ et al. (2012) írta le, aki Szádeczky-Kardos (in: POPESCU-ARGEŞEL I. 1977) elképzelését fejlesztette tovább, amely szerint a vízhozálzat eredendően a terület alapvetően keleti/délkeleti lejtéséhez igazodott. Ez az irány ma is meghatározó a legtöbb völgynél, és ezt őrzik a fővonulatot szabdaló száraz keresztvölgyek, illetve a ma is vízfolyással rendelkező szurdokvölgyek is. A vízfolyások északi és déli irányba történő eltérülése pedig a szelektív denudáció, valamint a fővonulat nyugati oldalán feltételezhető vetődés mentén zajlott kibillenés

hatására mehetett végbe. Nem karsztosodó kőzeten mindezek mellett a mély völgyekhez kapcsolódó kisebb vízfolyások elsősorban hátravágódással fejlődtek. A változatos kőzetminőséghez igazodó válogató lepusztulás jelentőségét különböző kőzettípusok terepmodell alapján számított magassági eloszlásával támasztották alá statisztikai értelemben is (TELBISZ et al. 2012).

A dolgozatom elkészítésénél első lépésként arra kerestem a választ, hogy a területen lévő, ma is vízfolyással rendelkező völgyek hossz-szelvényéből mit lehet kiolvasni, ami a fejlődésükre utal. Ezt követően a kereszt-szelvények felé fordultam, amelyek segítségével a völgyek alakját próbáltam meg jellemezni. Így jutottam el a vízgyűjtőterületek kiszámításához, majd végül az egyes völgyszakaszokra jellemző bevágódás mértékének becsléséhez.

Dolgozatom fő kérdése: *Vajon milyen nyomot hagyott a völgyek fejlődése azok alakjában?* Legfontosabb célkitűzésem a fent említett fejlődésmenetek összevetése saját, a völgyekre vonatkozó eredményeimmel, valamint ezek alapján egy részleteiben pontosított fejlődésmenet felvázolása.

1.3. Alapadatok

A kutatásom során három fő alapadatot, a terület 1:25 000-es méretarányú román topográfiai térképeit, 1:200 000-es méretarányú geológiai térképet (GIUȘCĂ és BLEAHU 1967), valamint SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) digitális terepmodellt használtam.

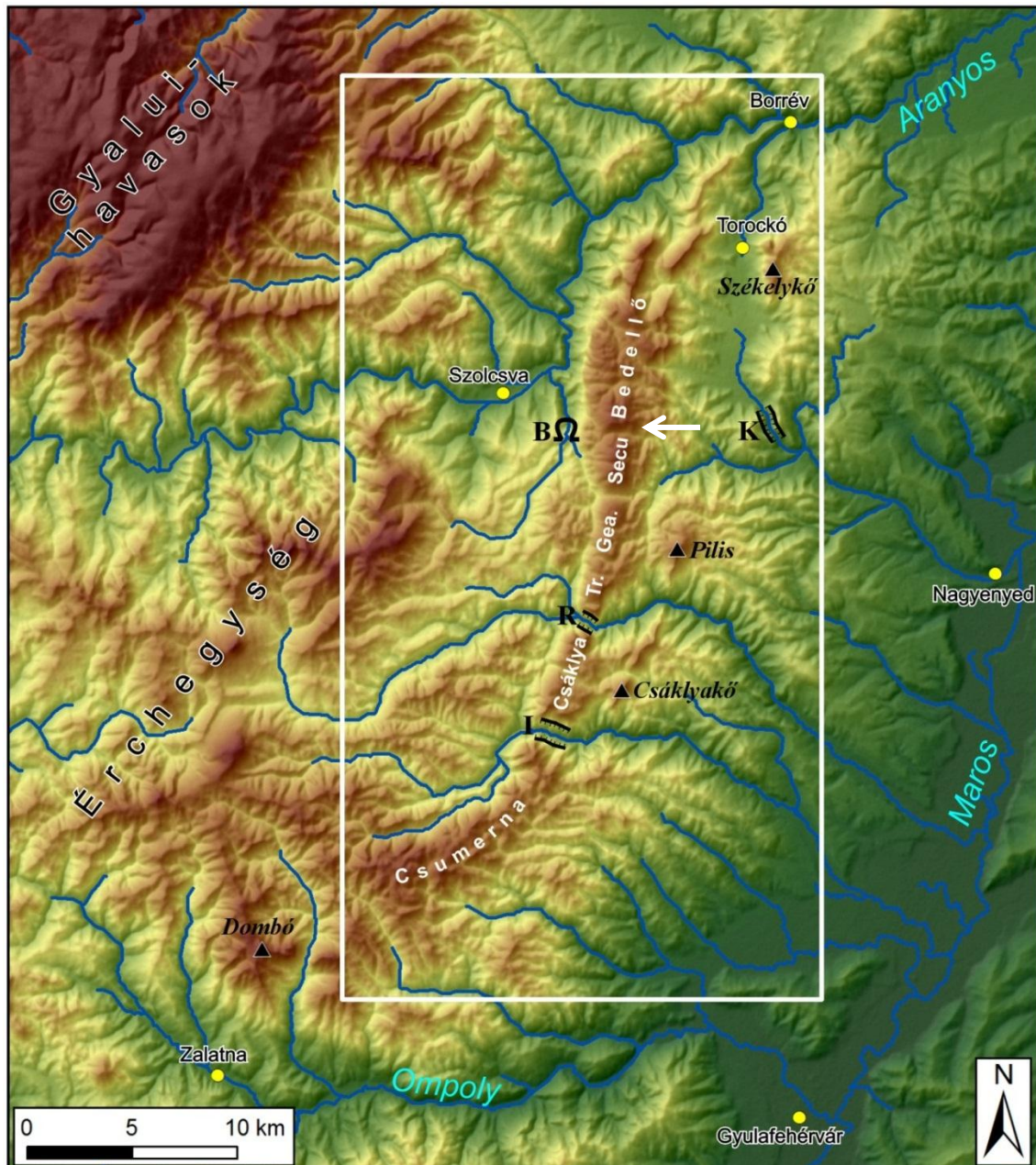
Nagy területet érintő vizsgálatokhoz mindegyik megfelelő, azonban kisebb terület esetében pontosításokat igényelnek. Ez elsősorban a digitális terepmodell esetében fontos kérdés, ugyanis magassági adatai sokféle hibával terheltek. Az adatok ugyanis tartalmazzák a növényzet és minden egyéb tereptárgy magasságát. Emellett a terepi felbontása (~90 m/pixel) miatt a szűk és mély szurdokvölgyek nem kellően reprezentáltak (TIMÁR et al. 2003).

Az egyes felszínformák és völgytípusok megfigyelésére terepbejárásokat is végeztem 2012 nyarán két alkalommal is. Több, a terepmodellen megfigyelt szárazvölgyet illetve patakos völgyet is bejártam, és a térinformatikai elemzéséből nyert adatokat terepen ellenőriztem.

2. A Torockói-hegység természetföldrajza

2.1. Elhelyezkedés

A Torockói-hegység az Erdélyi-középhegység délkeleti peremhegyvidéke, ami kiterjedt karsztfennsíkokat sorakoztat fel fő csapásirányának megfelelően, ÉÉK-DDNy-i irányban.



1. ábra. A Torockói-hegység középső és déli részének áttekintő térképe (K – enyedi Kőkőz; B – Szolcsvai-barlang; R – Remete-szoros; I – Intregáldi-szoros, Secu – D. Secului; Gea – Vf. Geamănului; Tr. – D. Tarcăului.); a vízrajz a digitális terepmodell alapján automatikusan készült; ezért a folyók futása nem mindenhol tükrözi a valóságot, a fehér keret az 2. ábra kivágatát mutatja; nyíllal jelölve a 5. ábrán bemutatott keresztvölgy (Forrás: Telbisz T.)

A közel 70 km hosszan húzódó hegység legészakabbi része a Túri-hasadék és környéke, legdélebbi pedig a Csumerna-fennsík (*1. ábra*) és közelében a hegység legmagasabb pontja, az 1369 m magas Dombó-csúcs.

A hegységet nyugaton az Érchegységtől az Ompoly-völgy és a Mogos–Nagyponori folyosó választja el, míg északnyugaton a Gyalui-havasok–Nagy-havas masszívumtól a Szolcsvai- és a Jára-medencék. Délen és délkeleten a Maros-völgy határolja, északkeleten azonban belesimul az Erdélyi-medence dombsági tájába (MÓGA J. 1995).

A Torockói-hegység fő lejtésiránya ÉNy-DK-i, azonban a tetőszintje enyhe lejtést mutat észak felé is. Domborzatmodellen és sávszelvényen megvizsgálva egyaránt nagyon szépen látszik a hegységet átszelő völgyek mélysége, amelyek néhol csak kis mértékben, máshol viszont markánsan bevágódva szelik át a hegységet (TELBISZ et al. 2012). Ez a Kőközők, a meredek falú és mélyen bevágódó szurdokok vidéke. A legnevezetesebbek északról dél felé haladva: Túri- és Tordai-hasadékok, nagyenyedi Kőköz, Remete- és Intregáldi-szorosok. Az egész Kárpátokban ezen a területen a legnagyobb a keresztvölgyek sűrűsége.

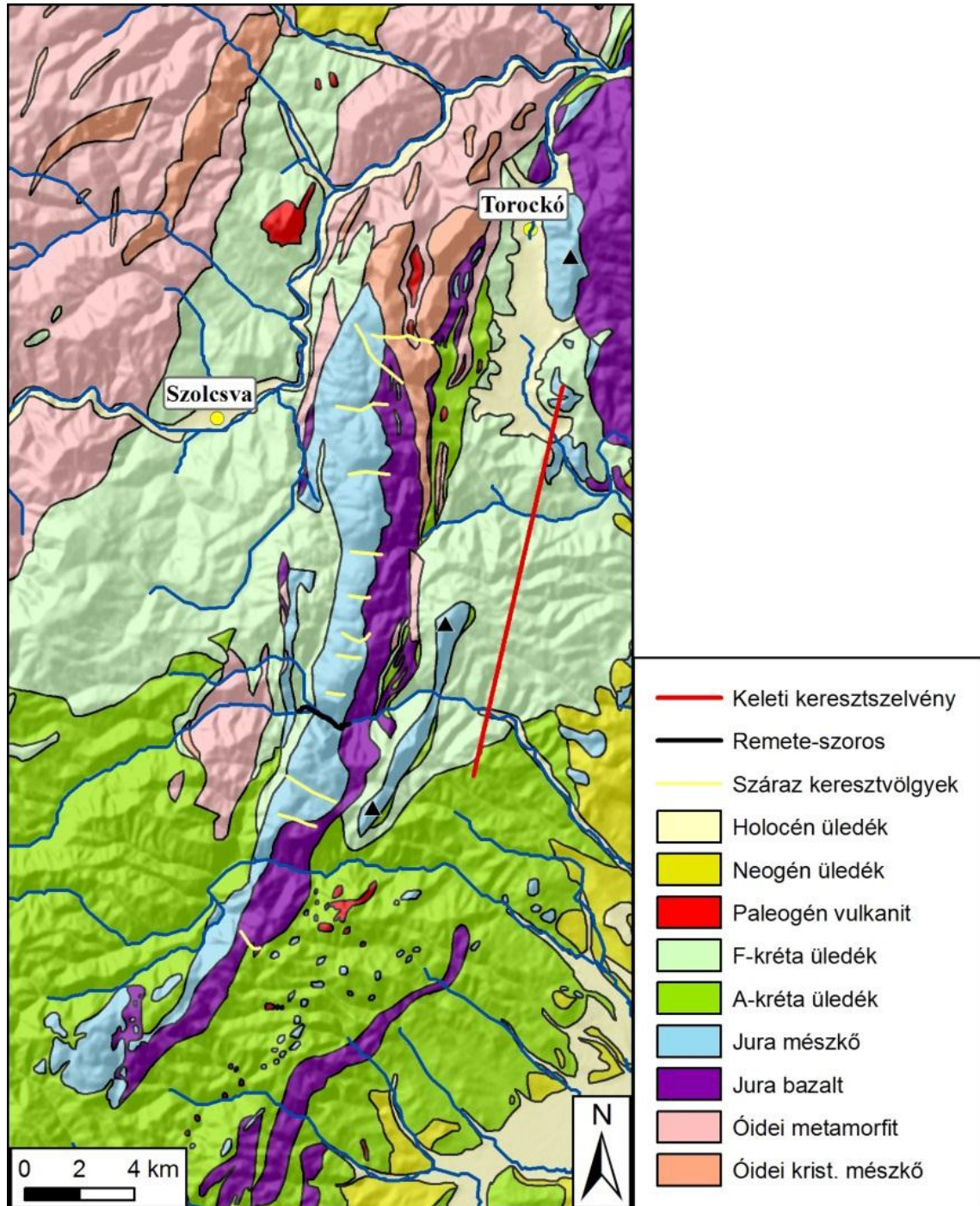
Dolgozatomban a hegység középső és déli részével foglalkoztam, amely az Aranyos folyótól délre található, így a továbbiakban a Torockói-hegység megnevezés csupán erre a területre vonatkozik.

2.2. Földtani viszonyok

Az Erdélyi-középhegység két egységre bontható, az Északi- és a Déli-Erdélyi-középhegységre, amelyek felépítése és szerkezete lényegesen eltér egymástól. A középhegység déli részének felépítésében általában fiatalabb kőzetek vesznek részt. Prekambrium végi-ópaleozoikumi metamorf kőzetek itt csupán kisebb foltokban jelennek meg (MÓGA J. 1997).

A Déli-Erdélyi-középhegység eugeoszinklinális-eredetű, kialakulása a Marosi-óceánhoz köthető. A riftesedés az alsó- és középső-jurában zajlott, azonban nem volt hosszú életű, záródása már a felső-jurában megkezdődött. Az óceánban keletkezett jura ofiolitos és kréta flisösszlet adja a középhegység fő tömegét. A záródás során két ív mentén is vulkánosság zajlott. A tenger szintjét elérő vulkáni hátságokon nagy tömegű zátonymészke keletkezett (FÜLÖP J. 1989).

A jura-kréta időszakokban végbemenő gyors tektonikus mozgások – kétirányú alá-, valamint áttolódások – következtében két takarórendszer keletkezett: a Körösi-, illetve a Bedellői-takarórendszer. Ez utóbbi építi fel a Torockói-hegységet.



2. ábra. A Torockói-hegység középső és déli részének egyszerűsített geológiai térképe (GIUȘCĂ és BLEAHU, 1967 alapján), a fekete görbe a 6. ábrán bemutatott völgyszakaszt, a piros egyenes a 14. ábrán szereplő keresztmetszvény helyét mutatja

A Torockói-hegységben az egyes képződmények közel párhuzamos sávokba rendeződve helyezkednek el a fővonulatban (2. ábra). Legidősebb képződményei az óidei metamorf és kristályos kőzetek (csillámpala, gneisz, kristályos mészkő), amelyek nagy kiterjedésben a hegység északi részén fordulnak elő. A hegység képét leginkább a jura időszaki titon „Strambergi” mészkő határozza meg, ami takaróként, takaróroncsként és olisztolitként egyaránt megfigyelhető a területen. A hegység legmagasabb tetőit mészkő takarók hordozzák, ilyen például a Bedellői- és a Csumerna-fennsík. Takaróroncsként jelenik meg többek között a Csáklya-kő és a Pilis. A hegység délkeleti területén pedig több ezer mészkőtömb emelkedik olisztolitként (MÓGA J. 1995).



3. ábra. Párnaláva kifejlődésű bazalt (A) és kibillent mészkőrétegek (B)
(Fényképezte: Árvai M., Telbisz T.)

A jura mészkővekre rátolódva jelennek meg az ofiolit-flis összletek. A térképen jura bazaltként jelölt kőzetek, az ofiolit-öv főként bazaltos képződményeit mutatják, amelyek valójában sokféle kőzettípusból tevődnek össze (gabbró, dolerit- és bazaltlávafolyások, párnalávák). Ezeket kréta törmelékes üledékek (argillit, homokkő, konglomerátum, márga) veszik körül, amelyek közül a legjelentősebb a vadflis. Ebben a kőzetben találhatjuk a markáns szirtekként kimagasló, titon mészkőből felépülő olisztolitokat, mint például a Kecse-kőt, vagy a Bulz-kőt. A hegységet kelet felé neogén üledékek takarják be, míg a völgyek talpán, illetve a belső medencékben

holocén rétegek alkotják a felszínt (GIUSCĂ és BLEAHU 1967; MÓGA J. 1995; TELBISZ et al. 2012, 3. ábra).

2.3. Felszínalaktani jellemzők

Felszínalaktani szempontból a hegység legjelentősebb kőzete a fent említett felső jura zátonymészkö. Erre jellemzők a karsztosodás során létrejött formák, víznyelők, töbrök, kisebb barlangok, zsombolyok, illetve ez a kőzet őrizte meg a legidősebb elegyengetett felszínt is. A leglátványosabb formák mégis a masszív mészkőterületeket szabdaló szurdokvölgyek és az ezeknél sokkal magasabb talpszinttel rendelkező száraz keresztvölgyek.

A Torockói-hegységben jól megfigyelhetők az elegyengetéssel kialakított jellegzetes domborzati szintek, a tönkfelszínek (PINCZÉS Z. 1997; MÓGA J. 2004; TELBISZ et al. 2012). Ezek közül a legidősebb és legmagasabb a Csumerna-Bedellő szint (4. ábra/B), amit a karsztfennsíkok őriztek meg. 1 000 méter feletti szintje a felsőkréta-oligocén trópusi elegyengetéshez köthető. A középső, úgynevezett Remete-Ponor szint a miocénban képződhetett és a 700-900 m között elhelyezkedő, elsősorban kréta üledékekből felépülő gerincek és völgyközi hátaik őrzik. Ez a szint kevésbé felismerhető. A pliocén heglábfelszín-képződés eredményeként megjelenő elegyengetett felszín húzódik a legalacsonyabban, 400-500 méteren. A pedimentek legszebben a medencékben, például Nyírmező és Szolcsva térségében maradtak meg.

A mélyre vágódott szurdokvölgyek kialakulását három különböző elmélettel – barlang-felszakadás, átöröklés, hátravágódás – magyarázzák. Csupán egy esetben beszélhetünk megalapozottan barlang-felszakadásról, a Remete-szorosnál, ahol egy sziklakapu őrzi még az eredeti barlangi mennyezet egy kis darabját (4. ábra/A). Nem zárható ki a többi völgyszakasz esetében sem ez az elmélet, bár sokkal bizonytalanabbul állítható. Úgy gondolom, hogy a hátravágódás mindenképpen kizárható az összes mészkőfalú szurdokvölgy esetében, ugyanis ez a folyamat a karsztos területeken a kőzet porozitásának, jó oldhatóságának és így a felszíni vizek mélybe fejeződésének köszönhetően korlátozott. Ennél megalapozottabban állítható, hogy a szurdokvölgyek nagy része, főként a fővonulat mentén átöröklődés révén jött létre.



4. ábra. A Remete-szoros ép sziklakapuja (A) és a Bedellői-fennsík keleti oldalának látképe (B)

Úgy gondolom, hogy a barlang-felszakadás és az átöröklődés nem választhatók el élesen egymástól. Előfordulhat, hogy a fedő kőzet lepusztulását követően a karsztosodó kőzetbe is bevágódó vízfolyás eleinte egy tisztán átöröklődéssel kialakított völgyet hoz létre, majd ezt követően az erózióbázis gyors ütemű süllyedése vagy tektonikus kiemelkedés következtében a vizek mélybe fejeződnek és a felszín alatt folytatják útjukat, ahol eleinte kisebb üregeket, majd tágasabb barlangjáratokat alakítva ki. Az így képződött barlangok mennyezete pedig beszakadhat akár a völgyszakasz teljes hosszán, és az addigi barlangi patak felszíni vízfolyássá válhat. Ennek eredményeként a kezdetben átörökléssel kialakított völgy barlang-felszakadással fejlődhet tovább, azonban később ez utóbbinak a nyoma teljesen eltűnhet.

A fővonulat mentén megfigyelhetünk olyan keresztvölgyeket, amelyek talpa nagy magasságban helyezkedik el és állandó vízfolyás nem található bennük. Ezek a szárazvölgyek, a „wind gap”-ek (5. ábra). Kialakulásuk a fedőkőzetről történő átöröklődéssel magyarázható: a kőzet pusztulása egy ideig lépést tartott a kiemelkedéssel, azonban az emelkedés fokozódásának köszönhetően, vagyis a karsztvíz szintjének gyorsabb süllyedése miatt a vizek mélybe fejeződtek, s száraz völgy alakult ki (HEVESI A. 2002).



5. ábra. Az 1. ábrán nyíllal jelölt száraz keresztvölgy panorámaképe (Fényképezte: Árvai M.)

A laposabb karsztos térszíneken jellemző a kisebb-nagyobb víznyelők és töbrök előfordulása. Topográfiai térkép alapján a fővonulat karsztfennsíkjainak többszáma az Aggteleki Karszt jól karsztosodott területeihez hasonló, azonban kisebb mintaterületeken végzett terepbejárás során a térkép szerinti többszám közel kétszerese figyelhető meg TELBISZ et al. (2012) szerint. Megnyúltságuk iránya jellemzően ÉNy-DK-i, azonban másodlagosan jelentkezik egy DNy-ÉK-i irány. Az előbbi az átöröklött völgyek irányával állhat kapcsolatban.

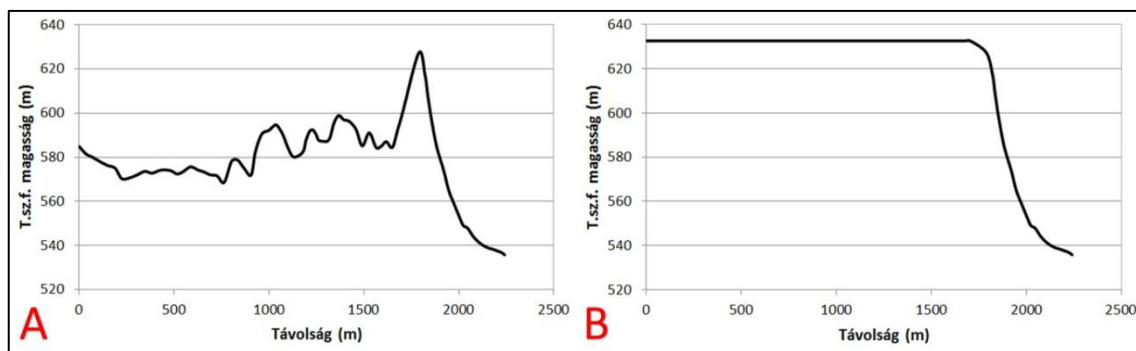
A Torockói-hegységben annak ellenére, hogy nagyon sok víznyelő és töbör található, jelentős méretű barlang csak igen kevés van. Legismertebb a hidegvizes átmenő Szolcsvai-barlang, amelynek teljes hossza 5,2 km. Ezen kívül az 1982-es barlangkataszter (GORAN C. 1982) szerint közel 200 kisebb barlang, illetve zsomboly található a területen.

3. Módszertan

A dolgozatomban alkalmazott térinformatikai elemzéseket Surfer 8, ArcView 3.3 és ArcGIS Desktop 10 szoftver-környezetben végeztem. Emellett a hossz- és keresztaszvéný-elemzést Microsoft Excel használatával készítettem el.

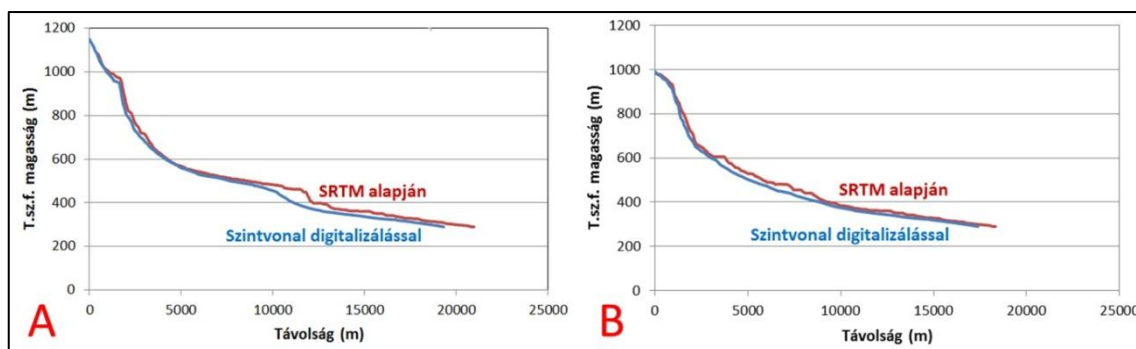
A hegység keleti oldalán 15 völgynek rajzoltam meg a völgyvonalát kétféle módszerrel, amelyből hossz-asvénýeket készítettem. Először az SRTM terepmódel alapján, automatikusan, térinformatikai eljárások segítségével; majd manuálisan, térképi szintvonalak digitalizálásával. Az eltérő módszerrel nyert adatokat összehasonlítottam, hogy a későbbiekben csak az egyikkel, a megfelelőbbel dolgozhassak. Ezt követően még 12 völgynek, amelyek a fővonalattól nyugatra találhatók és további 6-nak, amelyek a Székelykő keleti oldalán futnak le, készítettem el szintvonalak alapján az esésgörbéjét (1. melléklet).

Az automatikusan kinyert adatokkal kapcsolatban fontos megemlíteni, hogy a terepmódel többféle hibával is terhelt. Magassági adatainak korrigálására egy, a hidrológiai modellezésben gyakran használt műveletet, az úgynevezett feltöltést („fill”) alkalmaztam. Ez az eljárás a domborzatmodellekben előforduló „gödör” kiküszöbölésére alkalmas, amit okozhat valóban lefolyástalan mélyedés, de gyakrabban a módel valamilyen hibájáról van szó (ami visszavezethető az alapadatra, az interpolációs eljárásra vagy a nem megfelelő felbontásra). Az SRTM terepmódelre jellemző, hogy a radarsugár a szűk völgyek esetében, mint például a Remete-szoros vagy az enyedi Kőköz, több pontban nem a völgytalpat találta el, így a módelben 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 terepmódelben fiktíven lefolyó víz továbbjutását. A műveletnek köszönhetően az esésgörbékben vízszintesre feltöltött szakaszok jelennek meg, amelyek magassági értéke nem feltétlenül a valóságot tükrözi (6. ábra).



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

Egy-egy völgynek a különböző módszerrel készített esésgörbéi néhol jelentősen eltérnek egymástól (7. ábra). Az SRTM terepmodellből 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 korábban már említett okokból eredhet.

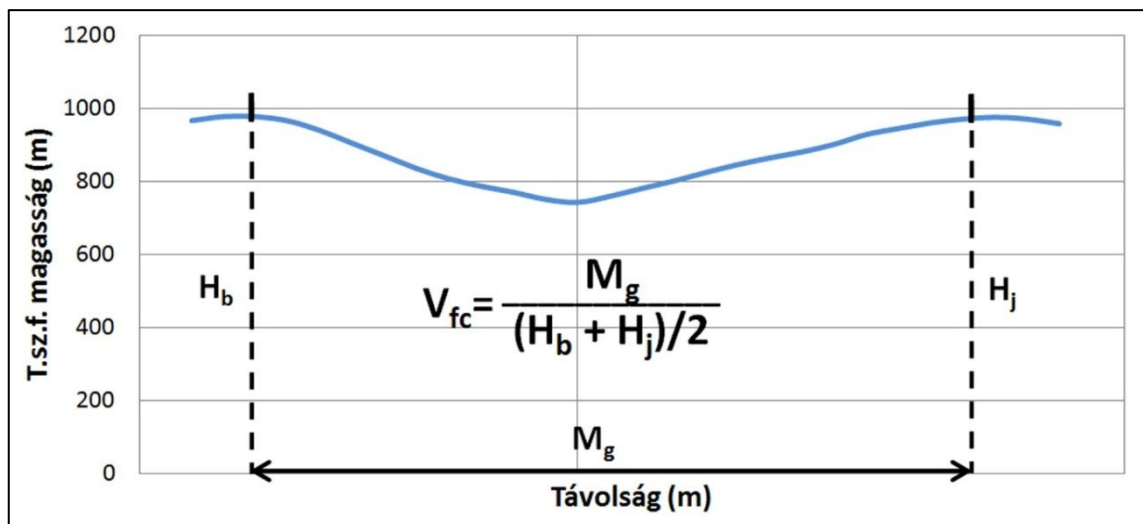


7. ábra. Az SRTM alapján, illetve szintvonalak digitalizálásával készített hossz-szelvények összehasonlítása a Szilas-patak völgyében (A) és a Geamănului-völgyben (B)

A gyorsabb és hatékonyabb adatnyerés érdekében az ArcGIS Desktop szoftver Model Builder moduljával egy számítási modellt készítettem, amely magába foglalja a digitalizálást követő lépéseket a térinformatikai programból történő kimentésig (8. ábra/A). A digitalizálás során minden egyes pontnak megadtam a magassági értékét az attribútum táblázatban. Első lépésként a vektoros állomány minden egyes pontjához hozzárendeltem az X és Y koordinátáját, majd a pontokból egy vonal geometriájú állományt készítettem. A vonalhoz útvonalat rendeltem, s ezt követően újra pontokká alakítottam a fájlt, aminek pontjai az X és Y koordináták mellett már a kezdőponttól

egységes kritérium-értékkel szűrtem, így az elemzésnél csak a legmarkánsabb töréspontok maradtak meg.

A hossz-szelvények mellett az egyes völgyek alakjának jellemzésére számos kereszt-szelvényt vettem fel. A különböző elhelyezkedésű szelvények völgyalakjának kvantitatív leírásához a völgy szélességet és a gerinc völgytalptól számított relatív magasságát vettem figyelembe. A számítás alapja KELLER és PINTER (1996) V_f -indexe (Valley Floor Width To Height Ratio) volt, ami a völgytalp szélességének és a relatív magasságnak az aránya. Mivel olyan völgyeket vizsgáltam, amelyek nagyrészt „V” keresztmetszetűek, vagyis a völgytalp szélessége nem definiálható, ezért a völgytalp-szélesség helyett a völgyet két oldalról határoló legmagasabb pontoknak, a gerinceknek a távolságát vettem alapul. Így a korrigált képlet, amivel dolgoztam: $V_{fc} = \text{Kétoldali gerinctávolság} / \text{Átlagos relatív gerincmagasság}$ (9. ábra).



9. ábra. A V_{fc} -index kiszámításának magyarázó ábrája; H_b – baloldali gerincmagasság, H_j – jobboldali gerincmagasság, M_g – kétoldali gerinctávolság

A vízgyűjtő területeket térinformatikai módszerrel jelöltem ki. A lehatárolás alapja a terepmodell volt, amelyből hidrológiai eljárásokkal először egy vízhálózatot vezettem le, majd egy kereszt-szelvény mentén kijelöltem a völgytalp legmélyebb pontját és ábrázoltam az ehhez tartozó vízgyűjtőt. A valódi vízgyűjtőterület az alapkőzet függvényében persze jelentősen eltérhet a levezetettől, ugyanis a karsztos területek nagyon egyedi vízrendszert mutathatnak. Azonban mivel a lehatárolt területekből

aránylag kis részt foglal el a karsztosodó közet, az eredmények megfelelőnek mondhatók.

A völgyalakok pontosabb jellemzésére egy olyan értéket próbáltam belevenni a számításba, ami a lepusztult anyagmennyiségre, illetve ezzel összefüggésben a bevágódás mértékére ad közelítő értéket. Ehhez egy úgynevezett burkolófelszín hoztam létre, ami egy elméleti, még kevésbé lepusztult állapotát mutatja a területnek. Természetesen ez a felszín a valóságban sosem létezett, mert bár elméletben a felszínfejlődés alapjául leggyakrabban egy egyenletesen lepusztult terepet feltételezünk, a külső erők egy korábbi domborzatot formálnak át, ami csak a legritkább esetben olyan egyenletes, mint az elméleti. Először két burkolófelszín hoztam létre, egyet a fővonulattól nyugatra, egyet pedig keletre, majd az ezeket összekötő területet is belevettem az elemzésbe. A legmagasabb csúcsokat és a markáns gerincek egyes pontjait digitalizálva, majd a pontokat interpolálva, raszteres formátumban készítettem el az elméleti kezdeti lepusztulási szintet.

A burkolófelszín feltételezett értékeiből kivontam az SRTM terepmodell valós értékeit, így egy olyan állományt kaptam, amely megmutatja, hogy a terület egy-egy pixelén mekkora a lepusztult anyag mennyisége. Ezt összevetettem a vizsgált völgyekkel, ami alapján meg lehetett állapítani, hogy az adott völgy mennyire mélyre vágódott be a körülötte lévő térszínhez képest.

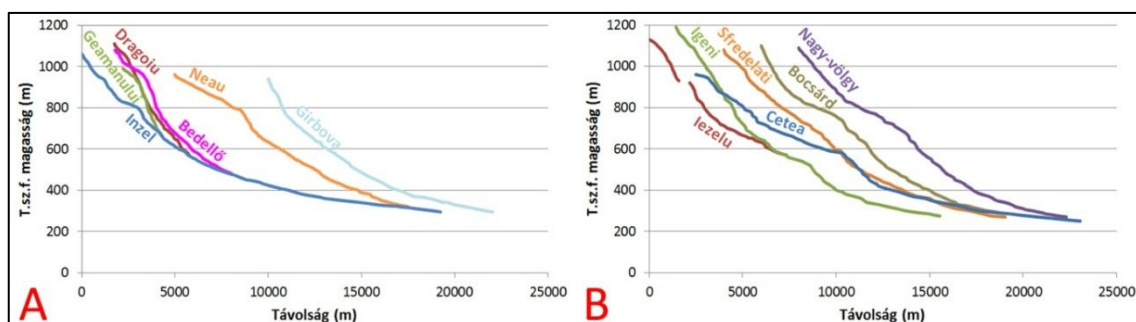
4. Eredmények

4.1. Hossz-szelvények elemzése

Völgyek esésgörbéjének kvantitatív vizsgálatával számos cikk és tanulmány foglalkozott már. Vízfolyások esésgörbéjének elméleti alakjával, illetve az azokban található töréspontok, knickpoint-ok elhelyezkedésével és mozgásával kapcsolatban rengeteg megállapítás született. A görbék alakja leggyakrabban logaritmikus függvénnyel írható le (HACK, J.T. 1973), amit ha felrajzolunk koordináta-rendszerben, és a távolságtengelyt logaritmikusan ábrázoljuk, akkor a függvény kiegyenesedik. Esetenként azonban más függvényekkel közelíthetünk a völgyek hossz-szelvényének alakjához, például lineáris, exponenciális, vagy akár hatványfüggvényekkel (RĂDOANE et al. 2003; GOLDRICK, G. és BISHOP, P. 2007). A legtöbb esetben nem egy teljes görbére, hanem annak csak egy-egy szakaszára illeszthető jó közelítést adó függvény.

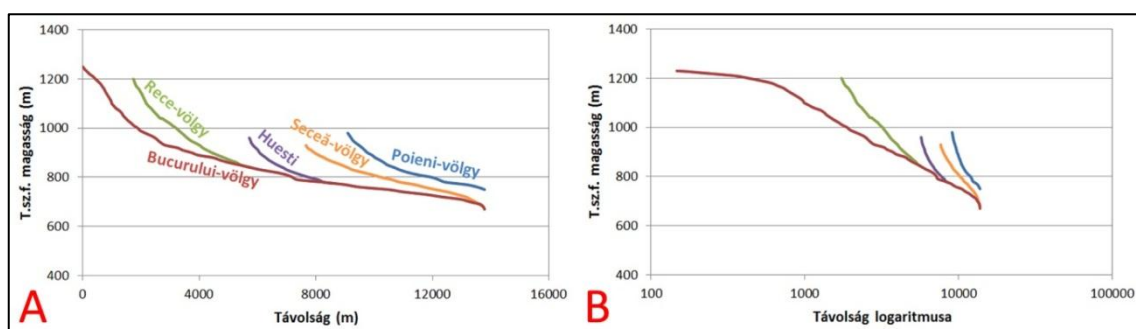
A völgyek hossz-szelvényében megfigyelhető töréspontok kialakulásának alapvetően három oka lehet: kőzetminőség-változás, tektonikus elmozdulás, illetve vízfolyások találkozása (BISHOP et al. 2005; LARUE, J-P. 2008). A legfontosabb különbség köztük, hogy míg a kőzetminőség-változás következtében létrejött töréspont helyben marad, addig a másik kettő folyamatosan hátrál az esésgörbén. Az elmozduló töréspontok a hátravágódás mértékétől függően idővel ellaposodhatnak, majd teljesen belesimulhatnak a görbébe (GOLDRICK, G. és BISHOP, P. 1995).

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 (10. ábra/A), valamint a Cetea-patak völgye (10. ábra/B). A hegység délkeleti részén lévő völgyek hossz-szelvénye sokkal több törést mutat, mint más területeken (10. ábra/B). A több töréspont származhat a sokkal változatosabb kőzettani felépítésből. A 10. ábrán több olyan völgy is megfigyelhető, amelyek esésgörbéjében markáns törés mutatkozik a völgyszakasz középső részén. Ez talán a Neau-, a Cetea-, és az Igeni-patakok esetében a leglátványosabb. A Iezelu-patak felső szakaszán található az Igeni-tó, amit a szelvényben nem ábrázoltam, ezért az annak megfelelő szakaszon megszakad a görbe (10. ábra/B).



10. ábra. A vizsgált terület keleti részén elhelyezkedő völgyek egy északabbi (A) és egy délebbi (B) csoportjának manuális digitalizálással előállított hossz-szelvényei

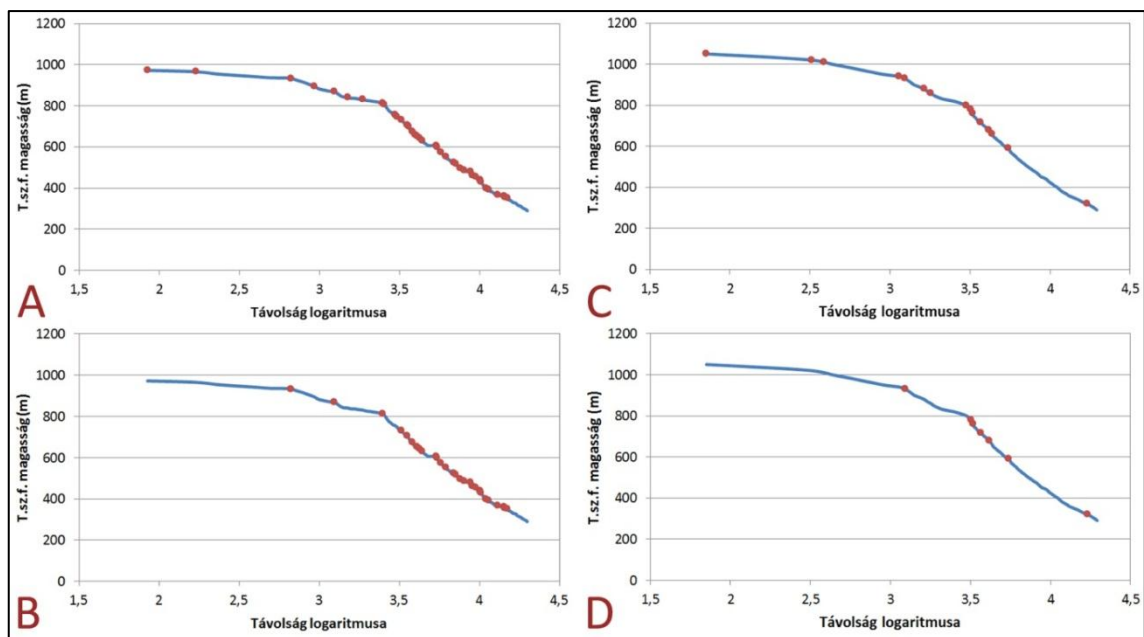
A hegység nyugati részén azoknál a völgyeknél, amelyek a Szolcsvai-barlang víznyelőjébe torkollanak, az esésgörbéjükben a torkolat felé megnő a meredekség (11. ábra). Vannak olyan hosszabb völgyek is, amelyek szinte végig egységes, logaritmikus görbének megfelelő esést mutatnak, csupán kisebb törésekkel, mint például a Rece-völgy a nyugati, vagy a Girbova-patak völgye a keleti oldalon (10-11. ábra). Ezeknek, ha a kezdőponttól való távolságukat logaritmikusan ábrázolom, a görbéjük kiegyenesedik (11. ábra/B).



11. ábra. A vizsgált terület északnyugati részén elhelyezkedő völgyek hossz-szelvénye a távolságtengelyt lineárisan (A) és logaritmikusan ábrázolva (B)

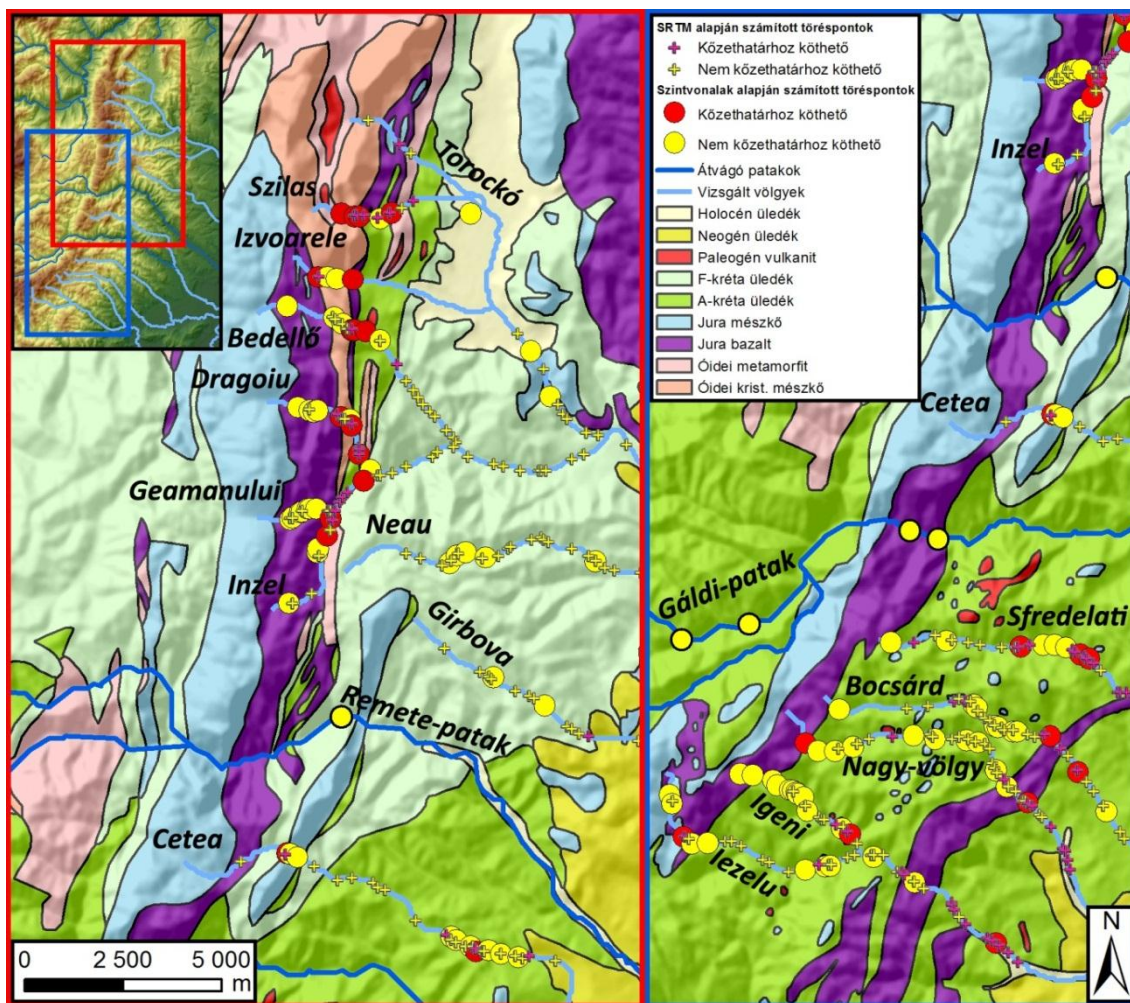
Az esésgörbék töréspontjainak kijelölésénél olyan egységes meredekség-változási kritérium-értéket próbáltam választani, ami érzékenyen mutatja az egyes görbék töréspontjait, így végül az $1,7^\circ$ -os meredekség-változást tekintettem küszöbértéknek, és az ennél nagyobb értékeket jelöltem töréspontnak. Ez látszatra igen kis értéknek tűnik, de valójában – mivel völgyek eséséről van szó, amely a meredekebb részekben $\sim 10^\circ$, lefelé haladva pedig ellankásodik – egyáltalán nem is annyira csekély érték. Az így kapott értékeket a távolsággal súlyoztam, amivel pontosítottam és szűkítettem a töréspontok halmazát.

A 12. ábrán határozottan látszik, hogy az SRTM terepmodell alapján készített görbéken sokkal több a töréspont. A hegység keleti oldalán az ebből az adatforrásból származó völgypontoknak összesen 9,7%-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 minősült töréspontnak. Ez azt jelenti, hogy arányaiban hasonló mennyiségű töréspont található a kétféle módszerrel elkészített hossz-szelvényeken.



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

A keleti oldal töréspontjait térképen ábrázoltam és az egyszerűsített geológiai térkép alapján eltérően jelöltem azokat, amelyeknél 100 méteres sugarú körön belül közzethatár található (13. ábra). A terepmodell alapján számított 369 töréspont közül összesen 83 darab, azaz 22,49% közelében található 100 méteres sugarú körön belül közzethatár, míg a digitalizált esésgörbe alapján az összesen 129 közül 30 darab, vagyis a töréspontok 23,26%-a esik közzethatárra. A hegység délkeleti részén található völgyek (például: Igeni, Sfredelati) esésgörbéjében sokkal több törés található, mint az északkeleti völgyeknél, ami egyrészt a változatos földtani felépítésnek, másrészt a Maros-völgy szakaszos süllyedéséhez köthető töréspont-hátrálásnak köszönhető.



13. ábra. A fővonulattól keletre elhelyezkedő vizsgált völgyek töréspontjai a terület egyszerűsített geológia térképére illesztve, egy északi és egy déli kivágaton

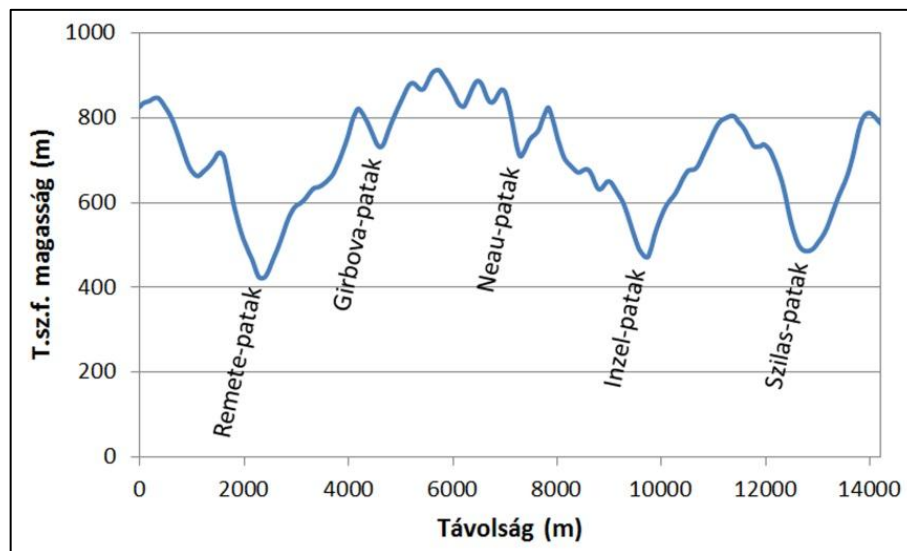
A Neu-patak esésgörbéjében (10. ábra/A) megfigyelt nagyobb törés, a geológiai térkép alapján homogén kőzeten helyezkedik el. Ebből arra lehet következtetni, hogy ez vagy tektonikus, vagy völgy-konfluencia – két vízfolyás találkozásánál a megnövekedő vízhozam hatására a meder mélyebbre vágódik – eredetű, amely típusokra a folyamatos hátrálás jellemző. Az enyedi Kőköz markáns mészkőszurdokának ki-, és bevezető szakaszán is találhatunk töréspontokat, amelyeknek 100 méteres körzetében nincsen közethatár annak ellenére, hogy ezek látszatra egyértelműen kőzetminőség-változáshoz köthető töréspontok. A 100 méteres érték növelésével ezek is belesznek ebbe a kategóriába, azonban így már sok töréspont minősülne vélhetően tévesen kőzetminőség-eredetűnek olyan területeken, ahol vékonyabb kőzetsávok váltakoznak.

A Remete- és az Intregáldi-patakoknál is elvégeztem a knickpoint-ok kijelölését. Ezeknél egyértelműen azt tapasztaltam, hogy a töréspontok sokkal ritkábban fordulnak

elő. Ez magyarázható azzal, hogy ezeknek a vízfolyásoknak a területre eső része a teljes esésgörbékük középső-alsó részét jelenti, tehát az átlagos esésük sokkal kisebb, mint a felsőbb szakaszokon, így itt egy alacsonyabb kritérium-érték esetén több töréspontot kapnánk. Meglepő módon, a meghatározott töréspontok a számítás alapján nem köthetők egyértelműen közethatárhoz.

4.2. Keresztszelvények elemzése

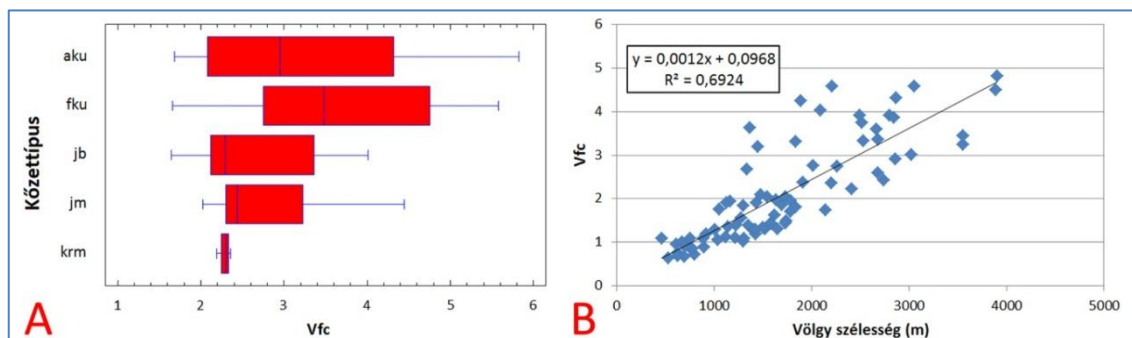
A Torockói-hegység keleti oldalán lévő völgyeket talpmagasság szempontjából két csoportra lehet osztani. A 2. ábrán látható egyenes mentén készült keresztmetszvény (14. ábra) jól mutatja, hogy vannak olyan K-Ny irányú völgyek (pl. Inzel-patak, Szilas-patak), amelyek völgymélysége, keresztmetszete hasonlít a hegységet átvágó Remete-patak völgyéhez, ám a mai vízgyűjtőterületük 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, amely szerint a vízhálózat eredendően Ny-K-i lefolyásirányt mutatott.



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

A keleti oldal keresztmetszéveire számított V_{fc} -értékeket a keresztmetszvény meghatározó közettípusa alapján kategóriákba soroltam. Az ez alapján készített box-whisker diagramról leolvasható, hogy az óidei kristályos mészkőre, a jura mészkőre

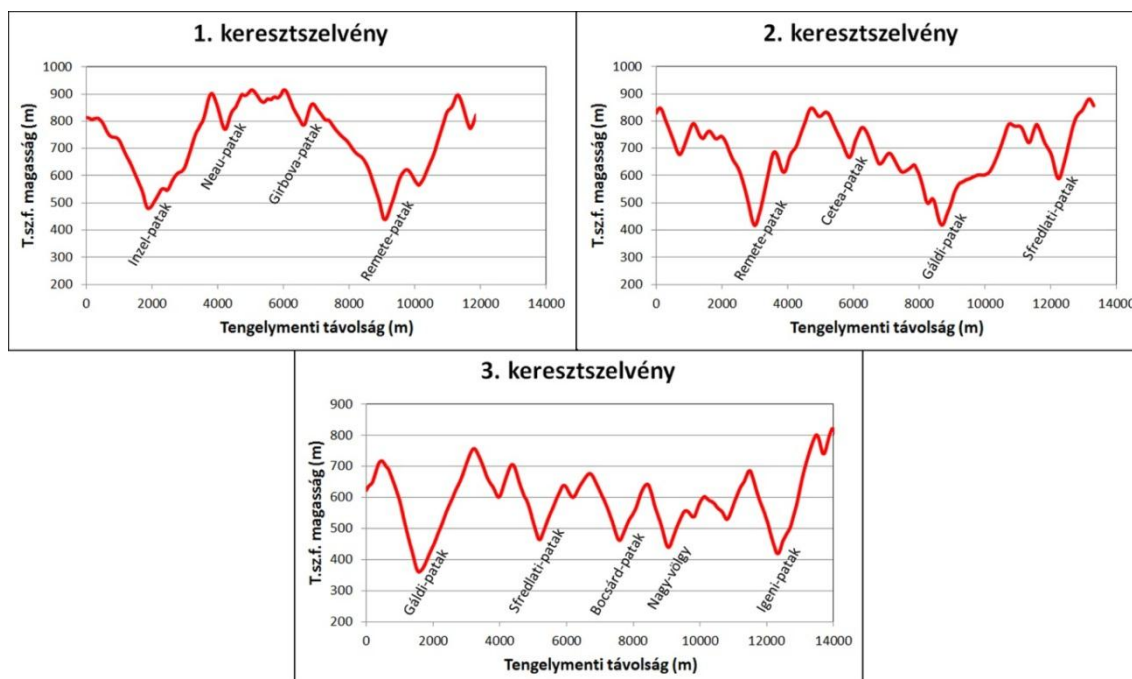
és a jura bazaltra jellemzően kisebb V_{fc} -értékek, azaz relatív jobban bevágódott völgyek jellemzők (15. ábra/A). Ugyanakkor a V_{fc} csak kismértékben módosítja a völgy szélesség alapján megrajzolható képet, mivel értéke a vártnál nagyobb mértékben ($r^2=0,69$) korrelál a völgy szélességgel (15. ábra/B).



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

4.3. Vízyűjtőterületek

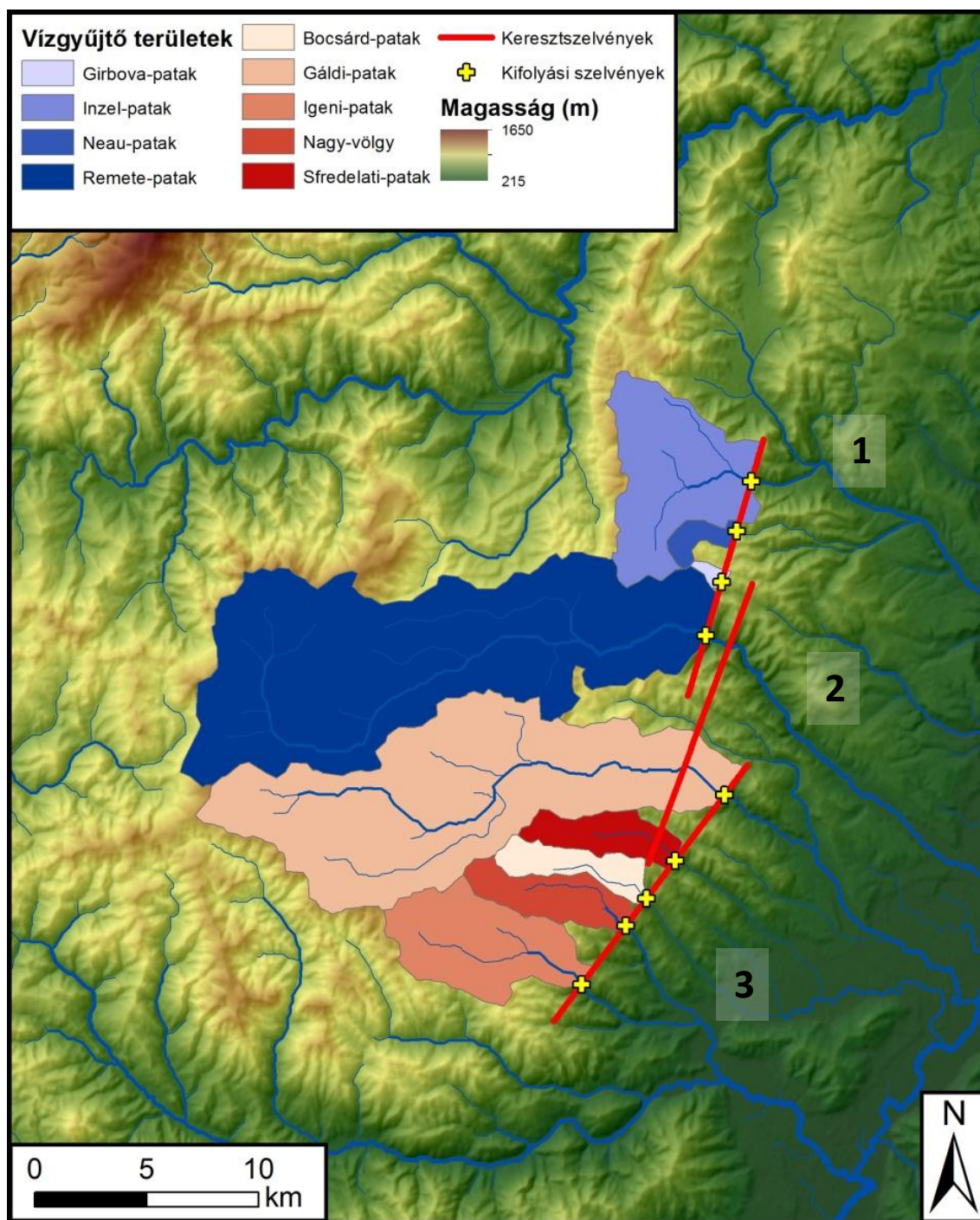
A vizsgált terület keleti oldalán a keresztaszelvények elemzésénél kiderült, hogy több hasonló alakú és mérettel rendelkező völgy van, amelyek ránézésre nagyon eltérő méretű vízyűjtőterülettel rendelkeznek. Ezért a fővonulattal közel párhuzamosan keresztaszelvényeket készítettem, majd az egyes völgytalpi pontokhoz meghatároztam a vízyűjtőterületeket (16. ábra).



16. ábra. A fővonulat keleti oldalán felrajzolt keresztmetszelvények, amelyek elhelyezkedése a 17. ábrán látható; a szelvények ÉÉK-DDNy, illetve ÉK-DNy-i irányban húzódnak

Az első keresztmetszelvényen jól megfigyelhető az Inzel- és a Remete-patakok hasonló völgymélysége. Ez alapján feltételezhető, hogy a kialakító vízhozamuk hasonló volt. A két, hegységet átvágó patak völgye közel ugyanolyan mértékben vágódott be. A harmas keresztmetszelvényen több, egymással közel párhuzamosan futó völgynek látjuk a metszetét, amelyek hasonló mélységet mutatnak.

Az 17. ábrán jól látható, hogy a hasonló völgymélységgel rendelkező Inzel- és Remete-patakok vízgyűjtőterülete nagyon eltérő méretű, a Remete-pataké 3,75-szor nagyobb (144,8 és 38,6 km²). Méretük alapján azonban a két völgyet hasonló vízhozam alakíthatta ki. Ezért arra következtethetünk, hogy valamikor az Inzel-patak völgyébe a mai vízgyűjtőterületénél nagyobb területről érkezhetett víz. A Neau- és Girbova-patakoknál a kis vízgyűjtőterülethez viszonylag kicsi völgymélység tartozik. A harmadik keresztmetszelvény mentén hasonló mélységeket mutató völgyek vízgyűjtőterülete közel egyforma méretű. A két fővonulatot átszelő patak vízgyűjtője is egymáshoz hasonló méreteket mutat.

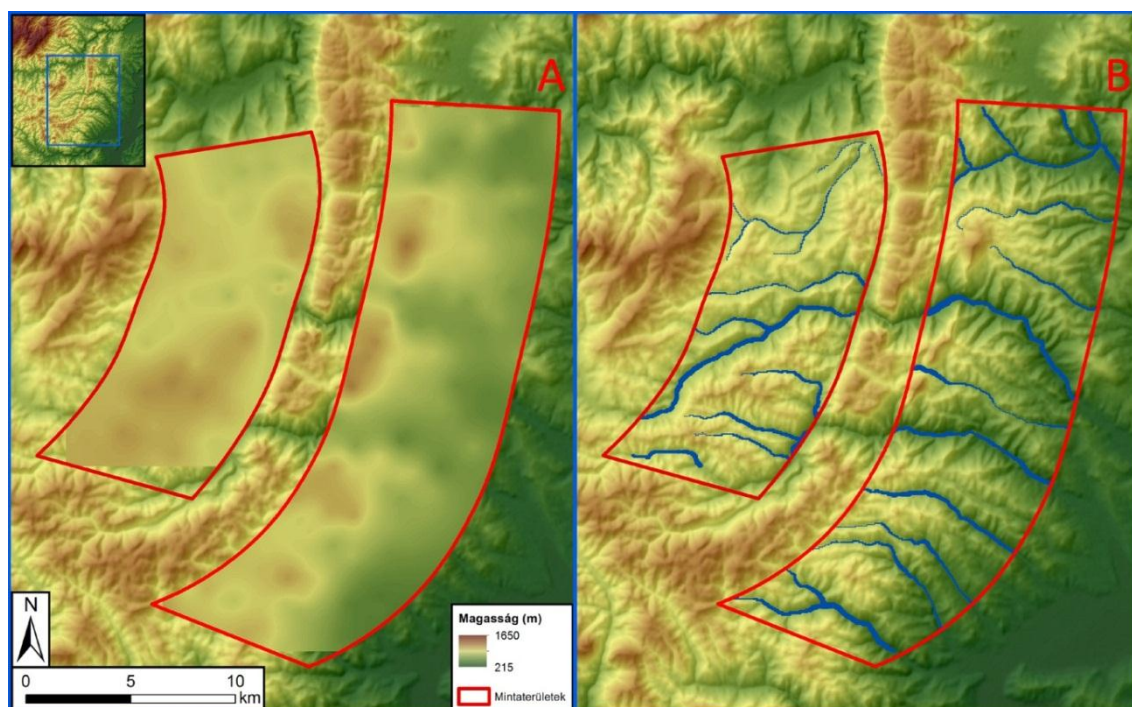


17. ábra. A vizsgált terület keleti oldalán húzott három keresztaszelvény (16. ábra), és az azok alapján meghatározott völgytalpi pontokhoz tartozó vízgyűjtőterületek

4.4. Burkolófelszín

A fővonulat mentén készített két burkolófelszínen jól látszik, hogy míg a keleti egy magasabb és egy alacsonyabb térszínre osztható és keleti irányba lejt, addig a nyugati terület sokkal egyenletesebb képet mutat (18. ábra/A). A vizsgált völgyekkel

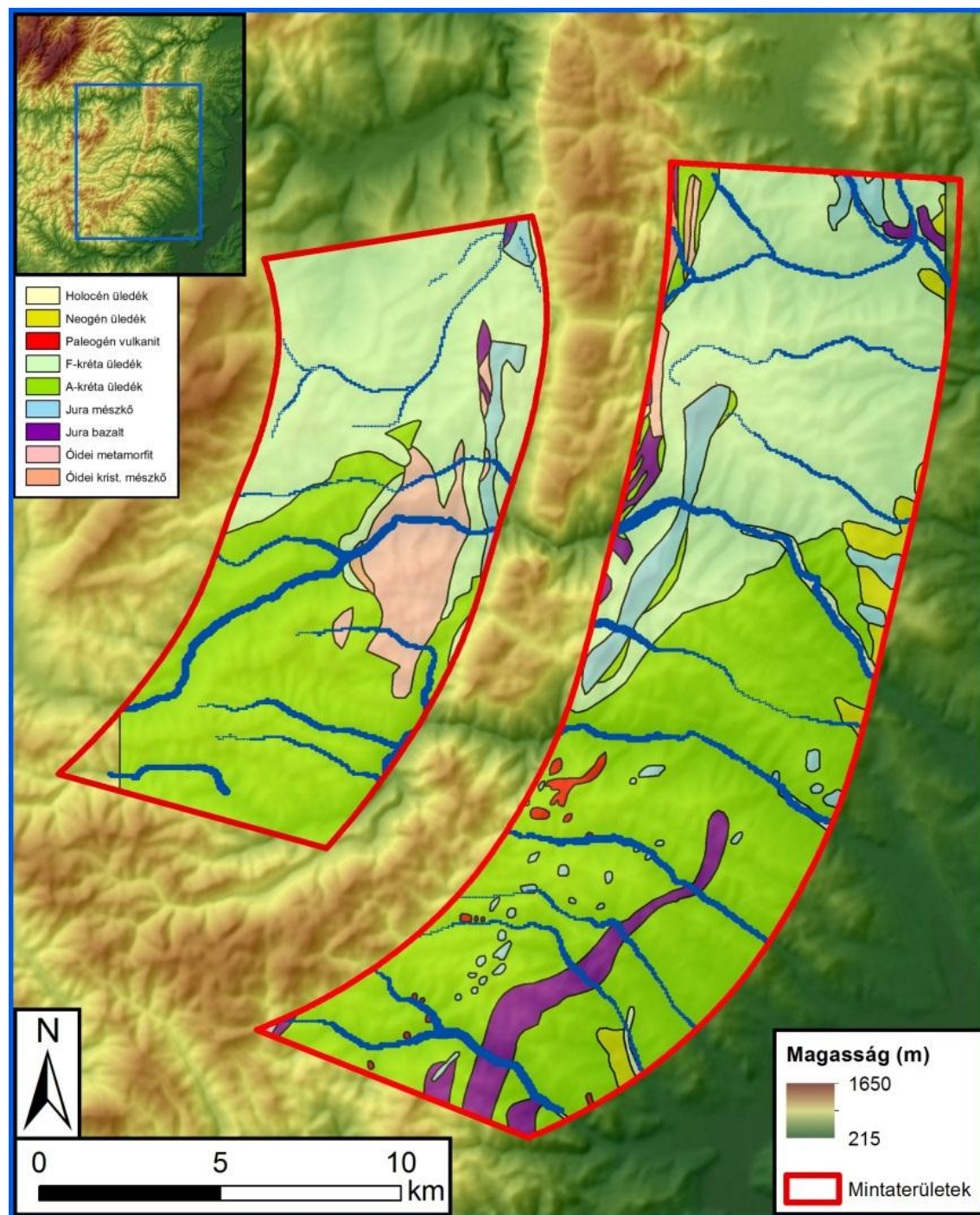
összevetve határozottan megjelenik a Remete-patak mélyen bevágott völgye (18. ábra/B). Emellett a keleti mintaterület déli részén találhatunk olyan völgyeket, amelyek mélyre vágódtak a környező területekhez képest. Ezt a nagy kiterjedésű fennsíkokról érkező vizekkel lehet magyarázni. Több völgnél is megfigyelhető, hogy a völgy lejtésirányának megfelelően kiszélesednek, mélyre vágódnak, ami a nagyobb vízgyűjtőterületről származó nagyobb vízhozamnak köszönhető. A Cetea-patak völgyénél azonban ennek ellenkezője figyelhető meg, a fővonulat felé eső része arányaiban mélyebbre vágódott, mint az alsóbb szakasza. Erre magyarázatot a kőzetminőség változása jelenthet.



18. ábra. A fővonulat nyugati és keleti oldalán készített burkolófelszín (A); a burkolófelszínhez viszonyított völgmélységek a vizsgált völgyekben (B) – minél vastagabban jelenik meg a völgy, annál nagyobb mértékben bevágódott

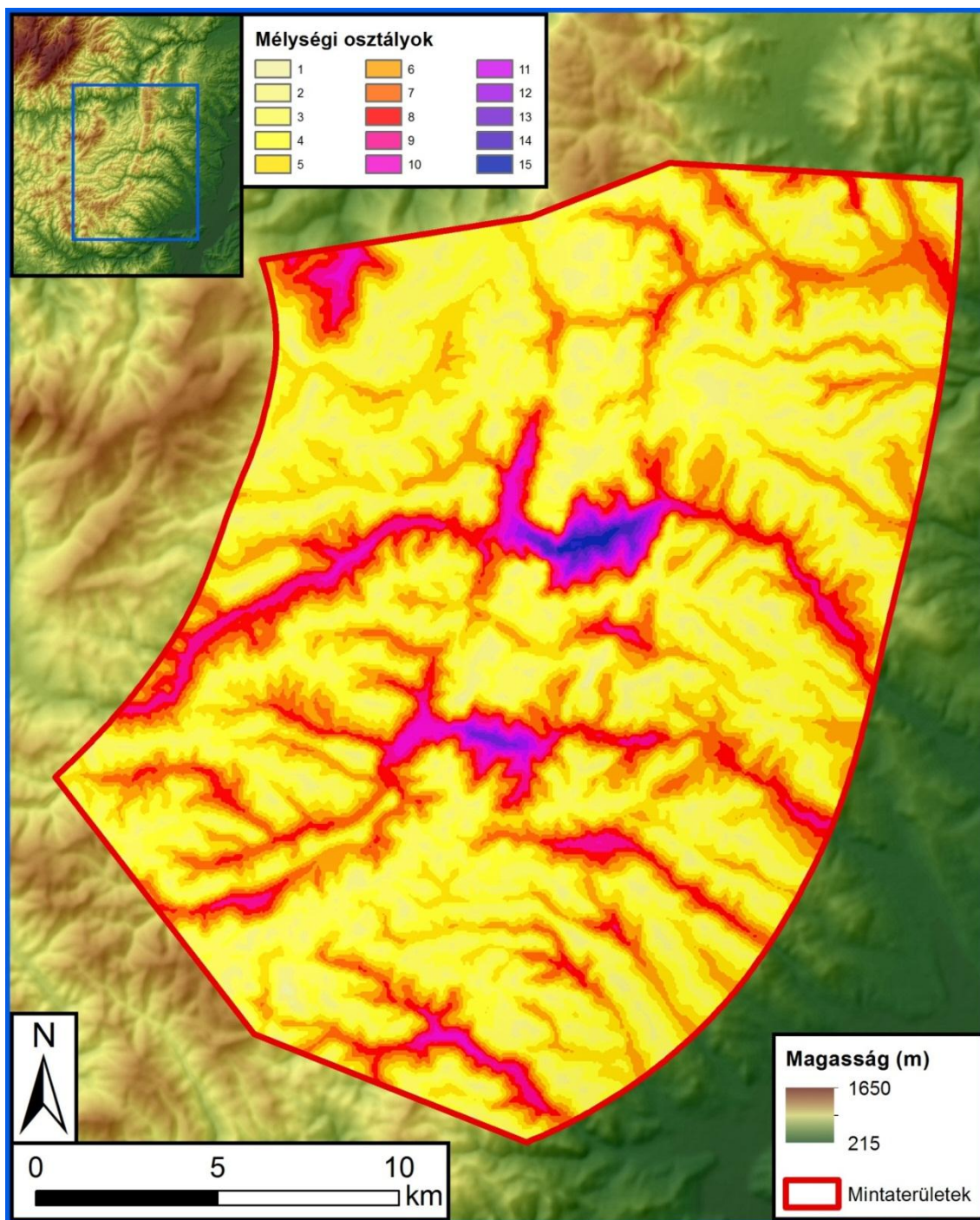
Geológiai térképre vetítve a Cetea-patak mélyre vágódott részeit, megállapítható, hogy ezeket egyértelműen a masszív mészkő előbukkanásához lehet kötni (19. ábra). A mészkő sávot átvágó mai patak völgye nagy valószínűséggel egy korábbi, a hegységet átszelő vízfolyás átöröklött völgyében fut. Ennek köszönhető, hogy a ma felszínen lévő karbonátos kőzet lassú pusztulása ellenére a völgy viszonylag mélyen helyezkedik el. A délkeleti területeken a jura időszaki kőzetek mentén is megvastagodik a völgyet jelző vonal. Ezt szintén a lepusztulásnak ellenállóbb kőzetsáv előbukkanásához lehet kötni,

amit a viszonylag nagy vízhozammal rendelkező patak könnyen erodál a völgytalp mentén, ám kiemelkedő részeinek pusztulása a környezetéhez képest lassabb.



19. ábra. A két burkolófelszín segítségével készített völgymélységek az egyszerűsített geológiai térképre (GIUȘCĂ ÉS BLEAHU, 1967 alapján) vetítve

A burkolófelszínt a fővonulatra is kiterjesztettem, és kivontam belőle az eredeti terepmodellt, az így létrejött állomány osztályozása után pedig a 20. ábrán megjelenített térképet kaptam. Az ábrán jól láthatók a mélyre vágódott, ma is nagy vízgyűjtővel és nagy vízhozammal rendelkező átvágó patakok völgyei. A fővonulat mentén megfigyelhetők a mélyre vágódott szurdokvölgyek és a legmarkánsabbnak mutató keresztvölgyek is. A vonulat nyugati oldalán pedig kivehető egy erőbben erodált sáv, amelynek egyik oka lehet az a feltételezett vetősík, ami mentén kibillent a fővonulat.



20. ábra. A fővonulatra is kiterjesztett mintaterület, amelyen a burkolófelszínhez viszonyított bevágódás osztályozott térképe látható (1 – kismértékű bevágódás, 15 – nagymértékű bevágódás)

5. Következtetések

5.1. Általános megállapítások

A vizsgált völgyek közül azok, amelyek száraz keresztvölgyből indulnak, felső szakaszukon egy markáns törést mutatnak. Vannak azonban olyan völgyek is, amelyek közel szabályos esést mutatnak, ami általában a rövidebb, hátravágódással fejlődő völgyekre jellemző.

Az esésgörbék töréspontjainak kb. 23%-a közetminőség-változásához köthető, ami a szelektív denudáció jelentőségét támasztja alá. 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 esésgörbéjének elemzése pedig inkább amellet szól, hogy a fővonulat és a tőle keletre eső rész között nem tektonikus eredetű a lépcső.

A keresztszelvények vizsgálata során két fő csoport rajzolódott ki: a jura mészkövön és bazalton, valamint az óidei kristályos mészkövön kialakult völgyszakaszok markánsabb bevágódást mutatnak, míg a kréta üledékes térszínnek völgyei sekélyebbek, de a völgyek jellemzésére alkalmazott szélesség/magasság arányszám nem adott igazán új eredményt az egyszerű völgy szélességhez képest.

Több olyan patak völgy is van, amelyeknek völgy méreteit nem indokolja a mai vízhozamuk, illetve vízgyűjtő területük mérete. Kialakulásuk magyarázatára a legvalószínűbb a Telbisz et al. (2012) korábbi elméletét alátámasztó gondolat, hogy ezekbe a völgyekbe valaha a hegység nyugati oldaláról is érkezhettek vizek. Ezt a kiszámított vízgyűjtőterületek mérete is megerősíti.

A lepusztulás mértékének becslésére létrehozott burkolófelszín segítségével megállapítható, hogy a keményebb közetsávok mentén a völgyek mélyre vágódtak, illetve elmondható, hogy a fővonulat nagyobb keresztvölgyei jól kirajzolódnak. Ezek mellett látható a nyugati oldal feltételezett vetősíkja, ami mentén kibillenhetett a fővonulat.

Az SRTM terepmodellből automatikusan előállított, illetve a szintvonalak digitalizálásával nyert hossz-szelvények összehasonlítása alapján arra a következtetésre jutottam, hogy az SRTM-alapú esésgörbék hosszabbak, több hibával terheltek és ebből adódóan több töréspont figyelhető meg rajtuk. A fontosabb töréspontokat azonban térben ugyanott mutatják, ahol a szintvonal-digitalizálással létrehozott terepmodellből számítottak is találhatók, 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 TELBISZ et al. (2012) által felvázolt fejlődésmenet nyomai megtalálhatók a völgyek esésgörbéjében. Ezzel szemben POPESCU-ARGEŞEL I. (1997) elmélete több irányból is cáfolható:

- karsztos kőzeteken nem jellemző a hátravágódás;
- a fennsíkokat valaha aktív, ma már száraz keresztvölgyek taglalják;
- a keleti oldal Ny-K-i irányú völgyeiben jelentkező töréspontok egy része egy korábbi nagyobb vízhozamra utal;
- egy-egy völgy szakaszainak különböző mértékű bevágódása alátámasztja a szelektív denudáció jelentőségét a területen.

Az egyes völgyek hossz-szelvényének alakjából és a bevágódásuk mértékéből következtethetünk az adott völgy relatív korára és fejlődésmenetére.

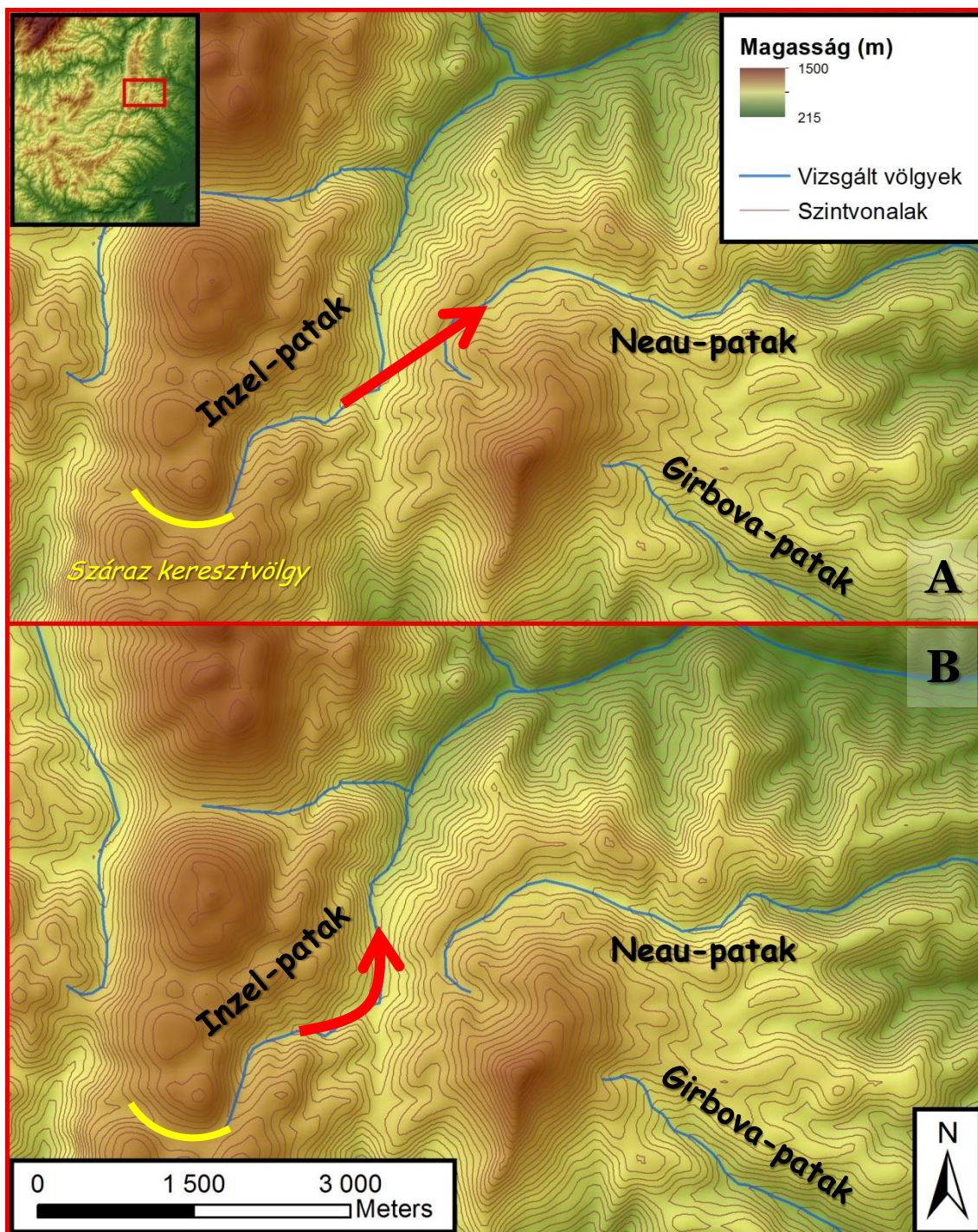
5.2. Völgyek fejlődése

A vizsgálat alapján a terület egy kis részének fejlődése röviden felvázolható és alátámasztható a mért adatokkal.

Az Inzel-patak völgyének felső szakasza egy száraz keresztvölgyből indul, majd élesen északra fordul (*X. ábra-áttekintő*). Azonban, ha gondolatban meghosszabbítjuk a felső szakaszt a Pilis-hegy oldalába, akkor az a Neau-patak völgyében folytatódik. Ez utóbbi esésgörbéjén egy markáns töréspont található homogén kőzeten (*13. ábra*). A hegy keleti oldalán folyik a Girbova-patak, ami az előbbi kettővel ellentétben sokkal szabályosabb esésgörbét mutat. A völgyek kereszt-szelvényét 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 kereszt-szelvény

mentén jóval magasabban van (14. *ábra*). Mindezek alapján a következő fejlődésmenetet vázolható fel:

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 Ős-Girbova völgye, ami nem, vagy csak jóval korábban kaphatott vizet nyugat felől (21. *ábra/A*).
2. Az emelkedés előrehaladtával egy kaptura következett be, amelynek során az Inzel-patak vize északfelé fordult és a Neau felső völgyének fejlődése annyira lelassult, hogy a jelenleg homogén kőzeten található, s így tektonikus vagy völgytalálkozás révén kialakult, hátráló knickpoint feletti szakasz lényegében konzerválódott (21. *ábra/B*).



21. ábra. A vizsgált terület egy kis részének völgyfejlődés-elmélete

A Neau-patak példáján is tapasztalható az az általános jelenség, hogy a vízgyűjtőjük nagy részét elvesztő vízfolyások völgymélyülése erősen lelassul. Ezt a megfigyelést a fővonulattól jelenleg keletre lejtő többi völgyre alkalmazva arra lehet következtetni, hogy ezek nagy részének völgyfejlődése is főként akkor zajlott, amikor még a karszton átmenő vízfolyások táplálták őket. Ugyanakkor a vizüket veszített

völgyek kis mértékben továbbra is mélyültek és mélyülnek napjainkban is, markánsabbá téve ezzel a karsztos fővonulatot átvágó, száraz keresztvölgyek keleti peremének lépcsőjét.

6. Összefoglalás

A Torockói-hegység az Erdélyi-középhegység délkeleti peremhegyvidéke, ÉÉK-DDNy-i csapásiránnyal. Kőzettanilag rendkívül változatos térszín, ám arculatát elsősorban a fővonulat legmagasabb karsztfennsíkjaait alkotó felső jura mészkőszáv határozza meg.

A terület terepmodelljén egyből feltűnik, hogy a folyók fő lefolyási iránya Ny-K-i, ám ezek csupán kitüntetett helyeken szelik át a fővonulatot szurdokvölgyek formájában, amelyek közül a Tordai-hasadék és a Remete-szoros a legismertebbek. Alaposabban szemlélve a masszív mészkővonulatot, találhatunk olyan, az előbbiekkal párhuzamos keresztvölgyeket nagy magasságban, amelyek szárazak és kialakulásukat a korábbi hátravágódási modellek helyett napjainkban átörökléssel magyarázzák.

A vízhálózat fejlődésével kapcsolatban két elmélet ütközik egymással. Az egyik szerint a vízfolyások a terület fő lejtésirányának megfelelően nyugatról kelet felé tartottak, és csak a későbbi lepusztulás és tektonikus mozgások következtében térültek el, míg a másik egy kezdeti, délről észak felé tartató vízhálózatot feltételez.

Kutatásom során elsősorban terepmodellből levezetett adatok elemzésével próbáltam számszerűsíteni a recens vízhálózat jellemzőit. Először völgyek hossz-szelvényét vizsgáltam a fővonulat keleti oldalán, amelyeket kétféle módszerrel szerkesztettem meg: egyrészt az SRTM terepmodellből levezetett automatikus módszerrel, másrészt szintvonalak alapján, a völgyvonalak digitalizálásával. Az adatok könnyű és gyors kinyerésére egy adatfeldolgozási modellt hoztam létre. Elemeztem az esésgörbék alakját, valamint meghatároztam a görbék hirtelen meredekség-változásait, az ún. „knickpoint”-okat. Ezek kialakulása több tényezővel is magyarázható: kőzetminőség-változással, tektonikus kiemelkedéssel/süllyedéssel, illetve mellék-vízfolyás betorkollásával.

Több módszerrel vizsgáltam a völgyek alakját is. A leglátványosabb eredményt a gerincvonalakra és tetőkre illesztett burkolófelszín (azaz egy elméletileg rekonstruálható, kevésbé lepusztult alapfelszín) és a valódi domborzat különbségeként előálló adatok adták, amelyeken elsősorban a fővonulatot átvágó patakok mélyre vágódott völgyei és az ezekkel közel párhuzamos száraz keresztvölgyek jelennek meg. Továbbá megfigyelhető a szelektív denudáció jelentősége is, mivel a lepusztulásnak

ellenállóbb közetsávokban a valószínűleg átörökléses eredetű völgyek mélyen bevágódnak.

Dolgozatomban a völgyfejlődési elméleteket összevetettem a saját, völgyekre vonatkozó eredményeimmal, ami alapján egyértelműen elvethető az D-É-i paleovízhálózat elmélete. Emellett az eredményeim és megfigyeléseim segítségével felvázoltam a terület egy részének fejlődésmenetét.

7. Irodalomjegyzék

- 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, pp. 767-778.
- FÜLÖP J. 1989: Bevezetés Magyarország geológiájába – Akadémiai Kiadó, Budapest, 246 p.
- GIUSCĂ, D. – BLEAHU, M. 1967: Harta Geologică a Republicii Socialiste România (RSZK geológiai térkép) – Institutul Geologic, Bucuresti, Torda, 1:200000, 18 p.
- 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, pp. 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, pp. 649-671.
- GORAN, C. 1982: Catalogul sistematic al peșterilor din România – Ed. Consiliul Național pt. Educație Fizică și Sport, București, 496 p.
- HACK, J.T. 1973: Stream-profile analysis and stream-gradient index – *Journal Research U.S. Geol. Survey* 1/4, pp. 421-429.
- HEVESI A. 2002: A magyarországi karsztok fejlődéstörténet és formakincs szerinti csoportosítása; az aggteleki jellegű karsztok felszíni formakincse – Akadémiai doktori értekezés, Miskolc, 145 p.
- KELLER, EA. – PINTER N. 1996: Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape – Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 362 p.
- LARUE J-P. 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, pp. 343-367.
- MÓGA J. 1995: Az Erdélyi-középhegység (Muntii Apuseni) – *Földrajzi Közlemények*, CXIX. 2, pp. 105-136.
- MÓGA J. 1997: Az Erdélyi-középhegység – In: Karátson D. (szerk.): Magyarország földje. Magyar Könyvklub Rt., Budapest, pp. 374-378.
- MÓGA J. 2004: Az Erdélyi-középhegység karszttípusai – *Karsztfejlődés IX*, Szombathely, pp. 229-250.

- PINCZÉS Z. 1997: Az Erdélyi-peremhegyvidék természeti földrajza – Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 137 p.
- POPESCU-ARGEŞEL, I. 1977: Munţii Trascăului. Studiu geomorfologic – Editura Academiei RSR, Bukarest, 174 p.
- RĂDOANE, M. – RĂDOANE, N. – DUMITRIU, D. 2003: Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians – *Geomorphology* 50, pp. 293-306.
- TELBISZ T. – MARI L. – IMECS Z. 2012: A Torockói-hegység völgyhálózat-fejlődése – *Földrajzi közlemények*, CXXXVI. 1, pp. 22-36.
- TIMÁR G. – TELBISZ T. – SZÉKELY B. 2003. Űrtechnológia a digitális domborzati modellezésben: az SRTM adatbázis – *Geodézia és Kartográfia*, 55, Vol. 12, pp. 11–15.

8. Ábrajegyzék

1. ábra. A Torockói-hegység középső és déli részének áttekintő térképe (K – enyedi Kőköz; B – Szolcsvai-barlang; R – Remete-szoros; I – Intregáldi-szoros, Secu – D. Secului; Gea – Vf. Geamănului; Tr. – D. Tarcăului.); a vízrajz a digitális terepmodell alapján automatikusan készült; ezért a folyók futása nem mindenhol tükrözi a valóságot, a fehér keret az 2. ábra kivágatát mutatja; nyíllal jelölve a 5. ábrán bemutatott keresztvölgy (Forrás: Telbisz T.)
2. ábra. A Torockói-hegység középső és déli részének egyszerűsített geológiai térképe (Giușcă és Bleahu, 1967 alapján), a fekete görbe a 6. ábrán bemutatott völgyszakaszt, a piros egyenes a 14. ábrán szereplő keresztshelvény helyét mutatja
3. ábra. Párnaláva kifejlődésű bazalt (A) és kibillent mészkőrétegek (B) (Fényképezte: Árvai M., Telbisz T.)
4. ábra. A Remete-szoros ép sziklakapuja (A) és a Bedellői-fennsík keleti oldalának látképe (B)
5. ábra. Az 1. ábrán nyíllal jelölt száraz keresztvölgy panorámaképe (Fényképezte: Árvai M.)
6. ábra. A Remete-szoros hossz-shelvénye az SRTM terepmodell alapján a feltöltés művelet előtt (A) és után (B) (pontos elhelyezkedése a 2. ábrán jelölve)
7. ábra. Az SRTM alapján, illetve szintvonalak digitalizálásával készített hossz-shelvények összehasonlítása a Szilas-patak völgyében (A) és a Geamănului-völgyben (B)
8. ábra. A digitalizált völgyvonalak adatainak kinyerésére készített modell (A), és a paraméterek megadására szolgáló ablak (B)
9. ábra. A Vfc-index kiszámításának magyarázó ábrája; Hb – baloldali gerincmagasság, Hj – jobboldali gerincmagasság, Mg – kétoldali gerinctávolság
10. ábra. A vizsgált terület keleti részén elhelyezkedő völgyek egy északabbi (A) és egy délebbi (B) csoportjának manuális digitalizálással előállított hossz-shelvényei
11. ábra. A vizsgált terület északnyugati részén elhelyezkedő völgyek hossz-shelvénye a távolság-tengelyt lineárisan (A) és logaritmikusan ábrázolva (B)
12. ábra. Az Inzel-patak völgyének esésgörbéje és az ebből számított töréspontok: az SRTM terepmodell alapján, súlyozás nélkül (A) és súlyozással (B); valamint a szintvonalak alapján, súlyozás nélkül (C) és súlyozással (D) meghatározott töréspontok
13. ábra. A fővonulattól keletre elhelyezkedő vizsgált völgyek töréspontjai a terület egyszerűsített geológia térképére illesztve, egy északi és egy déli kivágaton

14. ábra. DDNy-ÉÉK irányú keresztshelvény a Remete-patak völgyétől a Szilas-patak völgyéig (pontos elhelyezkedése a 2. ábrán jelölve)

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

16. ábra. A fővonulat keleti oldalán felrajzolt keresztshelvények, amelyek elhelyezkedése a 17. ábrán látható; a shelvények ÉÉK-DDNy, illetve ÉK-DNy-i irányban húzódnak

17. ábra. A vizsgált terület keleti oldalán húzott három keresztshelvény (16. ábra), és az azok alapján meghatározott völgytalpi pontokhoz tartozó vízgyűjtőterületek

18. ábra. A fővonulat nyugati és keleti oldalán készített burkolófelszín (A); a burkolófelszínhez viszonyított völgymélységek a vizsgált völgyekben (B) – minél vastagabban jelenik meg a völgy, annál nagyobb mértékben bevágódott

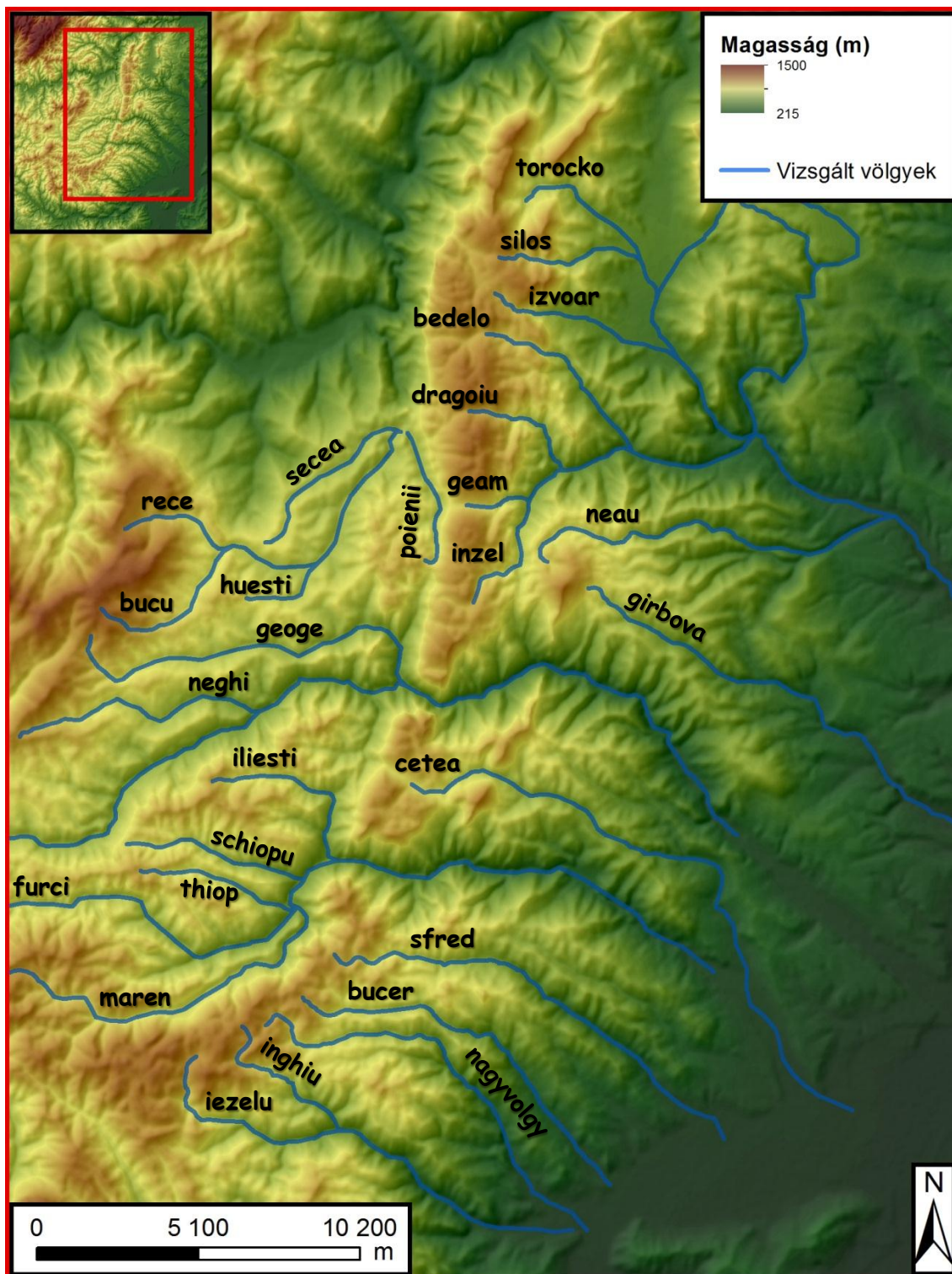
19. ábra. A két burkolófelszín segítségével készített völgymélységek az egyszerűsített geológiai térképre (Giușcă és Bleahu, 1967 alapján) vetítve

20. ábra. A fővonulatra is kiterjesztett mintaterület, amelyen a burkolófelszínhez viszonyított bevágódás osztályozott térképe látható (1 – kismértékű bevágódás, 15 – nagymértékű bevágódás)

21. ábra. A vizsgált terület egy kis részének völgyfejlődése-elmélete

9. Melléklet

1. melléklet. A Torockói-hegységben vizsgált völgyek áttekintő térképe; elnevezések magyarázata a 2. mellékletben



2. melléklet. A vizsgált völgyek elnevezése az 1. mellékletben, román és magyar elnevezése (a magyar elnevezés több esetben szabad fordítás)

Elnevezés	Román név	Magyar név
torocko	Piriu Rimetea	Havas-patak
silos	Piriu Silos	Szilas-patak
izvoar	Piriu Izvoarele	Izvoarele-patak
bedelo	Piriu Bedeleu	Bedellő-patak
dragoiu	Piriu Drăgoiu	Dragoiu-patak
geamvolgy	Virfu Geămanului	Geamanului-völgy
inzel	Piriu Inzelu	Inel-patak
neau	Piriu Neau	Neau-patak
girbova	Piriu Girbova	Girbova-patak
cetea	Piriu Cetea	Cetea-patak
sfred	Piriu Sfredelati	Sfredelati-patak
bucer	Piriu Bucerdea	Bocsárd-patak
nagyvolgy	Valea Mare	Nagy-völgy
inghiu	Piriu Ighiu	Igeni-patak
iezelu	Piriu Iezelu	Iezelu-patak
secea	Valea Seceă	Secea-völgy
rece	Valea Rece	Rece-völgy
bucu	Valea Bucurului	Bucu-völgy
huesti	Piriu Huesti	Huesti-patak
poenii	Valea Poienii	Poienii-völgy
geoge	Valea Geogelului	Geogelului-völgy
neghi	Valea Neghi	Neghi-völgy
iliest	Valea Iliestilor	Iliestilor-völgy
schipou	Valea Schipou	Schipou-völgy
thiop	Valea Thiopu	Thiopu-völgy
furci	Valea Furcilor	Furcilor-völgy
maren	Piriu Mărenilor	Maren-patak