

A sávsvélvényelemzés (swath analysis) módszere digitális terepmodell (DTM) alapján

TELBISZ Tamás¹, KOVÁCS Gábor^{1,2}, SZÉKELY Balázs², KARÁTSZON Dávid¹

¹ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C, telbisz@tud.elte.hu; s_kovacs_gabor@hotmail.com; davidkaratson@gmail.com

²ELTE Geofizikai és Úrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C, balazs.szekely@elte.hu

The method of swath analysis based on digital terrain models

Abstract

Classical single-line elevation profiles often comprise some arbitrariness. Swath profiles can overcome this problem since the elevation values are considered not only along a line but along a swath. In a swath profile, the pixels are classified according to distance and statistical parameters (min, mean, max) of the classes are plotted against distance. The swath is usually a rectangular form but more irregular planforms are also possible. A special case is the 'central swath', in which distance is calculated from a centre point. Besides some methodological development, this paper presents three case studies. In the first example, swath analysis is used to characterize the tilted surfaces found in the hilly landscape between the Kőszeg Mts and the Rába river (in W Hungary and E Austria). Swath analysis also works for the more dissected western sections, thus proving the strength of this method. The second example discusses the Torockó (Trascău) Mts (in the eastern part of Apuseni Mts in Romania). Here, some water gaps and several wind gaps cross the karstic main ridge. Swath analysis helped to identify wind gaps not mentioned in previous publications and therefore it supports important data when outlining the drainage evolution of the area. Third, 'central swath' profiles were used in order to numerically characterize the denudation of Central Andean volcanoes. The 'ideal volcanic cone profile' is derived from the Paríacota volcano and this model enables comparisons to be made with older, more denuded volcanoes in order to quantify erosion volume.

Keywords: digital terrain analysis (DTA), central swath profile, Western Transdanubian Hills, Torockó (Trascău) Mts, volcano denudation

Összefoglalás

A hagyományos magassági keresztsvélvények konkrét vonalválasztása számos esetben esetlegesnek tekinthető. A sávsvélvények segítségével ez az esetlegesség kiküszöbölhető, ugyanis ez esetben nem pusztán egy vonal mentén vizsgáljuk a magassági értékeket hanem egy elemzési sáv mentén. A sávsvélvényt úgy kapjuk meg, hogy az elemzési sávba eső pixeleket a svélvénymenti távolság alapján zónákba soroljuk, majd e zónák magasság-értékeinek statisztikáit (minimum, átlag, maximum stb.) ábrázoljuk a távolság függvényében. Az elemzési sáv többnyire egy téglalap, de szükség esetén szabálytalan határvonal is megadható. Speciális esetnek tekinthetjük a „centrális sávsvélvényt”, amelyben a távolságot egy középponttól mérjük. Sávsvélvények tetszőleges 2,5-dimenziós felületek esetén alkalmazhatók, így akár az egyes felszín alatti rétegekről, vagy éppen a talaj- és rétegvizek szintjéről is készíthetünk sávsvélvényeket.

A módszer ismertetése mellett három esettanulmányt is bemutatunk. Az első mintaterület, a Kőszegi-hegység és a Rába közti dombvidék (Ny-Dunántúli-dombság) példáján bemutatjuk, hogy a sávsvélvényelemzés miként használható kibillent felszínnek jellemzésére. Az elemzés a dombság jóval tagoltabb nyugati részeiről is értékelhető eredményt adott, ami a módszer hatékonyságát bizonyítja. A második mintaterület az Erdélyi-középhegység keleti részén fekvő Torockói-hegység. Itt részben ma is aktív átfolyással rendelkező, részben már szárazzá vált, kiemelt keresztvölgyek tagolják a karsztos fővonulatot. A sávsvélvényelemzés megkönnyítette e korábban kevésbé tanulmányozott keresztvölgyek azonosítását, ami a terület vízhálózati fejlődéstörténetének megrajzolásához nyújthat fontos adalékokat. Végül a harmadik esettanulmányban centrális sávsvélvényt használtunk a Középső-Andok vulkánjainak jellemzésére. E vulkánok lepusztulásának mennyiségi értékelését a Paríacota tűzhányóból származtatott „ideális vulkáni kúpalak” és a centrális sávsvélvények alkalmazása tette lehetővé.

Tárgyszavak: digitális domborzatelemzés, centrális sávsvélvény, Ny-Dunántúli-dombság, Torockói-hegység, vulkán lepusztulás

Bevezetés

A geomorfológiai vizsgálatokban gyakran fölmerül a probléma, hogy egy olyan maradványfelszínt kell rekonstruálni, amit leginkább a gerincek magassága őrzött meg. Más esetekben gondot okozhat, hogy egy terület morfológiai jellemzőit (pl. teraszokat, lejtőket, tetőszinteket) kívánjuk magassági keresztzelvénnyel bemutatni, de nehéz „jól” kiválasztani egy olyan keresztzelvényt, ami az összes jellemzőt meggyőzően dokumentálja. Ezen kívül tektonikai vizsgálatokban fontos cél lehet az, hogy az egyes szerkezeti egységek eltérő magassági helyzetét kell mérhetően ábrázolni és elemezni. Mindezen célok elérését segítheti az alábbiakban tárgyalt swath analízis.

A digitális terepmodellek (továbbiakban: DTM) széleskörű elterjedésével számos új lehetőség nyílt a domborzat kvantitatív jellemzésére, ezek egyike a swath analízis, amelynek magyar fordítására a „sávszelvényelemzés” kifejezést javasoljuk, magára a swath szóra pedig ebben az összefüggésben az „elemzési sáv” kifejezést használhatjuk. Itt jegyezzük meg, hogy a sávszelvényelemzés természetesen nemcsak a felszíni domborzatra, hanem például a felszín alatti rétegekre is alkalmazható, amennyiben raszteres formában előállítható az adott felület. Jelen közleményben módszertani szempontból igyekszünk ismertetni ezt az eljárást, majd egy rövid szakirodalmi áttekintést követően esettanulmányokon keresztül mutatunk példát alkalmazási lehetőségeire.

A sávszelvény definíciója és elkészítése

A sávszelvény lényegében egy általánosított keresztzelvény, amelyet úgy kaphatunk meg, hogy a magassági értékeket nem egyszerűen egy adott vonal mentén határozzuk meg, hanem egy sáv mentén haladva kiátlagoljuk a középvonalra merőleges zónákban mért magassági értékeket (1. ábra). Igen gyakran emellett más statisztikai paramétereket (pl. szélsőértékek, medián) is meghatározunk.

A sávszelvény készítése technikailag az alábbi lépésekben valósítható meg egy DTM alapján:

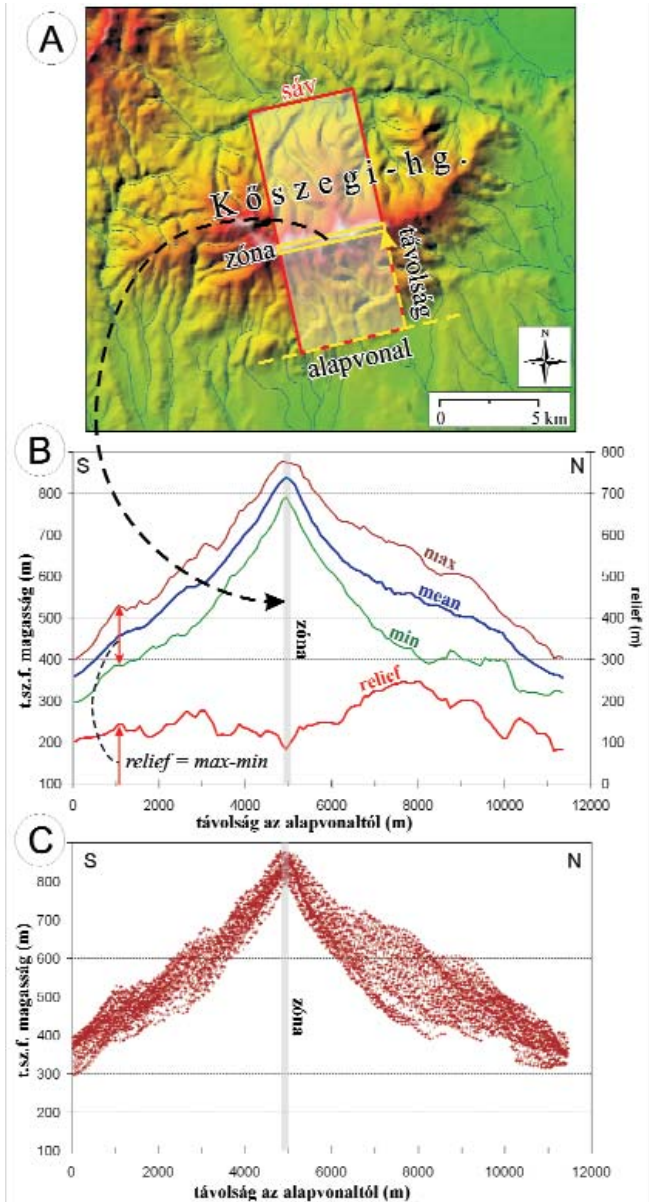
1. A vizsgálandó sáv (téglalap) kivágása a DTM-ből.

2. A téglalap egyik oldalát alapvonalnak tekintve meghatározzuk az egyes cellák alapvonaltól számított távolságát. (Ez különösen egyszerű feladat a DTM alapirányával párhuzamosan álló sáv esetén, hiszen ilyenkor az egyik horizontális koordináta alapján közvetlenül számolhatunk, míg ehhez képest elforgatott sáv esetén a pont–egyenes távolság képletét szükséges felhasználni.)

3. Az alapvonaltól számított távolság alapján osztályokba (zónákba) soroljuk a cellákat.

4. Meghatározzuk az egyes zónák átlagmagasságát, illetve más statisztikáit (pl. minimum, maximum, szórás, terjedelelem, kvartilis stb.).

5. Az így kapott zónák valamely statisztikai értékét ábrázoljuk a zónának az alapvonaltól számított távolsága függvényében (1. ábra b).



1. ábra. A sávszelvény készítés módszere

a) sáv elhelyezkedése; b) a sávszelvény elemei; c) magasság – távolság pontfelhő

Figure 1. Swath profile creation

a) swath location; b) elements of the swath profile; c) elevation – distance point cloud

Az osztályokba sorolás elhagyásával esetleg pontdiagramon is ábrázolható a DTM összes pontja, ami egyes esetekben vizuálisan jól értelmezhető pontfelhőt eredményezhet, ám a kép lehet kaotikus is (1. ábra c).

Miként a fentiekből is kiderül, a sávszelvényben nemcsak az átlagmagasság, hanem gyakran más paraméterek is szerepelnek, leggyakrabban a minimum és maximum értékek, illetve a terjedelelem, ami a domborzat esetében a zónán belüli iránymenti lokális relieffel (=magasságkülönbséggel) azonos. Maga az eljárás természetesen nemcsak magasságra alkalmazható, hanem egyéb domborzati paraméterekre (pl. lejtőszög, kiettség, görbületre) is, illetve bármilyen más numerikus gridre (pl. csapadék, hőmérséklet, felszín alatti vizek szintje stb.) is.

A sávsvzelvény geometriája

A sávsvzelvényelemzés esetében az irány megválasztása fontos kérdés, rendszerint a domborzati formák csapás-irányára merőlegesen vagy éppen azzal párhuzamosan történik. A sávsvzelvényt ugyanakkor általánosíthatjuk is, és ezeket az „elfajuló” eseteket szintén a swath analízis témakörébe sorolhatjuk. Egyes részleges vagy teljes körszimmetriát mutató felszínformák (pl. vulkánok, hordalékkúpok) esetében téglalap helyett körök, illetve teljes kör alaprajzú terület választható ki, és az alapvonal helyett a forma középpontjától vett távolsággal érdemes számolni (pl. vulkánok: KARÁTSÓN et al. 2011; hordalékkúpok: STALEY et al. 2006). Ebben az esetben a vizsgálat lényegében polárkoordináták szerint történik (SZÉKELY & KARÁTSÓN 2004).

A sáv szélessége is befolyásolhatja a kapott eredményeket és az értelmezhetőséget. Lehetőség szerint arra kell törekedni, hogy a vizsgált domborzati egység minél nagyobb részét lefedje a swath, ugyanakkor az eltérő domborzatú területek (pl. perem felől bemélyedő öblözetek, medencék stb.) kihagyása indokolt lehet a sávsvzelvény jobb értelmezhetősége miatt, így adott esetben végül a sáv alakja a téglalaptól eltérő, szabálytalan forma is lehet.

Sávsvzelvényekkel vizsgálható problémátípusok

A sávsvzelvényelemzés talán leggyakoribb alkalmazási köre a tektonikus geomorfológiához kapcsolódik. A kisebb-nagyobb domborzati egységek kiemelkedésének számszerű értékeléséhez, a vetők elhelyezkedésének meghatározásához, a folyó-kapturák, keresztvölgyek kialakulásának magyarázatához illetve a geofizikai modellek teszteléséhez sokan használják a sávsvzelvényelemzést (pl. FIELDING et al. 1994, FIELDING 1996, KORUP et al. 2005, YIN 2006, MANCINI et al. 2007, RIQUELME et al. 2007, HOKE & GARZIONE 2008, CHAMPAGNAC et al. 2009, GUNNELL et al. 2009, JOHNSON et al. 2009, STEFER et al. 2009, TELBISZ, 2011, TELBISZ et al. 2012). E munkák túlnyomó része a nagyobb kiterjedésű, ma is aktív orogén övekre (Himalája, Andok, Alpok, Új-zélandi Alpok) koncentrál.

A kiemelkedéssel számos esetben összekapcsolódó témakör a lepusztulás, melynek vizsgálatához szintén hasznos lehet a sávsvzelvényelemzés. A magashegységek fejlődésében meghatározó a glaciális erózió, amely számos esetben a sávsvzelvényeken is érzékelhető nyomokat hagy (pl. hóhatár szintje, kárfülkék bevágódása stb.), ezt vizsgálta BISHOP et al. (2003), MUNROE (2006), FOSTER et al. (2008), van der BEEK & BOURBON (2008). A folyóvízi eróziót (pl. vízhálózat átrendeződését, teraszok elhelyezkedését) PRATT-SITULA et al. (2004), STÜWE et al. (2009), ROBL et al. (2008), MUSUMECI et al. (2003), WEGMANN & PAZZAGLIA (2009), KÜHNI & PFIFFNER (2001), REHAK et al. (2008) és GODARD et al. (2009) munkái tárgyalják e módszert is felhasználva. A sávsvzelvényelemzés az egyedi keresztsvzelvényeket sem teszi teljesen feleslegessé: ezt elsősorban a

vízgyűjtő-elemzések kapcsán tapasztalhatjuk, ugyanis ezeknél gyakran a völgymenti profilok is az elemzés részét képezik.

Kifejezetten a kiemelkedés és lepusztulás dinamikus egyensúlya révén kialakuló „steady state” állapot meglétét (illetve hiányát) vizsgálja STOLAR et al. (2007), THIEDE et al. (2004), BARNES et al. (2006), PRATT-SITULA et al. (2004) (illetve GUNNELL et al. 2009). A lepusztulás és csapadék kapcsolatát THIEDE et al. (2004) és BOOKHAGEN et al. (2005) tanulmányozta alaposabban, csapadék sávsvzelvényeket is felhasználva. A sávsvzelvényelemzés alkalmas lehet denuvációs lépcsők kimutatására is (GROHMAN 2004).

A sávsvzelvények vizsgálata egyúttal lehetőséget biztosít több különböző levezetett érték elemzésére. Így például a sávsvzelvény maximum görbét (ami köthető valamely gerinchez, egy felszabdaltatlan fennsíkrészlethez vagy vulkánok esetében planézekhez) sok esetben egy korábbi felszín maradványának, megőrzőjének tekintik, így az eredeti felszín egyes esetekben ez alapján rekonstruálható és a bevágódás mértéke, esetenként a lepusztult anyag térfogata ez alapján számítható (CHAMPAGNAC et al. 2009, BARNES et al. 2006, MUSUMECI et al. 2003, FOSTER et al. 2008, MUNROE 2006, KARÁTSÓN et al. 2011).

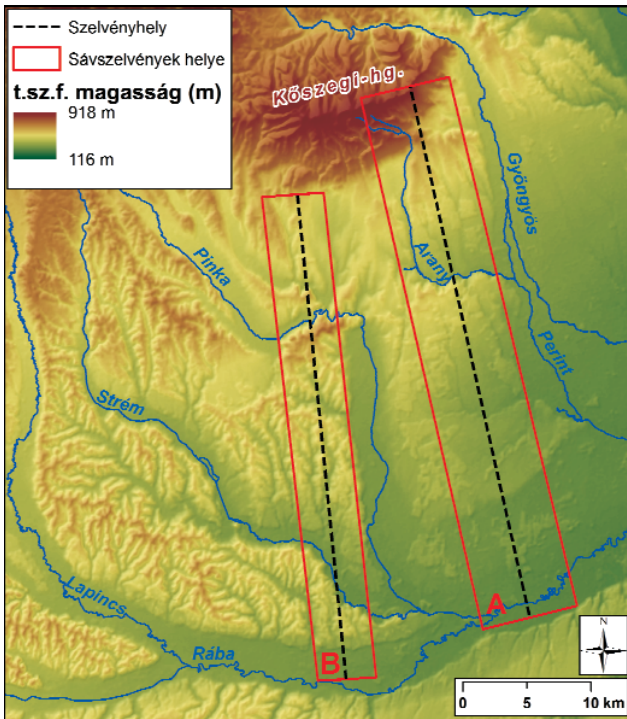
Az idézett munkákban a leggyakrabban használt DTM az SRTM adatbázisból származik, melynek horizontális felbontása 3” (~90 m) a Föld nagy részére illetve 1” (~30 m) az USA területére (RABUS et al. 2003), de a korábbi munkákban, illetve nagyobb területek elemzésében ennél gyengébb felbontások is előfordulnak (pl. GODARD et al. 2009: GTOPO30, ~1 km-es felbontás). A spektrum másik végét ugyanakkor a LiDAR-alapú sávsvzelvényelemzések jelentik, igaz egyelőre még elég kis számban (STALEY et al. 2006).

Hasonlóképpen az elemzési sáv hossza és szélessége is igen változó, a hossz a nagy orogén övek jellemzésénél 500–1500 km is lehet (pl. FIELDING 1996), míg a szélesség a 10–100 km-es skálán mozog. Kisebb területek vizsgálatakor (pl. STALEY et al. 2006) az 500–1000 m-es hossz is előfordul, amihez értelemszerűen kisebb szélesség tartozik.

Esettanulmányok

Kibillent felszínnek összehasonlítása a Kőszegi-hegység és a Rába közti dombvidék példáján

A vizsgált terület (2. ábra) a Kőszegi-hegység és a Vas-hegy Pennini-takaróhoz tartozó kristályos kőzeteit leszámítva túlnyomórészt miocén üledékekből fölépülő dombosság. Felszínét (gyakran a tetőket is) sokfelé nagy kiterjedésű kavicstakarók, kavicsteraszok borítják (ÁDÁM, 1962, PASCHER 1999), amelyeknek az anyagát az Alpokból ideérkező vízfolyások szállították ide a neogén végétől kezdve, bár a maitól még némileg eltérő domborzati viszonyok között (PASCHER 1999). A terület a negyedidőszakban részben tektonikusan, részben fluviálisan tagolódott. Két nagy részre oszthatjuk: a Pinka-pataktól keletre eső térszín (kb. a Magyarországra eső rész) alacsony



2. ábra. A Kőszegi-hegység és a Rába közti dombvidék DTM-je a 3-4. ábrákon bemutatott hagyományos keresztmetszelvek és sávsvélények helyével (az A vonalhoz/sávhoz tartozik a 3-4. ábra a része; a B vonalhoz/sávhoz pedig ugyanezen ábrák b része)

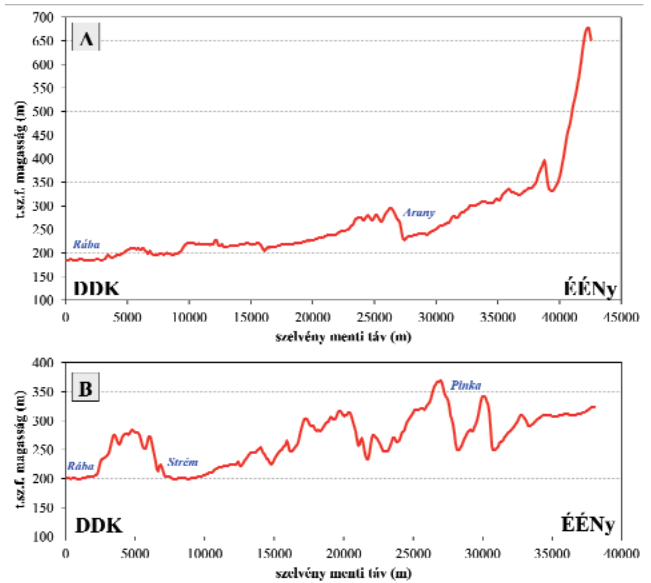
Figure 2. DTM of the hilly landscape between Kőszeg Mts and Rába river with the locations of classical and swath profiles presented in figures 3-4

nyabb és jóval kevésbé tagolt, míg a nyugati részek sokkal szabdaltabbak.

A keleti, Pinka és Gyöngyös közötti részt NyDNy-KÉK-i völgyek osztják kisebb részekre. Ezek a kisebb részek nagyjából egységes felszínt alkotnak, dőlésük északról dél felé haladva egyre kisebb. Ezeket az egységeket tulajdonképpen már egy hagyományos keresztmetszelveken is fölismerehetjük (3. ábra a), bár a szelvek futását kisebb, véletlenszerű ingadozások (pl. Arany-pataktól délre) itt is megzavarják. A nyugati részen azonban (3. ábra b) a nagyobb tagoltság miatt ezeket a felszíneket sokkal nehezebb beazonosítani, az egyszerű keresztmetszelvek sokkal több esetlegességet hordoz.

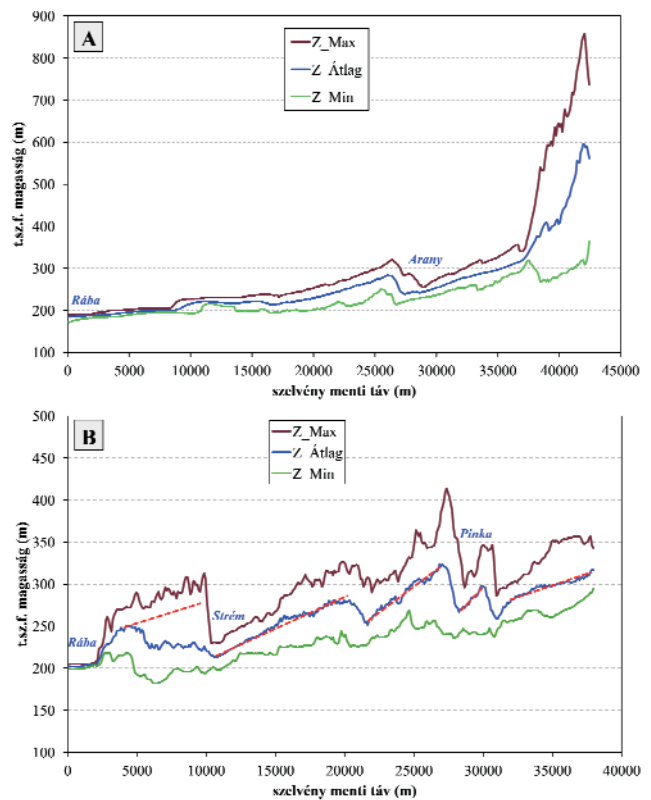
Ezeket az esetlegességeket tudjuk a sávsvélényekkel kiküszöbölni (4. ábra). A 4. ábra a részén jól látható a kibillent felszín egységes jellege, egy adott egységen belül mind a maximum, mind az átlag meglehetősen egyenletes lefutással jellemezhető. Mivel a szelvek irányát a legjellemzőbb kitettségekhez igazítottuk, ebből akár az egyes felszínek jellegzetes dőlését is meg lehet határozni. Érdekes még megfigyelni, hogy ahol az egység határa merőleges a sávra (pl. 27 km-nél), ott a három görbe párhuzamosan fut, ahol viszont a határvonal ehhez képest ferdén halad (pl. 9-11 km-nél), ott a három görbe eltérő ütemben vált.

A tagoltabb nyugati részen (4. ábra b) természetesen a sávsvélény is némileg tagoltabb, de az egyes egységek



3. ábra. Hagományos keresztmetszelvek a) a dombvidék keleti, kevésbé tagolt részén keresztül; b) a dombvidék nyugati, tagoltabb részén keresztül

Figure 3. Classical elevation profiles a) across the eastern, less dissected part of the hills; b) across the western, more dissected part of the hills



4. ábra. Sávsvélények a) a dombvidék keleti, kevésbé tagolt részén keresztül; b) a dombvidék nyugati, tagoltabb részén keresztül. A piros, szaggatott vonal a domborzat átlagának trendjét jelzi

Figure 4. Swath profile a) across the eastern, less dissected part of the hills; b) across the western, more dissected part of the hills. Red, dashed lines mark the local trends of the mean curve

kijelölésére már alkalmasabb, mint az egyszerű keresztmetszelvek, főleg az átlaggörbe kiegyenlített futása alapján. Így megállapítható, hogy a nyugati rész is hasonló, dél felé

lejtő felszínekből épül föl, mint a keleti. Ez esetben a legdélibb, Rába és Strém közötti egység okoz kisebb problémát, ahol a Strém völgye átlósan vágja ketté a felszínt, ezért itt az átlag trendjét a maximum trendjével párhuzamosan hosszabbítottuk meg.

A dél felé enyhén dőlő felszínegyeségek és a határoló peremlépcsők eredete nem témája ennek a cikknek, ezért csak említésszerűen jegyezzük meg, hogy egyes szerzők (pl. JASKÓ 1964, 1995) a lepusztulásos (réteglépcsős) kialakulás mellett foglalnak állást, míg mások (pl. ÁDÁM 1962, KOVÁCS et al. 2008) a tektonikus eredetű kibillenést valószínűsítik.

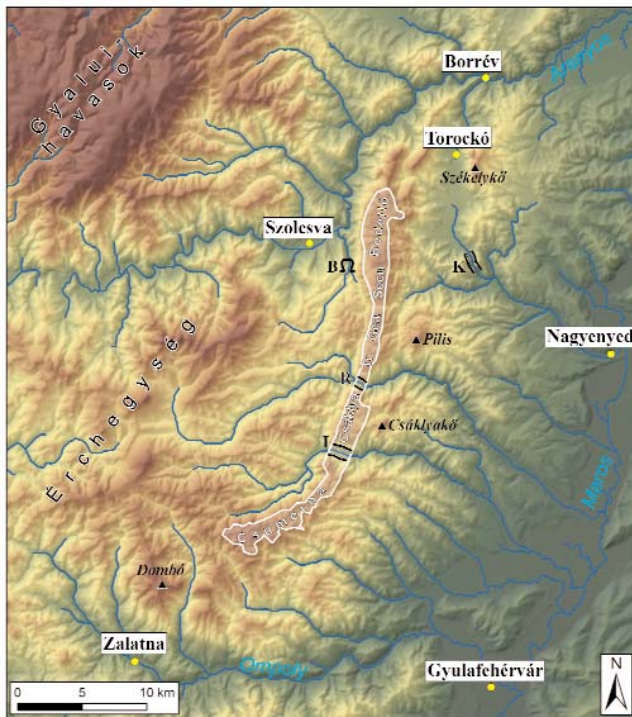
Keresztvölgyek azonosítása a Torockói-hegység példáján

A Torockói-hegység (5. ábra) az Erdély-középhegység keleti oldalán húzódik ÉÉK–DDNy-i csapásiránnyal. Fővonulatát jura zátonymészke alkotja, ami viszonylag keskeny karsztfennsíkok sorozataként jelenik meg, környezetéhez képest több száz méterrel kiemelt helyzetben. Ezt a Csumerna-Bedellő szintet lepusztulási szintként azonosították a geomorfológusok (MARTONNÉ 1924, MÓGA 2004). A terület vízrajzi, felszínalaktani érdekessége, hogy ezt a magasra kiemelt karsztos vonulatot szurdokvölgyek (helyi kifejezéssel: kőközök) törik át. A vizsgált részen ilyen a Remetei- és az Intregáldi-szoros. A terület legnagyobb

vízfolyása, az Aranyos, észak felé kikerüli a fővonulatot és csak annak lealacsonyodó részén, ahol a mészkőszáv is elkeskenyedik, ott tör át a Borrévi-szorosban.

Terepbejárásunk alkalmával feltűnt, hogy a karsztfennsíkokat nemcsak az említett szorosok harántolják, hanem ezekkel párhuzamosan, de kiemelt helyzetben szárazvölgyek is megfigyelhetők. E völgyek jellemzője, hogy völgyfőjük egyáltalán nincs és a fennsíkot teljesen kettévágják. Kialakulásuk legvalószínűbb magyarázata, hogy a karsztfennsíkra átöröklődtek a HEVESI (2002) által bemutatott séma szerint. Mivel a fennsík relatív kiemelkedése gyorsabb volt, mint bevágódásuk üteme, ezért egy idő után szárazzá váltak. Az ilyen völgyeket az Appalacheben gyakori elterjedésük alapján a felszínalaktanban a „wind gap” elnevezéssel illetik, magyarul az „inaktív (száraz) keresztvölgy” kifejezést fogjuk ezekre használni. A vízfolyással rendelkező keresztvölgyek „water gap” megnevezését pedig magyarul az „aktív (átfolyós) keresztvölgyek” kifejezéssel helyettesíthetjük.

Mivel e keresztvölgyek a fővonulat csapásirányára közel merőlegesek, ezért azonosításukat kitűnően támogatja egy csapásiránnyal párhuzamos sávszelvény (6. ábra). Ez esetben például a sávot nem téglalapként határoltuk le, hanem a fennsík domborzatának megfelelően a peremi letörések mentén (lásd az 5. ábra fehér poligonja). A sávszelvényről jól látható, hogy számos keresztvölgy metszi a fővonulatot. A két legmélyebb, kb.

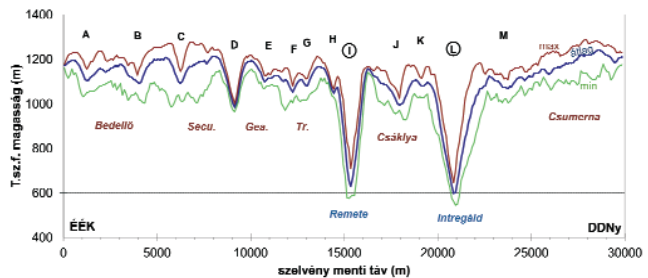


5. ábra. A Torockói-hegység elhelyezkedése

A fővonulat fehér körvonala a vizsgált elemzési sáv határa is egyben. K: Nyenyed Kőköz; R: Remetei-szoros; I: Intregáldi-szoros; B: Szolcsvai-barlang; Tr.: Torockó-tető; Gea: Geamănu-tető

Figure 5. Location of Trascău/Torockó Mts

White outline marks the main ridge and the swath boundary. Legend: K: Cheile Vălișoarei; B: Huda lui Papară Cave; R: Cheile Râmețului; I: Cheile Intregalde. Secu: D. Secului; Gea: Vf. Geamănului; Tr: D. Tărcăului



6. ábra. Sávszelvény a Torockói-hegység fővonulatának csapásirányában

A–M: keresztvölgyek helyei

Figure 6. Swath profile along the strike of the main ridge of Trascău Mts

Numbers A–M mark cross valley locations

600 m t.sz.f. talpmagassággal az aktív Remetei- és Intregáldi-szoros. De a kisebbek is jól kivehetők a sávszelvényen. Mivel a fennsíkot teljesen átmetszik, ezért mind a három görbén (maximum, átlag, minimum) lokális minimum látszik, és mivel az elemzési sáv irányára merőlegesek ezért hozzávetőleg ugyanannál a szelvény menti távolságnál jelentkeznek. Összesen 11 ilyen száraz keresztvölgyet azonosíthatunk a sávszelvény alapján, ezek közül a legnagyobb („D” a 6. ábrán) relatív mélysége ~200 m, míg a kisebbek esetében ~50 m mély völgyekről van szó. Így a karsztfennsík tulajdonképpen konzervált egy korábbi, jellemzően NyÉNy–KDK-i lefolyásirányt. Feltételezve, hogy egy adott időpillanatban a völgyek talpmagassága a helyi erózióbázishoz igazodva kevésbé tér el egymástól (amint ez ma a Remetei- és Intregáldi-

patakokra teljesül), a jelen talpmagasságok durván a völgyek szárazzá válásának relatív sorrendjét jelzik.

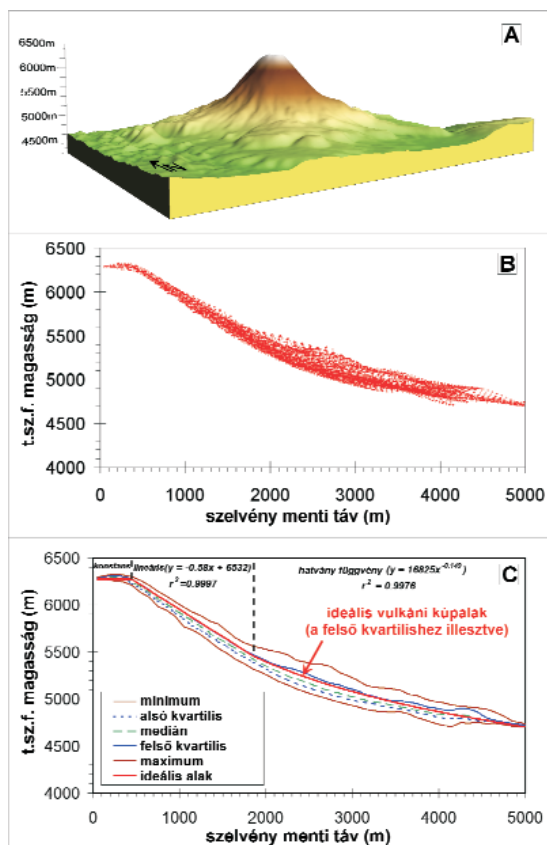
További fontos információ még a sávsvélvény alapján, hogy a fővonulat tetőszintje enyhe horpadást mutat, azaz középtájon (a Csáklya-fennsíkánál) mintegy 100 m-rel alacsonyabb, mint ettől északra és délre. Ez a tény akár szerepet játszhatott abban is, hogy miért éppen az itt keresztül folyó Remetei- és Intregáldi-patak volt képes aktívan megőrizni a keresztvölgyét. E probléma kielégítő megválaszolása azonban további vizsgálatokat igényel. Mivel e keresztvölgyekhez kötődő törésvonalak nem ismertek, ezért feltehető, hogy a megoldáshoz a paleo-vízhozamok, illetve az ezzel összefüggő paleo-vízgyűjtők részletesebb elemzése révén lehet közelebb kerülni. A torockói esettanulmány részletesebb bemutatása TELBISZ et al. (2012) tanulmányában olvasható.

Vulkán-rekonstrukció centrális sávsvélvények alapján andokbeli példák

A Középső-Andok mintegy 4000 m magas Altiplano fennsíkján számos vulkáni kúp található. Akadnak közöttük ma is működő vulkánok (pl. Parinacota, 7. ábra a) de visszafelé, a miocénig, mindenféle kor előfordul. Meglepő módon a hazai, erősen lepusztult vulkánjainkkal (Börzsöny,

Mátra) egyidős vulkánok itt még igen szépen őrzik az elsődleges vulkáni formakincset, kúp alakjuk is jól fölismérhető. Az ok természetesen az elmúlt időszak rendkívül száraz éghajlatában keresendő. E vulkánok lepusztulási ütemét próbáltuk megragadni az alapján, hogy az eredeti, közel tökéletes kúpalakhoz képest mekkora térfogat hiányzik az adott tűzhányóból (KARÁTSÓN et al. 2011). Ehhez először ezt a kúpalakot kellett DTM alapján megalkotni, amihez a centrális sávsvélvény nyújtott segítséget.

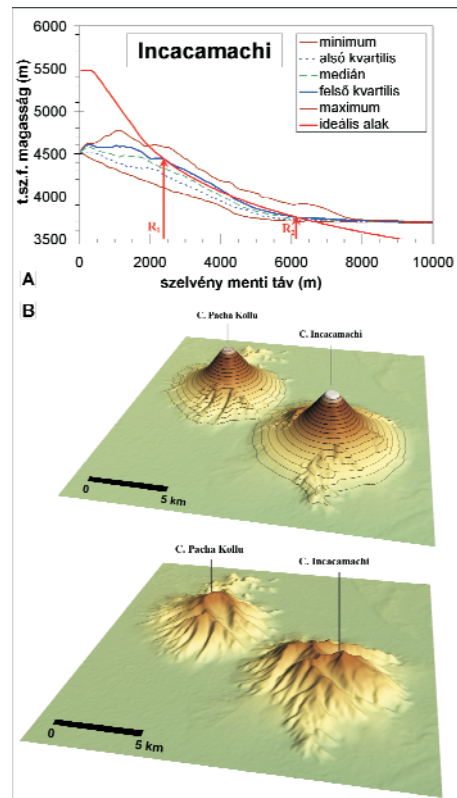
Elsőként egy aktív vulkán (Parinacota) alapján elkészítettük az „ideális vulkáni kúpalak” modelljét. SZÉKELY & KARÁTSÓN (2004) polárkoordinátás megközelítését a sávsvélvény koncepciójával ötvözve a centrális sávsvélvény úgy készült el, hogy a vulkán középpontjától mért távolságok függvényében ábrázoltuk a magasságokat (7. ábra b), illetve számoltuk ki az egyes zónák (itt: körgyűrűk) statisztikai jellemzőit (7. ábra c). Az egyedi, pozitív formák (pl. kisebb parazitakúpok) befolyásoló hatását nem kívántuk figyelembe venni, ezért a felső kvartilist tekintettük mérvadónak, erre illesztettünk egy három részből álló függvényt, ami az „ideális vulkáni kúpalakot” leírja. Az első rész a kráter szintje, amit konstans függvénnyel írhatunk le, a második rész a kúp felső része, amelyet lineáris függvény (azaz valódi kúpalak) jellemez, végül a kúp alsó része, amelyet fokozatosan ellaposodó hatványfüggvénnyel tud-



7. ábra. Az „ideális vulkáni kúpalak” származtatása
a) a Parinacota tűzhányó 3D DTM-je; b) magasság - (centrális) távolság pontfelhő; c) függvények illesztése

Figure 7. Derivation of the „ideal volcanic cone profile”

a) 3D representation of Parinacota volcano DTM; b) elevation - (central) distance point cloud; c) fitting of functions



8. ábra. Lepusztult vulkánok virtuális kúp-rekonstrukciója

a) az „ideális kúpalak” illesztése a lepusztult vulkán centrális sávsvélvényének felső kvartiliséhez (R1 és R2 az illesztés határait jelzik). b) a rekonstruált kúpalak két szomszédos vulkán (Incacamachi és Pacha Kollu) esetében.

Figure 8. Virtual reconstruction of eroded volcanic cones

a) Fitting of the „ideal volcanic cone profile” to the upper quartile curve of the eroded volcano (R1 and R2 mark the endpoints of the fitting interval); b) reconstructed cones of two neighbouring volcanoes (Incacamachi and Pacha Kollu)

tunk közelíteni. A térség más működő vulkánjaival való összehasonlítás igazolta, hogy ebben a térségben, erre a típusú andezites rétegvulkánra ez az „ideális vulkáni kúpalak” megfelelő, így a kihunytt tűzhányók kezdőállapotaként alkalmazható ez a modell (a technikai részletekkel kapcsolatban lásd KARÁTSON et al. 2011).

Második lépésben a már részben lepusztult vulkánokra készítettük el ezeket a centrális sávszelvényeket. Majd a lepusztult vulkán sávszelvényének felső kvartilis görbéjéhez illesztettük az „ideális vulkáni kúpalak” görbéjét (8. ábra a). Az illesztett görbe alapján pedig kiegészítettük a lepusztult vulkán DTM-jét, így megkaptuk, hogy milyen lehetett az eredeti vulkán (8. ábra b). Az eredeti és a mai állapot térfogatkülönbsége alapján pedig meg tudtuk határozni a lepusztulást.

Következtetések és összefoglalás

A keresztmetszvények esetlegességének kiküszöbölésére alkalmas módszer a sávszelvény elemzés (swath analízis). A módszer lényege, hogy (i) lehatároljuk a vizsgálni kívánt sávot, ami általában téglalap (de ez nem szükségszerű), majd (ii) a magassági pontokat a szelvény menti táv alapján kategóriákba soroljuk, végül (iii) az egyes kategóriák statisztikai jellemzőit (leggyakrabban: minimum, átlag, maximum) ábrázoljuk a távolság függvényében. Három eset tanulmányt mutattunk be, amelyek a sávszelvényelemzés alkalmazásait világítják meg.

Először a Kőszegi-hegység és Rába közötti dombvidék példáján megmutattuk, hogy a sávszelvény alapján kiválóan azonosíthatók a dőlő felszínek, még abban az esetben is, ha az eredeti felszín már jelentős mértékben felszabdaldott. Itt

hívtuk fel a figyelmet arra is, hogy a sávot keresztvező formák (völgyek, peremek) sávszelvényben megfigyelhető alakja függ attól, hogy milyen szöveget zárnak be a sávval. Merőleges keresztvezés esetén a minimum, átlag és maximum görbékben ugyanott lesz a változás, míg ferde keresztvezés esetén a változás eltolódik az egyes görbékben.

Másodikként a Torockói-hegység száraz keresztvölgyei-nek („wind gap”-jeinek) kimutatására alkalmaztuk a sáv-szelvényelemzést. Ezek a völgyek a fővonulatot keresztvező olyan völgyek, amelyek a karszt kiemelkedése következtében szárazzá váltak. 11 ilyen keresztvölgyet sikerült azonosítani, amelyek a terület vízhálózati fejlődéstörténetének megrajzolásához fontos adalékot jelentenek. A sávszelvény szempontjából különlegessége e példának, hogy a sáv nem szabályos téglalap alakú volt, hanem a fennsíkhöz igazodott a lehatárolása.

Végül a Középső-Andok tűzhányói kapcsán példát láthattunk centrális sávszelvényre, ahol a szelvény menti távolságot nem egy vonal mentén, hanem a középponttól értelmeztük. Ezek a centrális sávszelvények lehetővé tették a térség andezites vulkánjaira jellemző „ideális vulkáni kúpalak” modelljének megalkotását, majd e kúpalak illesztését a lepusztult tűzhányókra, melynek segítségével e vulkánok lepusztulását lehetett jellemezni.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük lektoraink, CSILLAG Gábor és JORDÁN Győző tanácsait és segítő megjegyzéseit. A kutatást, illetve a cikk megjelenését részben az OTKA NK83400 (SourceSink Hungary) támogatta, KOVÁCS Gábor kutatását a TÁMOP-4.2.2/B-10/1-2010-0030 pályázat finanszírozta.

Irodalom — References

- ÁDÁM L. 1962: A Rábántúli kavicstakaró. — In: ÁDÁM L., GÓCZÁN L., MAROSI S., SOMOGYI S. & SZILÁRD J.: *Néhány dunántúli geomorfológiai körzet jellemzése.* — *Földrajzi Értesítő* **11/1**, 41–52.
- BARNES, J. B., EHLERS, T. A., MCQUARRIE, N., O’SULLIVAN, P. B. & PELLETIER, J. D. 2006: Eocene to recent variations in erosion across the central Andean fold-thrust belt, northern Bolivia: Implications for plateau evolution. — *Earth and Planetary Science Letters* **248**, 118–133.
- BISHOP, M. P., SHRODER, J. F. & COLBY, J. D. 2003: Remote sensing and geomorphometry for studying relief production in high mountains. — *Geomorphology* **55**, 345–361.
- BOOKHAGEN, B., THIEDE, R. C. & STRECKER, M. R. 2005: Abnormal monsoon years and their control on erosion and sediment flux in the high, arid northwest Himalaya. — *Earth and Planetary Science Letters* **231**, 131–146.
- CHAMPAGNAC, J.-D., SCHLUNEGGER, F., NORTON, K., von BLANCKENBURG, F., ABBÜHL, L. M. & SCHWAB, M. 2009: Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. — *Tectonophysics* **474**, 236–249.
- FIELDING, E., ISACKS, B., MUAWIA, B. & DUNCAN, C. 1994: How flat is Tibet? — *Geology* **22**, 163–167.
- FIELDING, E. J. 1996: Tibet uplift and erosion. — *Tectonophysics* **260**, 55–84.
- FOSTER, D., BROCKLEHURST, S. H. & GAWTHORPE, R. L. 2008: Small valley glaciers and the effectiveness of the glacial buzzsaw in the northern Basin and Range, USA. — *Geomorphology* **102**, 624–639.
- GARZIONE, C. N., HOKE, G. D., LIBARKIN, J. C., WITHERS, S. B., EILER, J., GHOSH, P. & MULCH, A. 2008: Rise of the Andes. — *Science* **320**, 1304–1307.
- GODARD, V., LAVÉ, J., CARCAILLET, J., CATTIN, R., BOURLES, D. & ZHU, J. 2009: Spatial distribution of denudation in Eastern Tibet and regressive erosion of plateau margins. — *Tectonophysics* **491/1–4**, 253–274.

- GROHMANN, C. H. 2004: Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. — *Computers and Geosciences* **30**, 1066–1067.
- GUNNELL, Y., CALVET, M., BRICHAU, S., CARTER, A., AGUILAR, J.-P. & ZEYEN, H. 2009: Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. — *Earth and Planetary Science Letters* **278**, 208–218.
- HEVESI A. 2002: Karsztos hegységeink arculata. — In: KARÁTSZON D. (szerk.) 2002: *Magyarország földje. 2. kiadás.* — Magyar Könyvklub Rt., Budapest, 310–315.
- HOKE, G. D. & GARZIONE, C. N. 2008: Paleosurfaces, paleoelevation, and the mechanisms for the late Miocene topographic development of the Altiplano plateau. — *Earth and Planetary Science Letters* **271**, 192–201.
- JASKÓ S. 1964: A nyugat-vas megyei barnaköszénterület. — *Földtani Kutatás* **7/2–3**, 24–48.
- JASKÓ S. 1995: A Kárpátmedence nyugati szegélyének neotektonikája. — *Földtani Közlemény* **125/3–4**, 215–239.
- JOHNSON, C. B., FURLONG, K. P. & KIRBY, E. 2009: Integrated geomorphic and geodynamic modeling of a potential blind thrust in the San Francisco Bay area, California. — *Tectonophysics* **471**, 319–328.
- KARÁTSZON, D., TELBIŠZ, T. & WÖRNER, G. 2011: Erosion rates and erosion patterns of Neogene to Quaternary stratovolcanoes in the Western Cordillera of the Central Andes: an SRTM DEM based analysis. — *Geomorphology* **139–140**, 122–135.
- KORUP, O., SCHMIDT, J. & MCSAVENEY, M. J. 2005: Regional relief characteristics and denudation pattern of the western Southern Alps, New Zealand. — *Geomorphology* **71**, 402–423.
- KOVÁCS, G., SZÉKELY, B. & PAPP, S. 2008: Observations of the surface evolution of Pinka Plain: mass movements and neotectonics. — In: KAISER, H. K. & KIRNER, R. (eds): *Proceedings of the Junior Scientist Conference 2008.*, Vienna, 309–310.
- KÜHNI, A. & PFIFFNER, O. A. 2001: The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. — *Geomorphology* **41**, 285–307.
- MANCINI, M., D'ANASTASIO, E., BARBIERI, M. & DE MARTINI, P. A. 2007: Geomorphological, paleontological and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotope analyses of early Pleistocene paleoshorelines to define the uplift of Central Apennines (Italy). — *Quaternary Research* **67**, 487–501.
- MARTONNE, E. DE 1924: Excursions géographiques de l'Institut de géographie de l'Université de Cluj, Résultats scientifiques — *Lucr. Inst. Geogr., Univ. Cluj.*
- MÓGA J. 2004: Az Erdélyi-középhegység karszttípusai. — *Karsztfelődés IX.*, Szombathely, 229–250.
- MUNROE, J. S. 2006: Investigating the spatial distribution of summit flats in the Uinta Mountains of northeastern Utah, USA. — *Geomorphology* **75**, 437–449.
- MUSUMECI, G., RIBOLINI, A. & SPAGNOLO, M. 2003: The effects of late Alpine tectonics in the morphology of the Argentera Massif (Western Alps, Italy–France). — *Quaternary International* **101–102**, 191–201.
- PASCHER, G. A. 1999: *Geologische karte des Burgenlandes 1:200 000.* — Geologischen Bundesanstalt, Wien.
- PRATT-SITULA, B., BURBANK, D. W., HEIMSATH, A. & OJHA, T. 2004: Landscape disequilibrium on 1000–10,000 year scales Marsyandi River, Nepal, central Himalaya. — *Geomorphology* **58**, 223–241.
- RABUS, B., EINEDER, M., ROTH, A. & BAMLER, R. 2003: The shuttle radar topography mission — a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. — *Photogrammetric Remote Sensing* **57**, 241–262.
- REHAK, K., STRECKER, M. R. & ECHTLER, H. P. 2008: Morphotectonic segmentation of an active forearc, 37°–41°S, Chile. — *Geomorphology* **94**, 98–116.
- RIQUELME, R., HÉRAIL, G., MARTINOD, J., CHARRIER, R. & DARROZES, J. 2007: Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S – 28°S). — *Geomorphology* **86**, 283–306.
- ROBL, J., HERGARTEN, S. & STÜWE, K. 2008: Morphological analysis of the drainage system in the Eastern Alps. — *Tectonophysics* **460**, 263–277.
- STALEY, D. M., WASKLEWICZ, T. A. & BLASZCZYNSKI, J. S. 2006: Surficial patterns of debris flow deposition on alluvial fans in Death Valley, CA using airborne laser swath mapping data. — *Geomorphology* **74**, 152–163.
- STEFER, S., MOERNAUT, J., MELNICK, D., ECHTLER, H. P., ARZ, H. W., LAMY, F., DE BATIST, M., ONCKEN, O. & HAUG, G. H. 2009: Forearc uplift rates deduced from sediment cores of two coastal lakes in south-central Chile. — *Tectonophysics*, in Press, Corrected Proof, DOI: 10.1016/j.tecto.2009.05.006.
- STOLAR, D. B., WILLETT, S. D. & MONTGOMERY, D. R. 2007: Characterization of topographic steady state in Taiwan. — *Earth and Planetary Science Letters* **261**, 421–431.
- STÜWE, K., ROBL, J. & MATTHAI, S. 2009: Erosional decay of the Yucca Mountain crest, Nevada. — *Geomorphology* **108**, 200–208.
- SZÉKELY, B. & KARÁTSZON, D. 2004: DEM-based morphometry as a tool for reconstructing primary volcanic landforms: examples from the Börzsöny Mountains, Hungary. — *Geomorphology* **63**, 25–37.
- TELBIŠZ, T. 2011: Large-scale relief of the Slovak Karst and Aggtelek Karst (Gömör–Torna/Gemer–Turňa Karst) — a DEM-based study. — *Hungarian Geographical Bulletin (Földrajzi Értesítő)* **60/4**, 379–396.
- TELBIŠZ T., MARI L. & IMECS Z. 2012: A Torockói-hegység völgyhálózat-fejlődése. — *Földrajzi Közlemények* **136/1**, 22–36.
- THIEDE, R. C., BOOKHAGEN, B., ARROWSMITH, J. R., SOBEL, E. R. & STRECKER, M. R. 2004: Climatic control on rapid exhumation along the Southern Himalayan Front. — *Earth and Planetary Science Letters* **222**, 791–806.
- VAN DER BEEK, P. & BOURBON, P. 2008: A quantification of the glacial imprint on relief development in the French western Alps data. — *Geomorphology* **97**, 52–72.
- WEGMANN, K. W. & PAZZAGLIA, F. J. 2009: Late Quaternary fluvial terraces of the Romagna and Marche Apennines, Italy: Climatic, lithologic, and tectonic controls on terrace genesis in an active orogen. — *Quaternary Science Reviews* **28**, 137–165.
- YIN, A. 2006: Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation. — *Earth-Science Reviews* **76**, 1–131.