

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. január 9.

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
1.1. Témaválasztás	3
1.2. Célkritikázések.....	3
1.3. Alapadatok.....	4
2. A Torockói-hegység természetföldrajza	5
2.1. Elhelyezkedés	5
2.2. Földtani viszonyok	6
2.3. Felszínalaktani jellemzők	9
3. Módszertan	12
4. Morfometriai vizsgálatok	17
4.1. Hossz-szelvények elemzése.....	17
4.2. Keresztszelvények elemzése.....	21
4.3. Vízyűjtőterületek	22
4.4. Burkolófelszín	23
5. Következtetések.....	29
5.1. Általános megállapítások.....	29
5.2. Völgyek fejlődése.....	30
6. Összefoglalás.....	33
7. Köszönetnyilvánítás	35
8. Irodalomjegyzék.....	36
9. Ábrajegyzék.....	38
10. Mellékletek	40

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 vízhozálhoz 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 vízhozál 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.

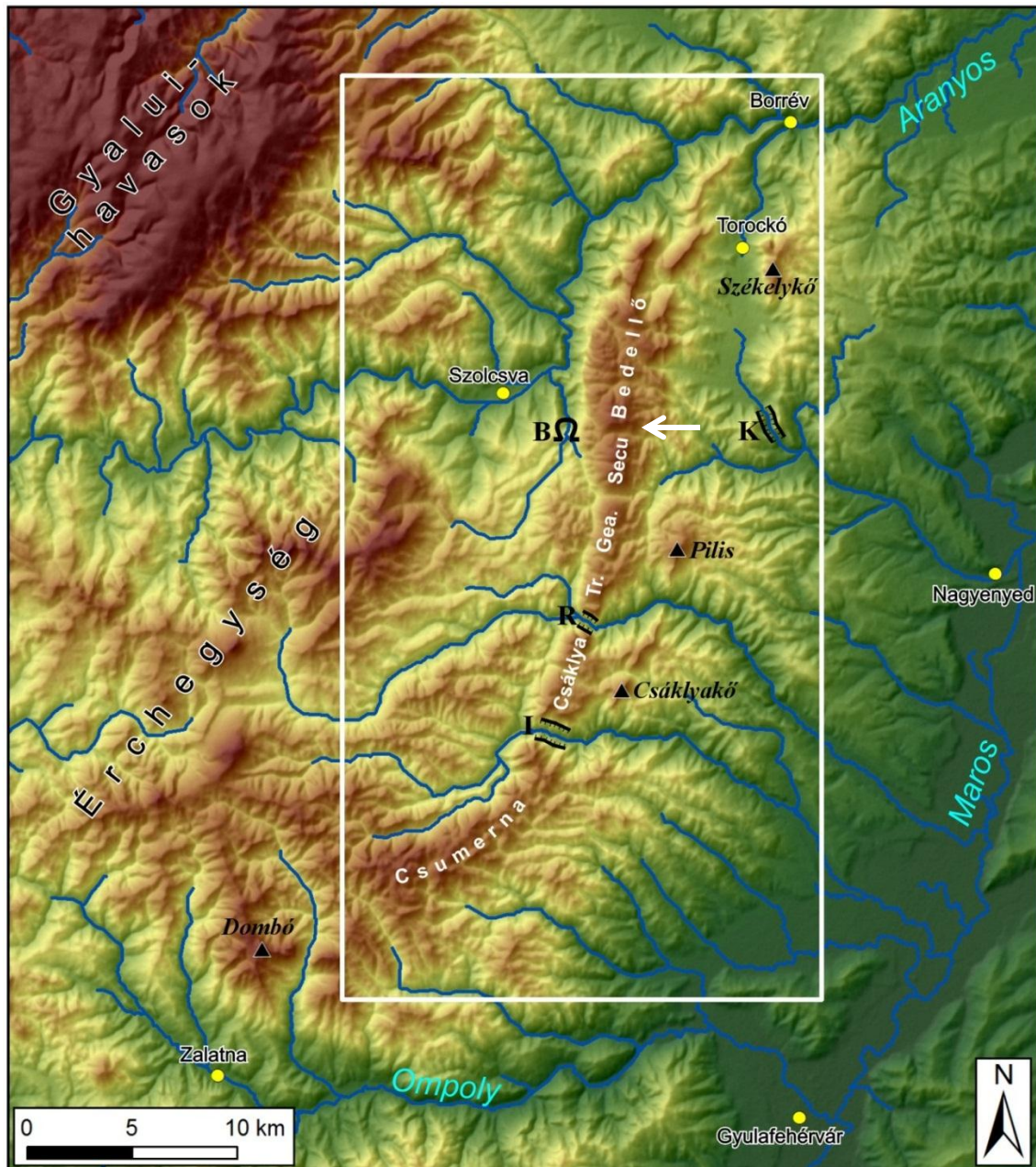
Nagy területet érintő vizsgálatokhoz mindegyik megfelelő, azonban kisebb terület esetében pontosításokat igényelnek. Ez elsősorban a digitális terepmodell esetében fontos kérdés, ugyanis magassági adatai sokféle hibával terheltek. Az adatok ugyanis tartalmazzák a növényzet és minden egyéb tereptárgy 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 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.)

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.

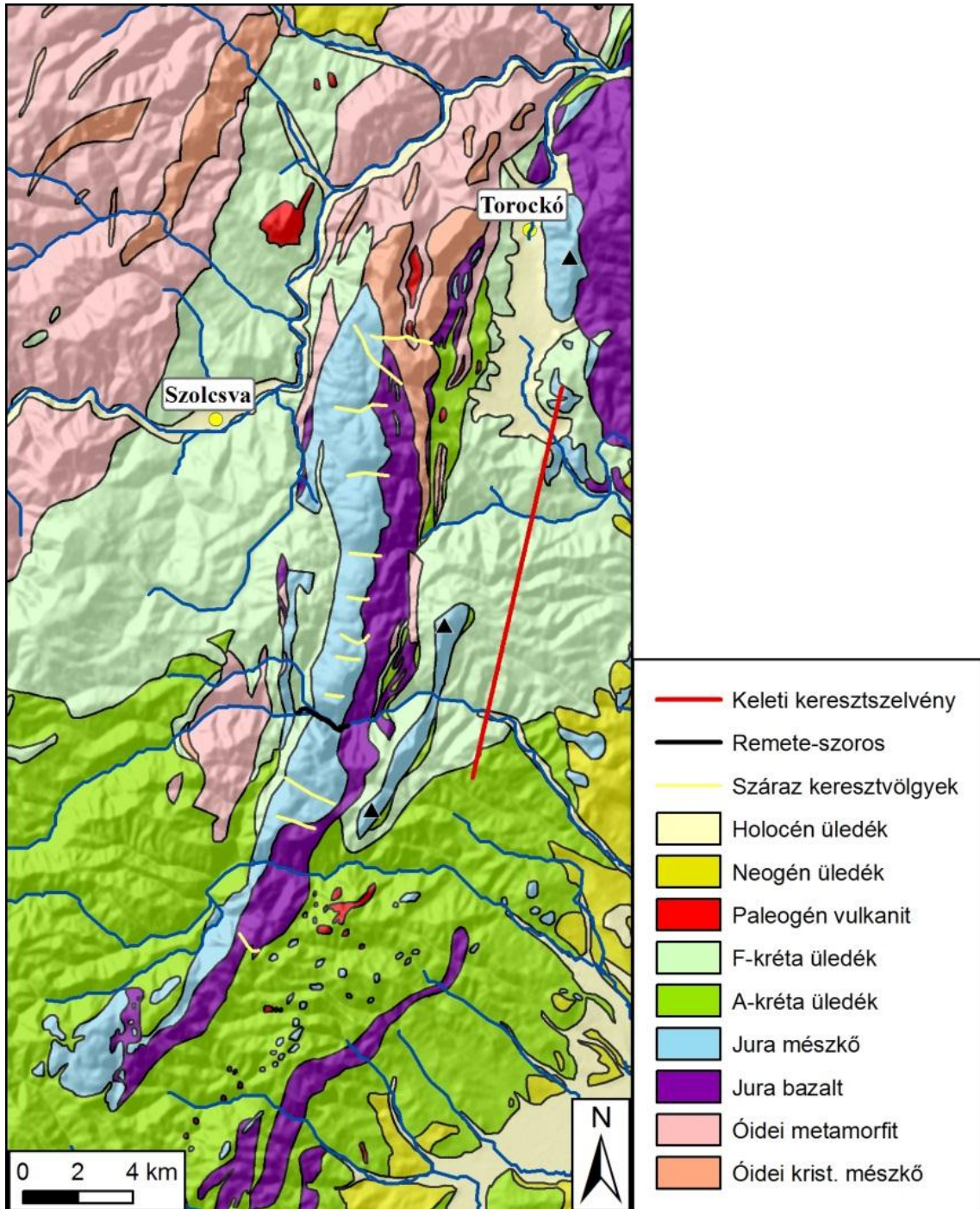
Dolgozatomban a hegység középső és déli részével foglalkoztam, amely az Aranyos folyótól délre található, így a továbbiakban a Torockói-hegység megnevezés csupán erre a területre vonatkozik.

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 (3. ábra/B). 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; 3. ábra/A). 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).

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.

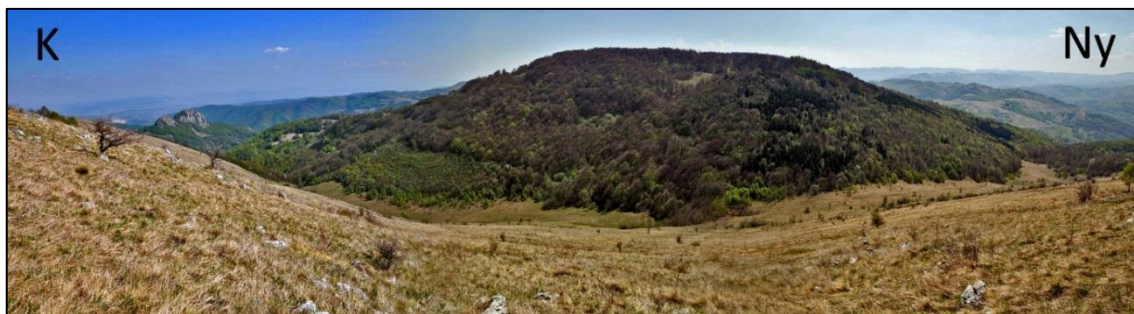
A mélyre vágódott szurdokvölgyek kialakulását három különböző elmélettel – barlang-felszakadás, átöröklés, hátravágódás – magyarázzák. Csupán egy esetben beszélhetünk megalapozottan barlang-felszakadásról, a Remete-szorosnál, ahol egy sziklkapu őrzi még az eredeti barlangi mennyezet egy kis darabját (4. ábra/A). Nem zárható ki a többi völgyszakasz esetében sem ez az elmélet, bár sokkal bizonytalanabban 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)
(Fényképezte: Mari L, Árvai M.)

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.

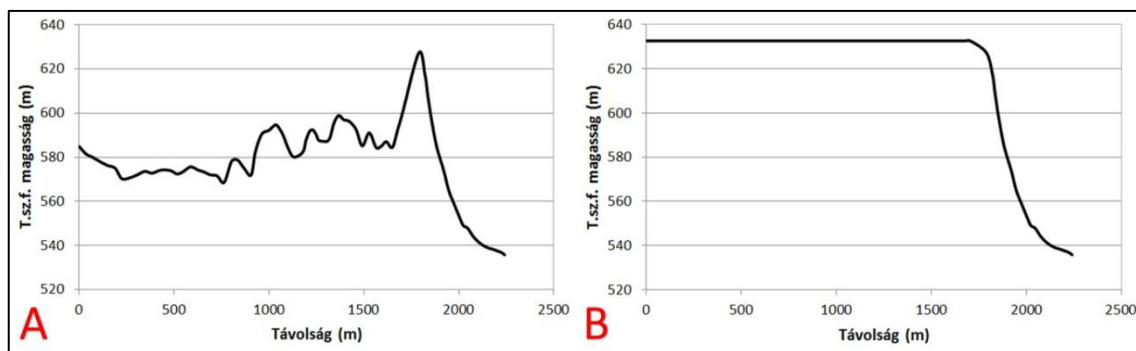
A Torockói-hegységben annak ellenére, hogy nagyon sok víznyelő és töbör található, jelentős méretű barlang csak igen kevés van. Legismertebb a hidegvizes átmenő Szolcsvai-barlang, amelynek teljes hossza 5,2 km. Ezen kívül az 1982-es barlangkataszter (GORAN C. 1982) szerint közel 200 kisebb barlang, illetve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

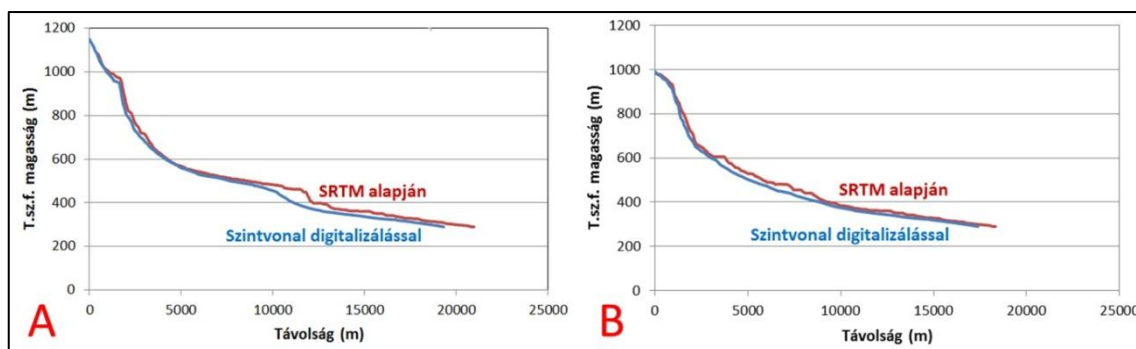
A hegység keleti oldalán 15 völgynek rajzoltam meg a völgyvonalát kétféle módszerrel, amelyből hossz-asvénýeket készítettem. Először az SRTM terepmodell alapján, automatikusan, térinformatikai eljárások segítségével; majd manuálisan, térképi szintvonalak digitalizálásával. Az eltérő módszerrel nyert adatokat összehasonlítottam, hogy a későbbiekben csak az egyikkel, a megfelelőbbel dolgozhassak. Ezt követően még 12 völgynek, amelyek a fővonulattól nyugatra találhatók és további 6-nak, amelyek a Székelykő keleti oldalán futnak le, készítettem el szintvonalak alapján az esésgörbéjét (1-2. melléklet).

Az automatikusan kinyert adatokkal kapcsolatban fontos megemlíteni, hogy a terepmodell 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 modell valamilyen hibájáról van szó (ami visszavezethető az alapadatra, az interpolációs eljárásra vagy a nem megfelelő felbontásra). Az SRTM terepmodellre 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 modellben 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 terepmodellen 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)

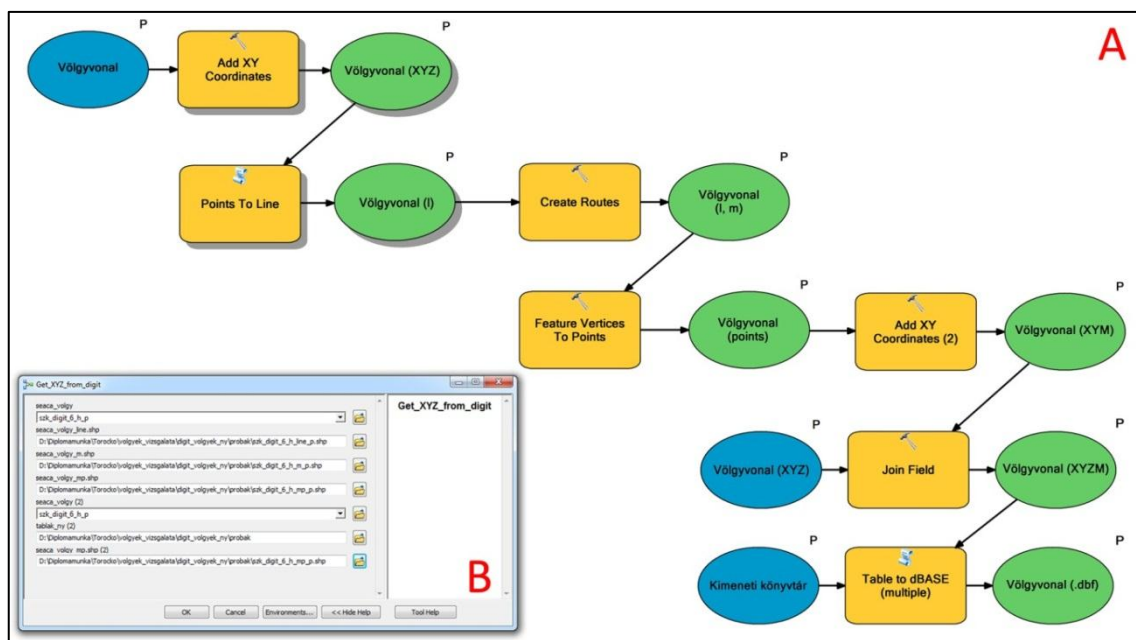
Egy-egy völgynek a különböző módszerrel készített esésgörbéi néhol jelentősen eltérnek egymástól (7. ábra). Az SRTM terepmodellből automatikus hidrológiai eljárásokkal kinyert völgyvonalakról elmondható, hogy két adott pont között sokkal hosszabbak, több bennük a törés, illetve az esésgörbéken megfigyelhető, 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

(„forrástól”) mért távolságukat is tartalmazták, azonban a korábban megadott magassági értékeket nem. Az így kapott adattáblát hozzáillesztettem a számítás elején koordinátákkal ellátott fájl adattáblájához az X mező alapján, és végül a kapott adattáblát .dbf formátumban kimentettem a programból. Ez a művelet sor megkönnyíti az adatok kinyerését, ugyanis egy lépésben meg lehet adni az összes paramétert (8. ábra/B), s a sok lépésből álló teljes művelet sor automatikusan végrehajtódik.

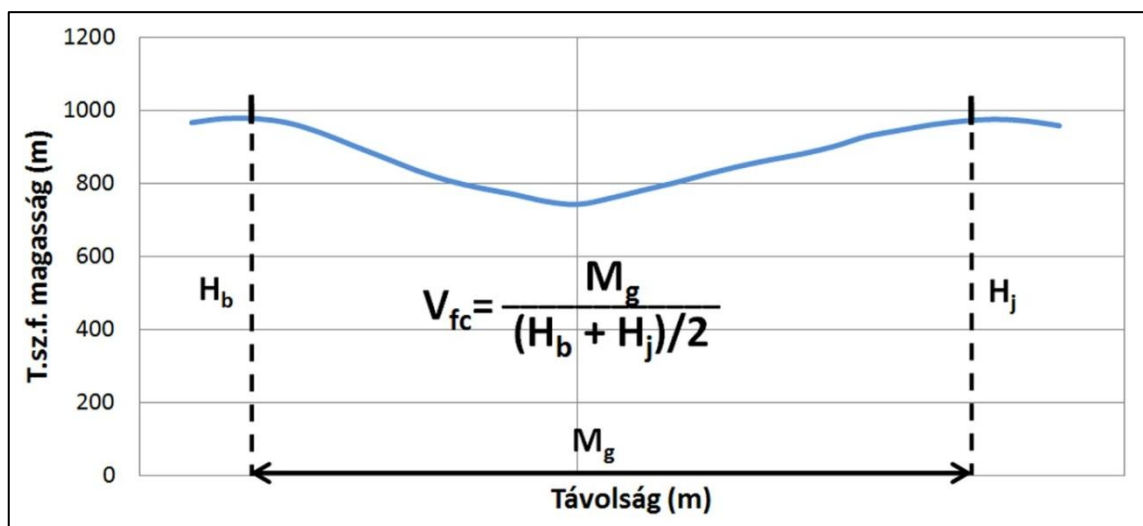


8. ábra. A digitalizált völgyvonalak adatainak kinyerésére készített modell (A), és a paraméterek megadására szolgáló ablak (B)

A hossz-szelvények töréspontjait, az úgynevezett knickpoint-okat szintén több módszerrel jelöltem ki. Annak érdekében, hogy ezek határozottabban látszódnak, a hossz-szelvény távolság-tengelyét logaritmikusan jelenítettem meg. Ebből kiindulva először vizuálisan jelöltem be a hirtelen meredekség-változásokhoz tartozó pontokat, azonban ez a módszer túlságosan szubjektívnek bizonyult, illetve a görbe egyes szakaszain a töréspontok túl sűrűn helyezkedtek el ahhoz, hogy külön lehessen választani őket. Végül témavezetőm segítségével kidolgoztunk egy olyan objektív eljárást, amelyben az egymást követő szakaszok meredekség-változását vettem alapul, amit a kezdőponttól való távolsággal súlyoztam. Ez utóbbi lépésre azért volt szükség, mert a völgyek felsőbb szakaszain a meredekség sokkal nagyobb mértékű változásokat mutathat, mint az alsóbb szakaszokon. A kapott meredekség-értékeket pedig egy

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 burkolófelszínt 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 burkolófelszínt 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.

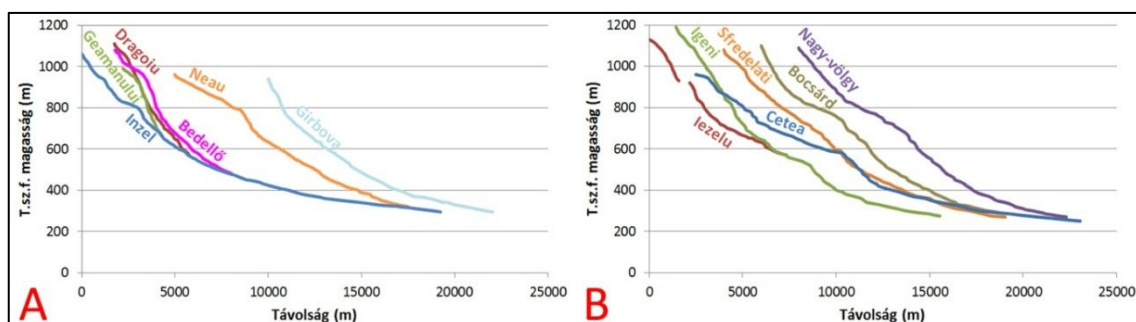
4. Eredmények

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.

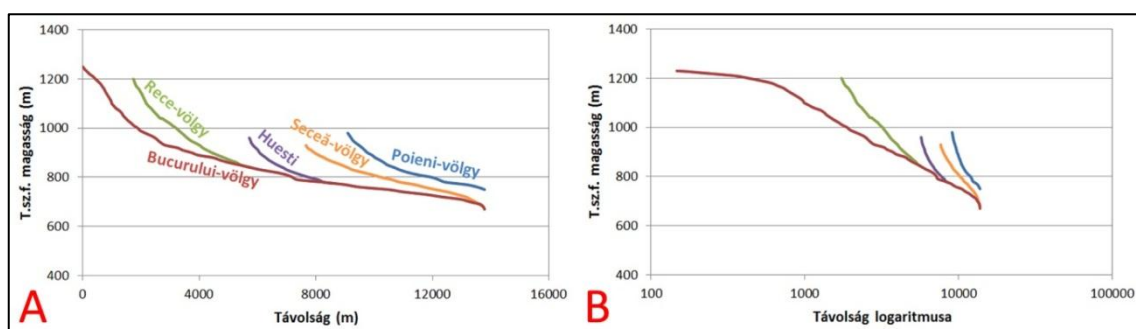
A völgyek hossz-szelvényében megfigyelhető töréspontok kialakulásának alapvetően három oka lehet: kőzetminőség-változás, tektonikus elmozdulás, illetve vízfolyások találkozása (BISHOP et al. 2005; LARUE, J-P. 2008). A legfontosabb különbség köztük, hogy míg a kőzetminőség-változás következtében létrejött 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

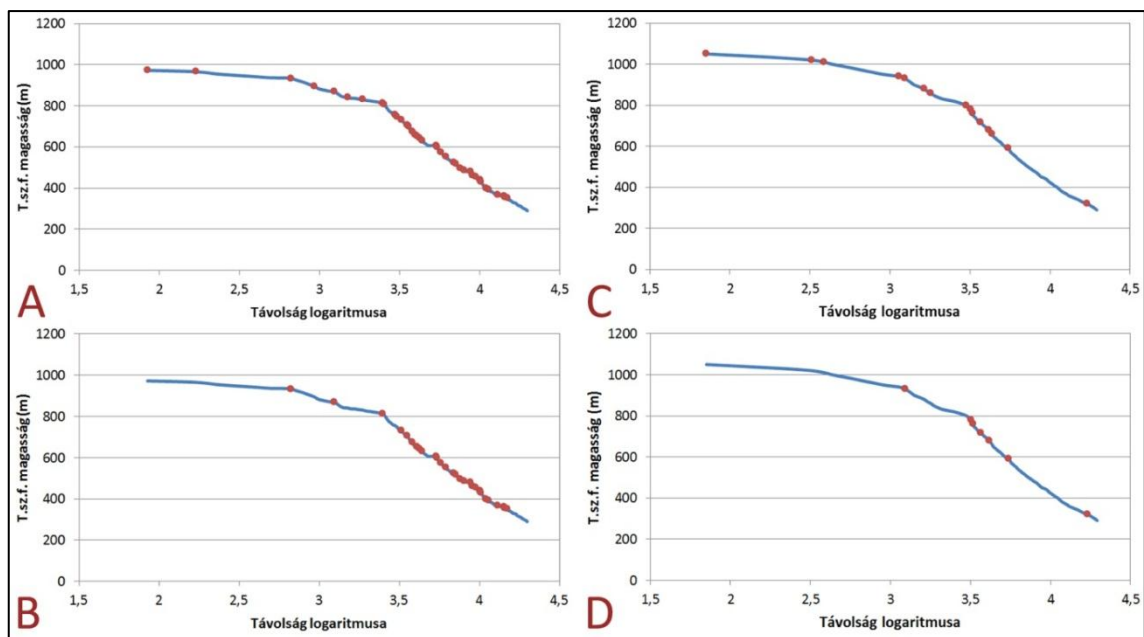
A hegység nyugati részén azoknál a völgyeknél, amelyek a Szolcsvai-barlang víznyelőjébe torkollanak, az esésgörbéjükben a torkolat felé megnő a meredekség (11. ábra). Vannak olyan hosszabb völgyek is, amelyek szinte végig egységes, logaritmikus görbének megfelelő esést mutatnak, csupán kisebb törésekkel, 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)

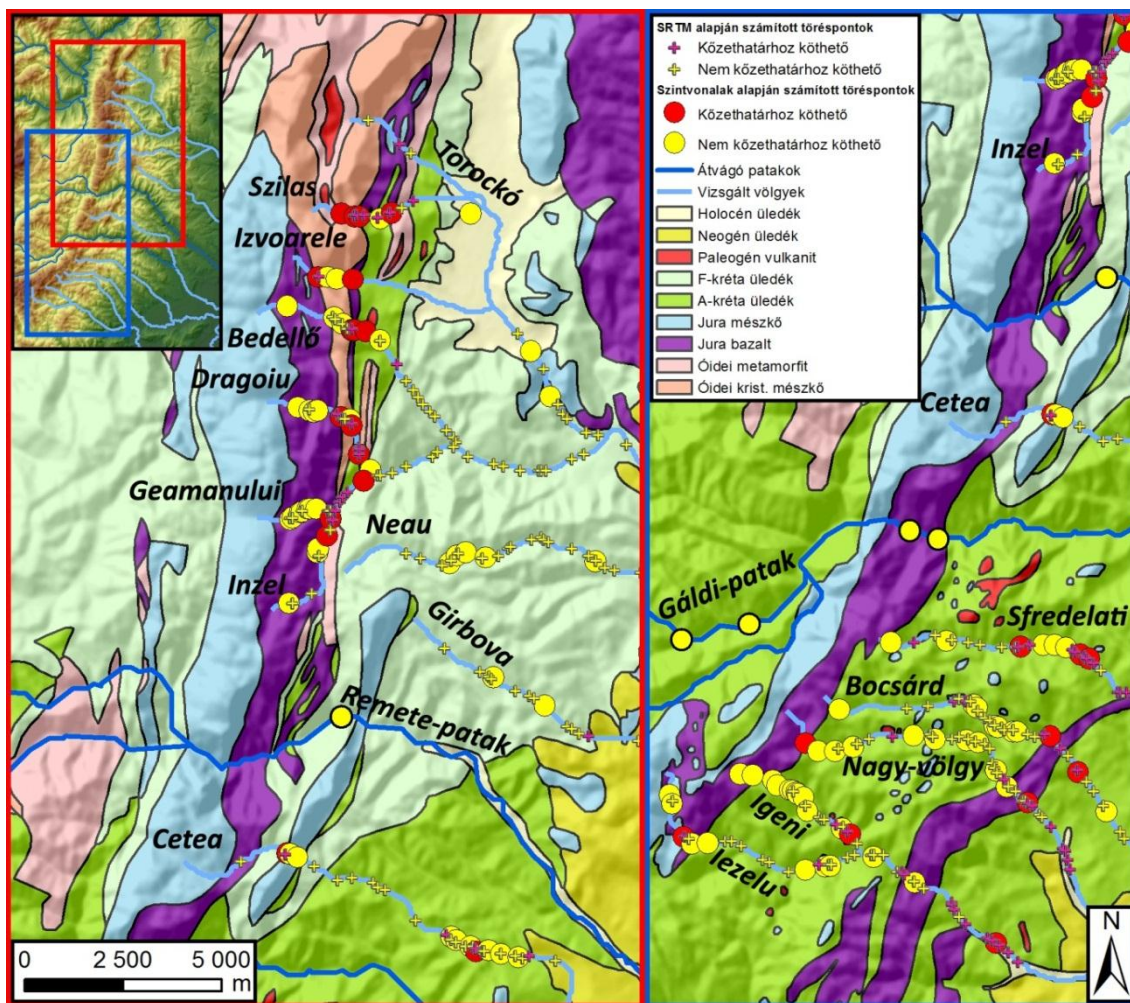
Az esésgörbék töréspontjainak kijelölésénél olyan egységes meredekség-változási kritérium-értéket próbáltam választani, ami érzékenyen mutatja az egyes görbék töréspontjait, így végül az $1,7^\circ$ -os meredekség-változást tekintettem küszöbértéknek, és az ennél nagyobb értékeket jelöltem töréspontnak. 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 közhathár található (13. ábra). A terepmodell alapján számított 369 töréspont közül összesen 83 darab, azaz 22,49% közelében található 100 méteres sugarú körön belül közhathár, míg a digitalizált esésgörbe alapján az összesen 129 közül 30 darab, vagyis a töréspontok 23,26%-a esik közhathárra. 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.



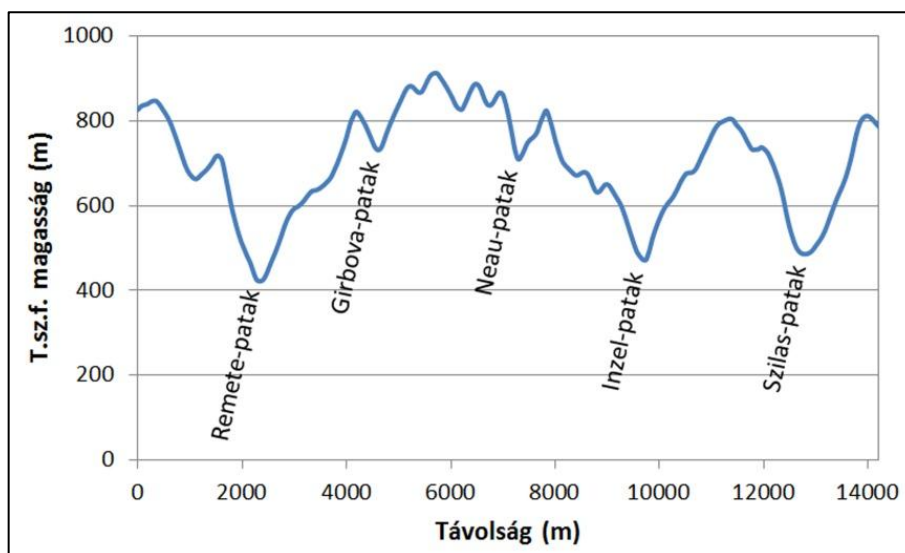
13. ábra. A fővonulattól keletre elhelyezkedő vizsgált völgyek töréspontjai a terület egyszerűsített geológia térképére illesztve, egy északi és egy déli kivágaton; a völgyek elnevezései a 2. mellékletben találhatók

A Neau-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 kőzethatár 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 esésgörbéjük 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 közzethatárhoz.

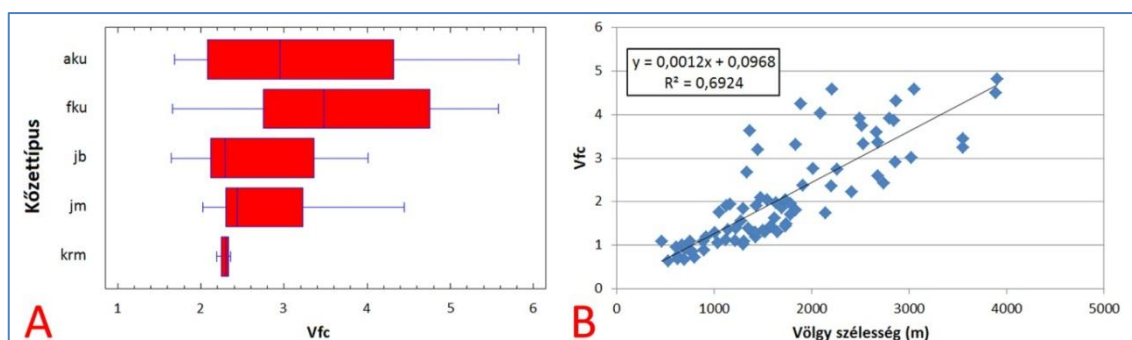
4.2. Keresztmetszvények elemzése

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 keresztshelvényeire számított V_{fc} -értékeket a keresztshelvény meghatározó kőzettípusa 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).

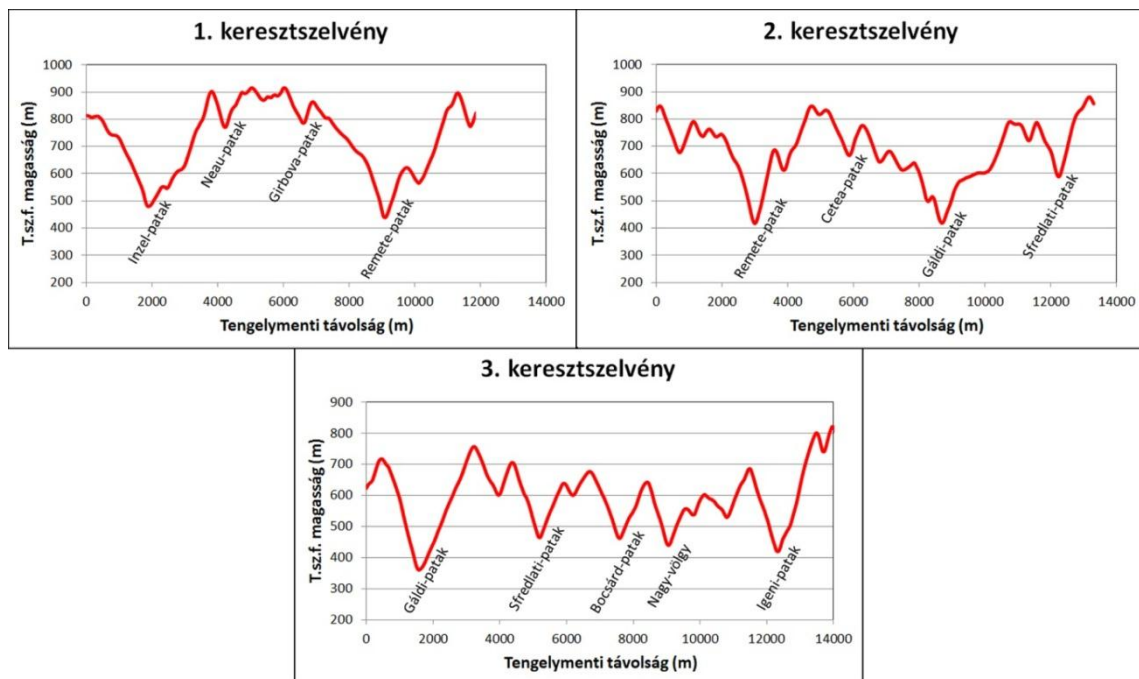


15. ábra. A keresztshelvények box-whisker (A) és korrelációs (B) diagramja; Aku – alsó-kréta üledék, fku – felső-kréta üledék, jb – jura bazalt, jm – jura mészkő, krm – kristályos mészkő

4.3. Vízyűjtőterületek

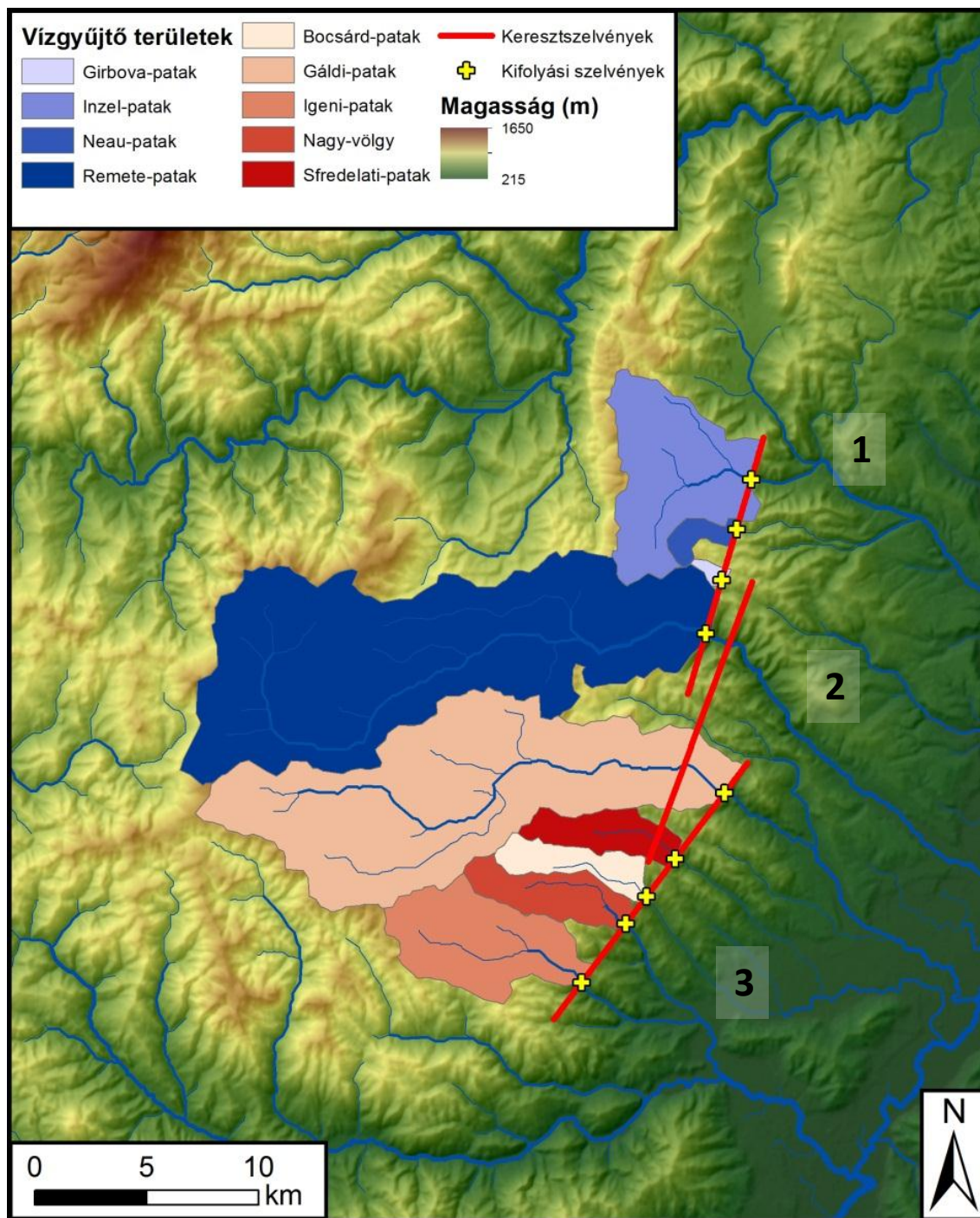
A vizsgált terület keleti oldalán a keresztshelvények elemzésénél kiderült, hogy több hasonló alakkal és mérettel rendelkező völgy van, amelyek ránézésre nagyon eltérő méretű vízyűjtőterülettel rendelkeznek. Ezért a fővonulattal közel párhuzamosan keresztshelvényeket készítettem, majd az egyes völgytalpi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

Az első keresztshelvényen 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 keresztshelvényen több, egymással közel párhuzamosan futó völgynek látjuk a metszetét, amelyek hasonló mélységet mutatnak.



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 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.

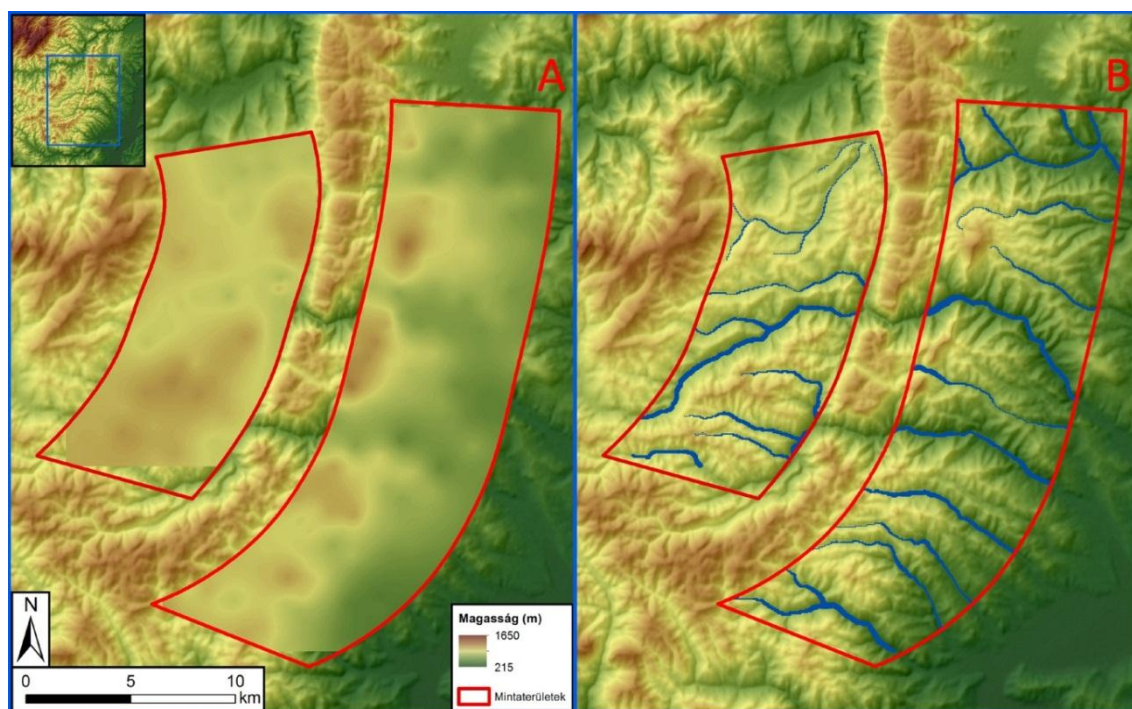


17. ábra. A vizsgált terület keleti oldalán húzott három keresztaszelvény (16. ábra), és az azok alapján meghatározott völgytalpi pontokhoz tartozó vízgyűjtőterületek

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

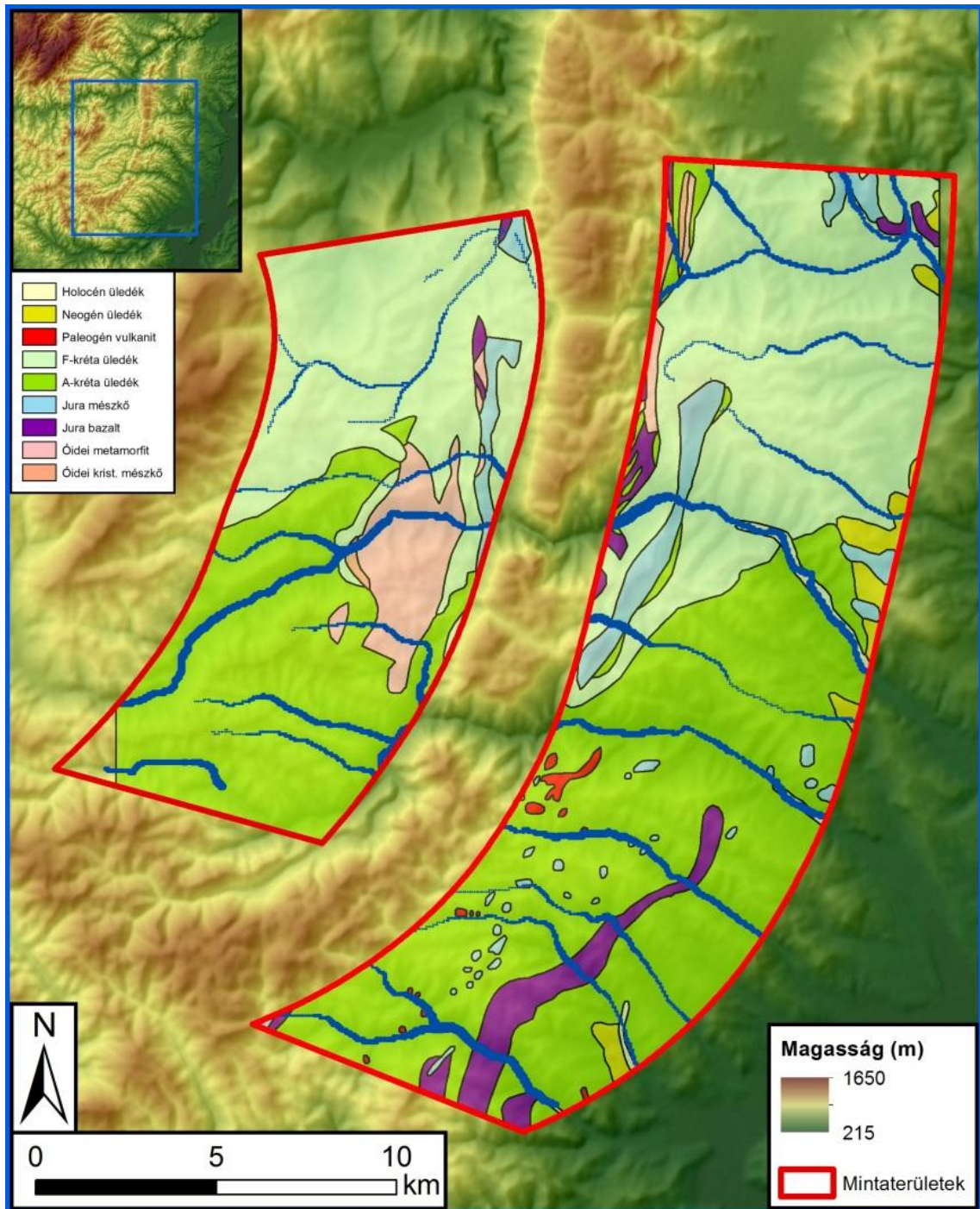
összevetve határozottan megjelenik a Remete-patak mélyen bevágott völgye (18. ábra/B). Emellett a keleti mintaterület déli részén találhatunk olyan völgyeket, amelyek mélyre vágódtak a környező területekhez képest. Ezt a nagy kiterjedésű fennsíkokról érkező vizekkel lehet magyarázni. Több völgnél is 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.



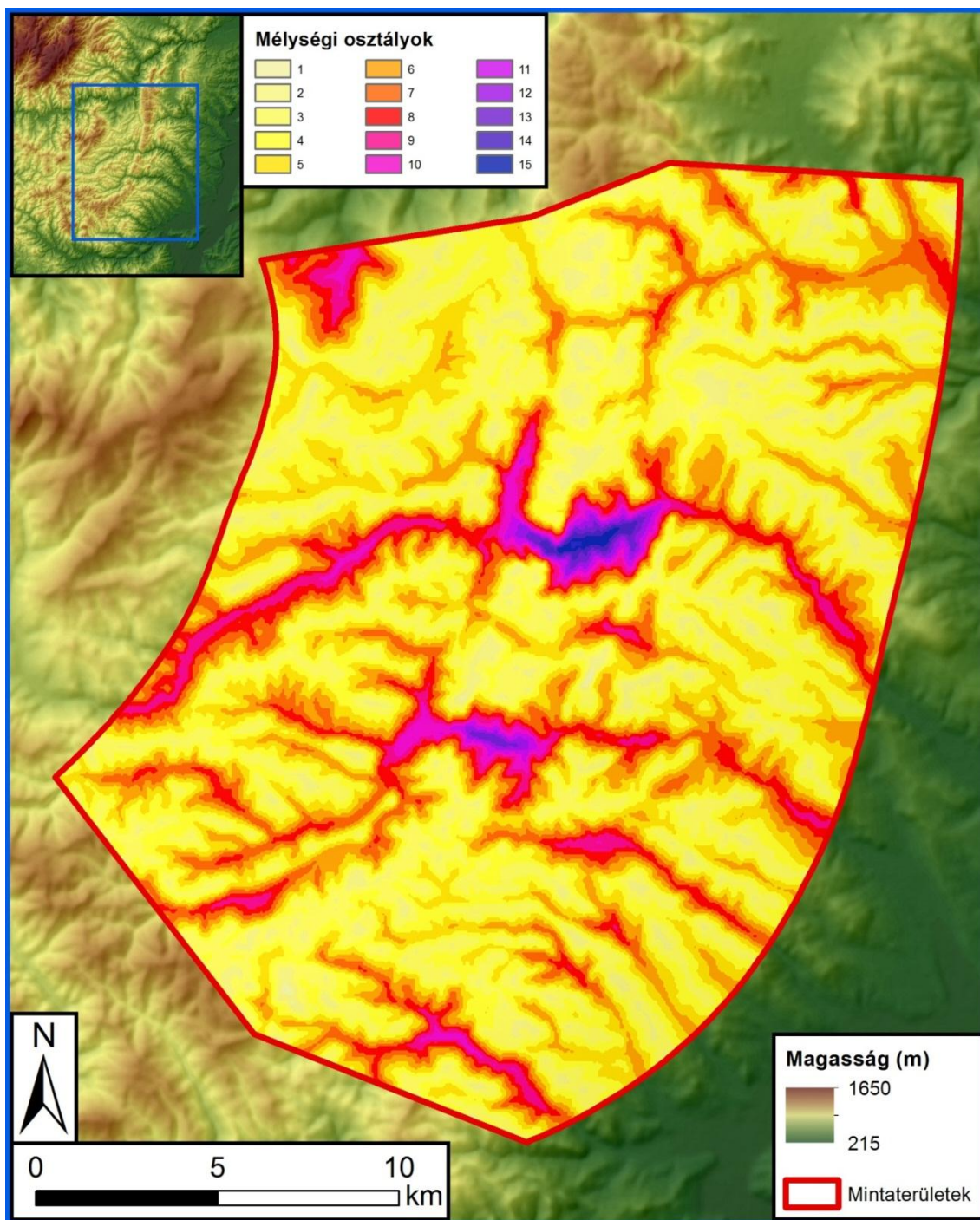
18. ábra. A fővonulat nyugati és keleti oldalán készített burkolófelszín (A); a burkolófelszínhez viszonyított völgmélységek a vizsgált völgyekben (B) – minél vastagabban jelenik meg a völgy, annál nagyobb mértékben bevágódott

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



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

A burkolófelszín 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 mutatkozó keresztvölgyek is. A vonulat nyugati oldalán pedig kivehető egy erősebben erodált sáv, amelynek egyik oka lehet az a feltételezett vetősík, ami mentén kibillent a fővonulat.

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

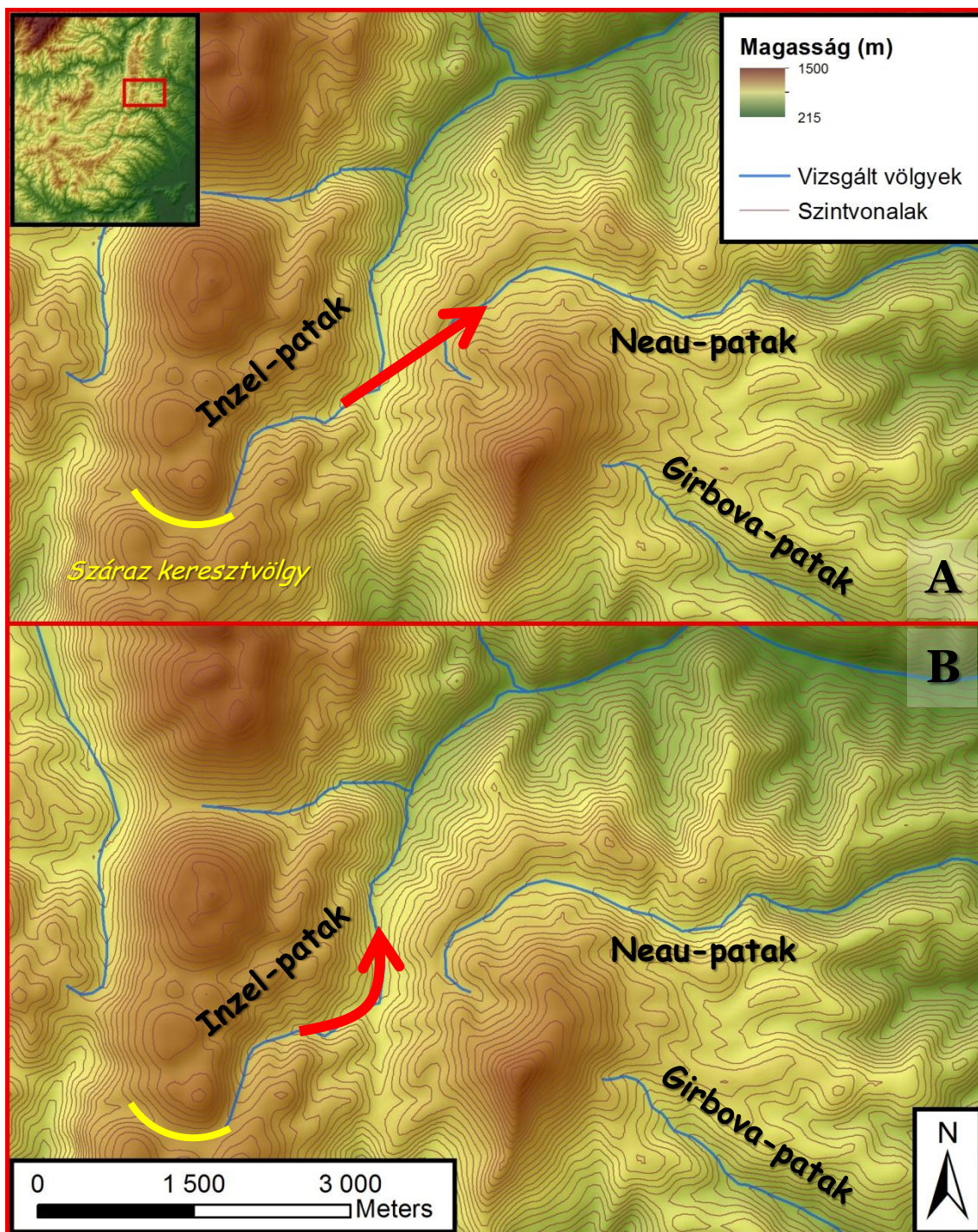
A vizsgálat alapján a terület egy kis részének fejlődése röviden felvázolható és alátámasztható a mért adatokkal.

Az Inzel-patak völgyének felső szakasza egy száraz keresztvölgyből indul, majd élesen északra fordul (21. ábra). 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).

A Neau-patak példáján is tapasztalható az az általános jelenség, hogy a vízgyűjtőjük nagy részét elvesztő vízfolyások völgymélyülése erősen lelassul. Ezt a meglátást 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 vesztett völgyek kis mértékben továbbra is mélyültek és mélyülnek napjainkban is, markánsabbá téve ezzel a karsztos fővonulatot átvágó, száraz keresztvölgyek keleti peremének lépcsőjét.



21. ábra. A vizsgált terület egy kis részének a völgyfejlődési menete

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 összevettem 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. Köszönetnyilvánítás

A kutatásomban sok segítséget és támogatást kaptam, így jöhetett létre ez a dolgozat is. Szeretném megköszönni témavezetőmnek, Telbisz Tamásnak elsősorban azt, hogy megismerkedhettem a Torockói-hegységgel egy általa vezetett terepgyakorlat során, valamint a sok ötletét és a végtelen türelmét. A dolgozatomban található fényképeket köszönöm Mari Lászlónak, illetve Árvai Mátyásnak, aki Szokol Adriennel együtt nagyon segítséget nyújtott a terepi munkámban. Végül köszönöm a türelmet barátaimnak és családomnak.

8. 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 karsztípusai – *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.

9. 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) (Fényképezte: Mari L, Árvai M.)
- 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

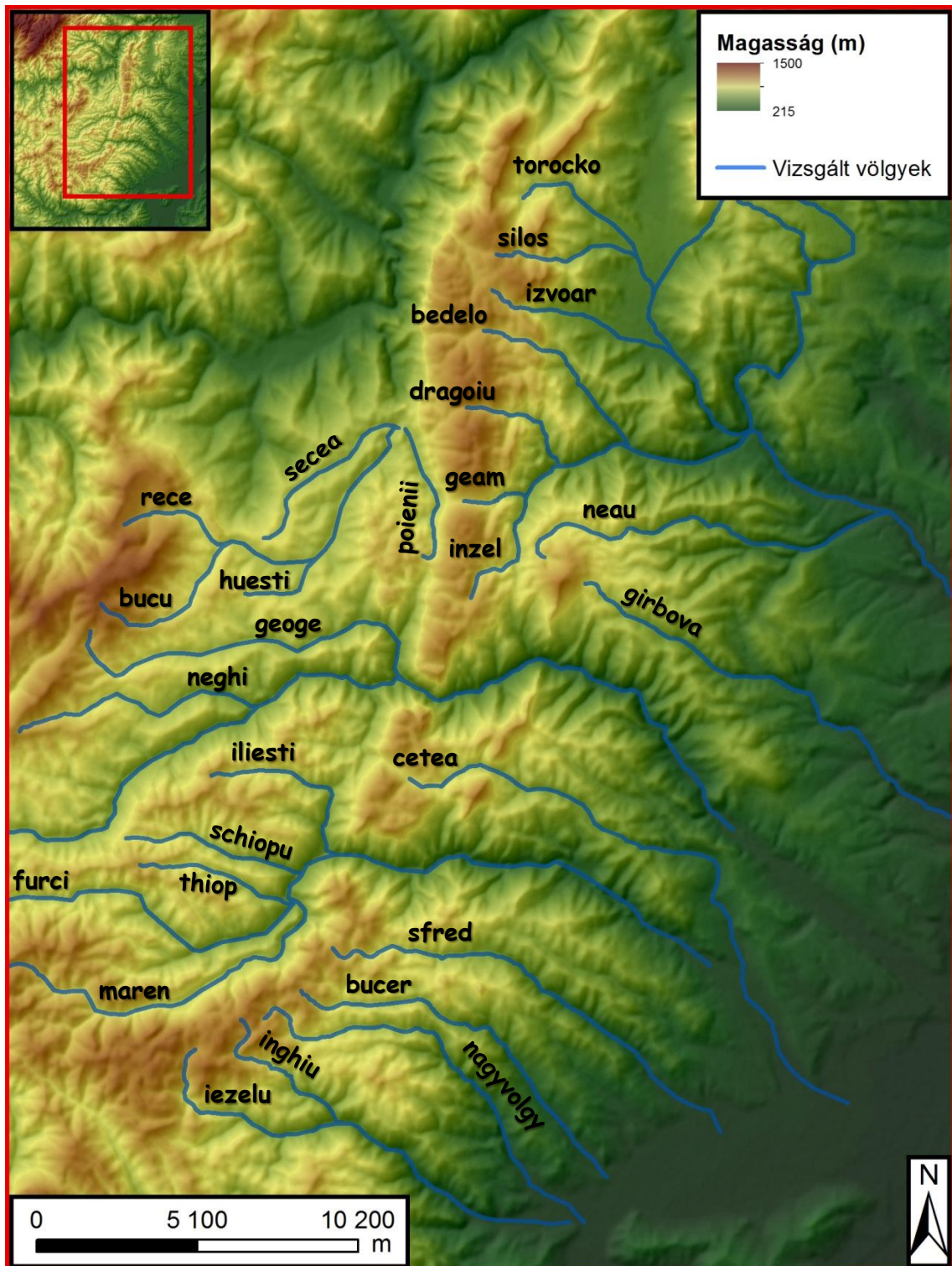
19. ábra. A két burkolófelszín segítségével készített völgymélységek az egyszerűsített geológiai térképre (GIUȘCĂ és BLEAHU, 1967 alapján) vetítve

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 a völgyfejlődési menete

10. Mellékletek

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
poienii	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