

KARSZT-MORFOMETRIAI VIZSGÁLATOK
A BÉLI-HEGYSÉGBEN

MORPHOMETRICAL STUDY OF KARST TERRAINS
IN CODRU-MOMA MOUNTAINS (ROMANIA)

TELBISZ TAMÁS – KIRÁLY ÉVA

ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C.

telbisztom@caesar.elte.hu

Abstract: Codru-Moma Mts are found at the western part of Apuseni Mts (Romania). Karst terrains, namely the plateaus around Dumbrăvița de Codru, Târcaia, Moneasa and Vașcău, occupy about 14% of the surface area of Codru-Moma Mts. Vașcău plateau is the largest (90 km²) of them and bears the highest doline density (10.8 km⁻²) and some outstanding karst features are also found here, e.g. the Peștera Cămpenească cave and the intermittent karst spring of Călugari. Based on field survey and GIS-analysis we carried out a morphometrical study of Vașcău plateau. This plateau is a typical fluviokarst, where dolines are mostly concentrated in valleys (68% of them are found in medium-scale concave landforms according to the DEM-based calculations). We used topographic swath profile analysis to characterize the large-scale relief of the plateau and it is found that it can be divided into two different parts: the western part is a bowl-like plateau, whereas the eastern part is a gently, but uniformly sloping surface with a 3° general inclination towards east. Dolines are present at all elevations of the plateau, but there are two remarkable levels, the most important being at 650-700 m asl, whereas the second highest doline frequency is found at 500-550 m. Uvalas are also characteristic on the plateau, the first type of uvalas (with km² scale area, irregular shape and rugged topography with lots of smaller depressions) are found along faults and overthrusts, whereas the second type of uvalas (with smaller, more circular shape and with less small depressions inside them) are found mainly at valley confluences. Geology highly influences the karstification process, Steinalm limestones and dolomites, Dachstein limestones, upper Triassic gray and pink limestones as well as black dolomites bear the most dolines. Headward erosion and surface runoff on Permian sandstones also play a role in the karst-nonkarst contact. As a summary, it is concluded that the present topography of Vașcău plateau is the result of a gradual transformation of the former fluvial network into dry valleys and large closed depressions, where the former valley network was directed by the general surface trend and the fault structure, and the transformation into karst is driven by the exhumation of mostly upper Triassic limestones and dolomites.

Bevezetés

Az 1200 km² területű Béli-hegység (Codru-Moma) az Erdélyi-szigethegység nyugati részén magasodik, legkiemelkedőbb tetője a Pilis/Pleșu, 1112 m, és a nyugati oldalán futó főgerincének átlagos t.sz.f. magassága 900-1000 m. A Béli-hegység a Bihar „árnyékában” általában kevesebb figyelmet kap, pedig itt is jelentős karsztvidékek találhatók, melyek együttevén a felszín 14%-át foglalják el. Négy karsztos részterületről beszélhetünk: a Köröstárkányi (Târcaia)-fennsíkról, a Havasdombrói (Dumbrăvița de Codru)-fennsíkról, a Menyházai (Moneasa)-karsztról és a legkiter-

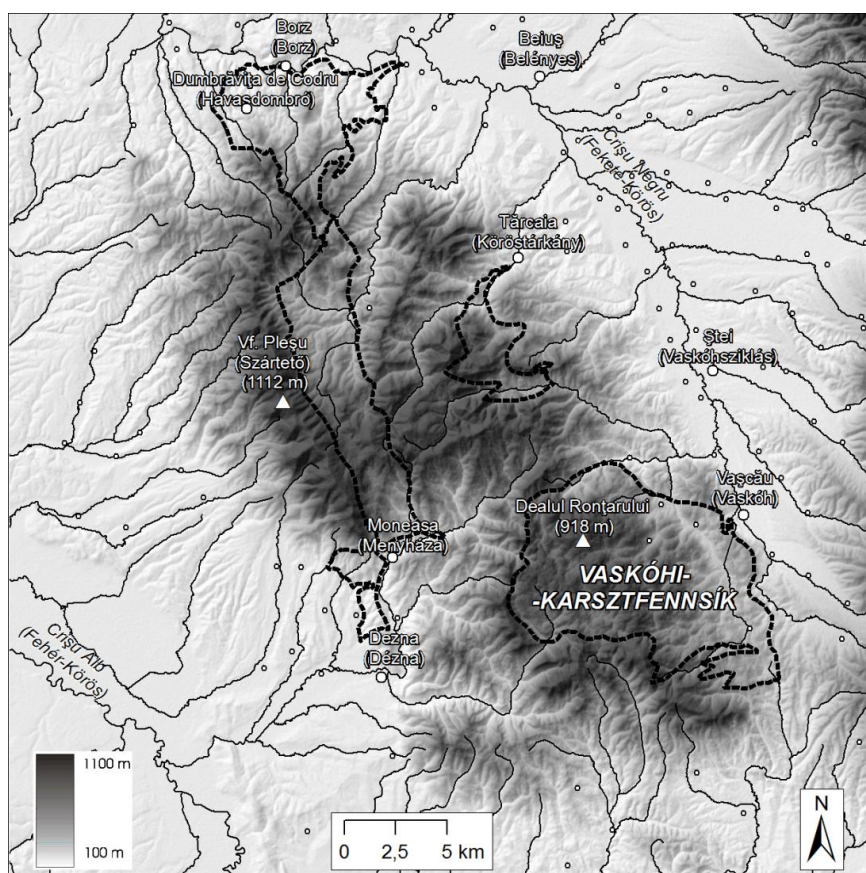
jedtebb Vaskóhi (Vaşcău)-fennsíkról, ezért jelen tanulmányban is elsősorban ez utóbbira összpontosítunk.



1. ábra: A Jócai-barlang (Peștera Cămpenească) víznyelő szádája (Vaskohaszód határában)
Fig. 1: Entrance of Peștera Cămpenească with sinking stream (near Izbu)

A Vaskóhi-karszt felszínén gyakoriak a töbrök, melyeket MIHUTIA (1904), a fennsík egyik korai kutatója az alábbi szavakkal jellemez: ezek a „vízemésztő katlanok, a dolinák, a melyek 200-300 méteres tölcséreikkel oly ijesztően sorakoznak a Kimp-Restyiráta vidékének kietlen mészkő fennsík-ján”. A terület jelentős, látványos karsztjelenségei közé tartozik még a hatalmas, 35 m mély, széles víznyelő aknával induló Jócai-barlang (Peștera Cămpenească, 1. ábra) és a Kalugyeri-dagadóforrás. Ez utóbbi a szakaszos működésű karsztforrások képviselője, vize negyed-félóránként hirtelen megdagad, majd pár perces lassú lecsengéssel elapad. Működését azonban a mindenkori karsztvízszint is befolyásolja, így nem teljesen szabályos. Emiatt vélte úgy a nép, hogy „a kitörések közti időköz nagyobb, ha rossz emberek keresik fel a forrást; a ki azonban tiszta szívű, ez többször látja a tünetényt.” (MIHUTIA 1904). Az újabb kutatások kettős szifonrendszerrel modellezik a forrás működését (ORĂȘEANU, 2010).

Az általános földrajzi, geológiai tanulmányok (pl. SCHMIDL, 1863, PETHŐ 1892, MIHUTIA 1904, SAWICKI 1910, BLEAHU et al. 1979, MÓGA 2004, GÉCZI 2006) mellett hidrogeológiai vizsgálatok (ORĂȘEANU 1985, 1987, ORĂȘEANU, MATHER 2000, ORĂȘEANU 2010) is készültek a területről elsősorban a gyógyfürdők (pl. Menyháza) miatt. Geomorfometriai, illetve azon belül töbör-morfometriai elemzések azonban eddig nem születtek, így jelen tanulmányban ezt a megközelítést tűztük ki célul. A morfometriai megközelítés révén a felszínfejlődést, illetve azon belül a karsztosodást meghatározó tényezőket kívánjuk kiemelni.

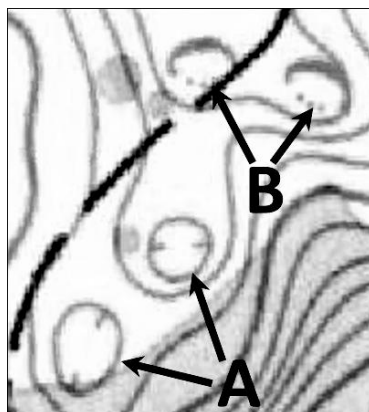


2. ábra: A Béli-hegység digitális terepmodellje (NASA SRTM) és karsztos részterületei (kis kör: települések)
 Fig. 2: NASA SRTM digital terrain model of Codru-Moma Mountains and karst terrains of the mountains (small circles: settlements)

Adat és módszer

Vizsgálataink egyik alapját a terepbejárások képezik, melyek során kézi GPS-készülékek (Garmin) felhasználásával töbör-felmérést is végeztünk. Másrészt térinformatikai-statisztikai eszközök segítségével elemeztük a karsztosodás domborzati, geológiai, hidrológiai jellemzőit és morфомetriai paramétereit.

Alapadatként a NASA SRTM digitális terepmodell 1"-es (~30 m) felbontású változatát használtuk (TIMÁR et al. 2003, 2. ábra). Ezen kívül a terület 1:50 000-es méretarányú geológiai (BLEAHU et al. 1979), illetve 1:25 000-es méretarányú topográfiai térképei jelentették a kiindulási alapot. Ez utóbbiról bedigitalizáltuk a töbröket. Megjegyzendő, hogy a román topográfiai térképeken a töbrök egy részét alaprajzszerűen ábrázolják szintvonallakkal, egy másik részük (a kisebbek) azonban csak szimbólummal szerepelnek (3. ábra).



3. ábra: Alaprajzzal ábrázolt (A) és szimbólummal jelölt (B) töbrök a topográfiai térképen
Fig. 3: Dolines marked with real contours (A) and symbols (B) on the topographic map

A domborzat jellemzésére sávszelvény-elemzést készítettünk, melynek lényege, hogy egy szélesebb sáv összes domborzati adata alapján szerkesztünk keresztmetszést, kiemelve a maximum, minimum, átlag és kvartilis értékeket, ami így kitűnően alkalmas a terep jellemző szintjeinek, lejtésének kimutatására (TELBISZ et al. 2013a). A korábbi vízhálózat rekonstrukciójára a hidrológiai modellezés eszköztárát vetettük be (TELBISZ et al. 2013b). A töbör-morфомetriai elemzéseket az elmúlt években kidolgozott módszerekkel hajtottuk végre (pl. TELBISZ et al. 2005, 2007, 2015).

Eredmények

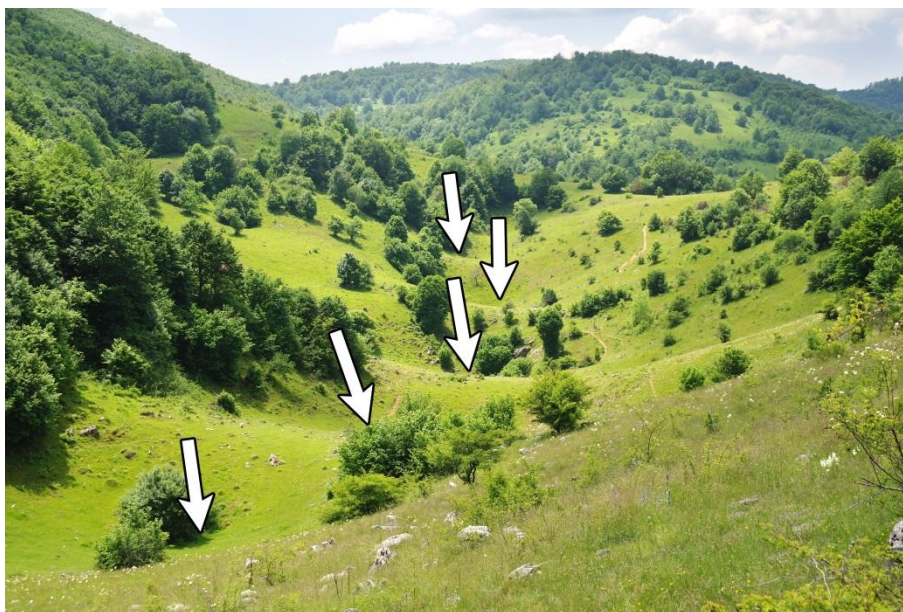
A Béli-hegység karsztos részterületeinek összefoglaló töbör-morfometriai adatait az *I. táblázat* tartalmazza. Ez alapján látható, hogy a Vaskóhi-karszt nem csak a legnagyobb, de egyben a legsűrűbben töbrösödött részterület is.

I. táblázat
Table I

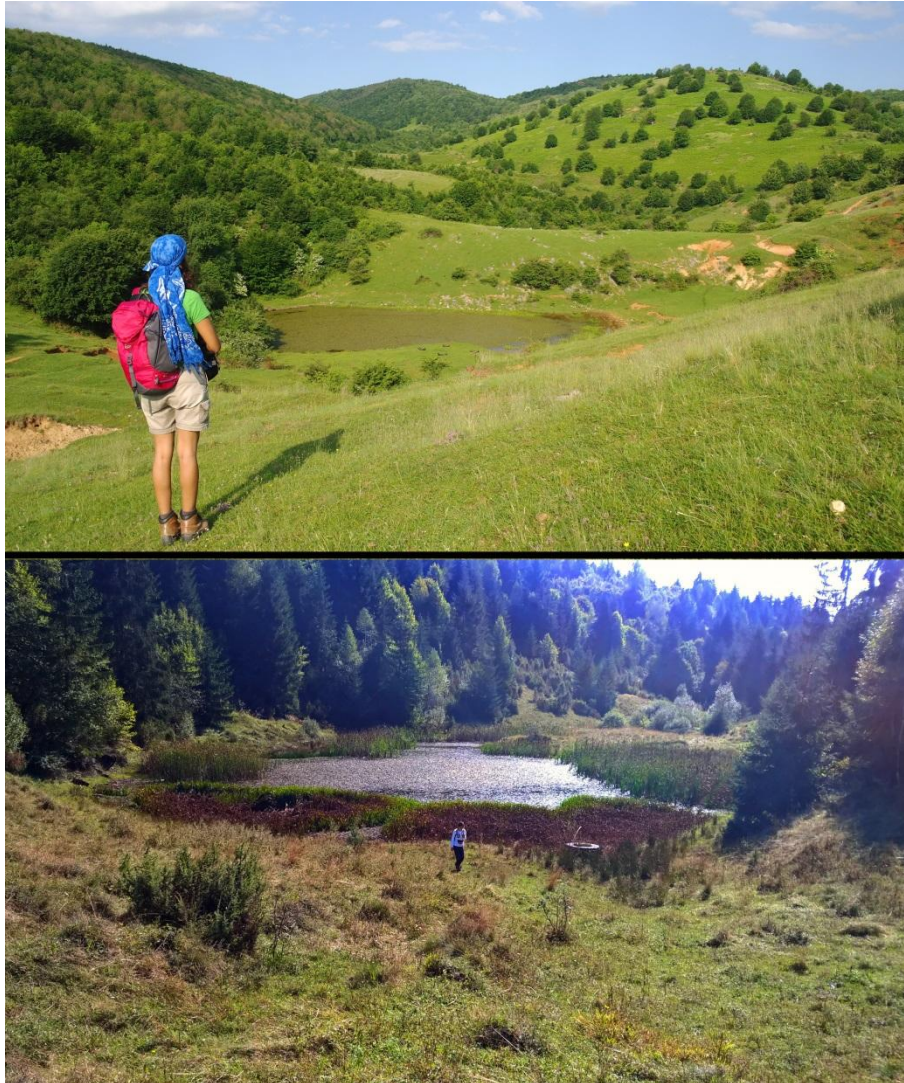
Béli-hegység karsztos részterületeinek összefoglaló morfometriai adatai
General morphometric data of karst terrains in Codru-Moma Mountains

Terület neve	Terület (km ²)	Töbör-szám összesen (zárójelben a szimbólummal jelöltek aránya)	Töbör-sűrűség (db/km ²)
Köröstárkányi-fennsík	13,2	30 (50%)	2,3
Havasdombrói karszt	36	54 (0%)	9
Menyházai karszt	48,8	16 (0%)	0,33
Vaskóhi-fennsík	90,3	973 (61%)	10,8

Áttekintő karsztmorfológiai jellemzés



4. ábra: Töbör-soros völgy a Vaskóhi-karszton. A nyilak a töbrök középpontjait jelzi
Fig. 4: Row dolines in a valley of Vașcău Karst. Arrows point to doline centres



5. ábra: Töbörtavak a Vaskóhi-fennsíkon (fent: Izbuc; lent: Ponoarele falu határában)
 Fig. 5: Doline ponds in Vașcău plateau (up: near Izbuc; bottom: near Ponoarele)

A Vaskóhi-karszt felszínén a legjellemzőbbek a töbör soros völgyek (4. ábra). Terepi megfigyelés alapján is jól érzékelhető, hogy a töbrök többsége a völgyekben helyezkedik el, és viszonylag kevés a függő, illetve tetőhelyzetben található dolina. Bár SAWICKI (1910) elképzelése szerint „a fővölgyek és a földolinasorozatok elrendezéséhez nem lehet ilyen fluviatilis praedispositiot feltételezni, tekintettel a völgyületeket elzáró gátakra, amelyek sokkal magasabbak és szabálytalanabbak, mintsem hogy azokat egy előbb létezett völgyrendszer fenékmaradványainak foghatnók fel”. Mi azon-

ban a töbrök viszonylag kis mérete és jellemzően völgyi elhelyezkedése alapján valószínűnek tartjuk, hogy a lejtőkön egykor összefüggő folyóvízhálózat alakult ki, és a JAKUCS (1971), illetve HEVESI (1984) által leírt fejlődésmenet szerint történt meg az átöröklődés és a töbör soros völgygé alakulás. A völgyek markáns formái lehetővé teszik az egykori vízhálózat rekonstrukcióját, és a mélybefejezések óta történt viszonylagos mélyülés számszerűsítését is (ld. később).

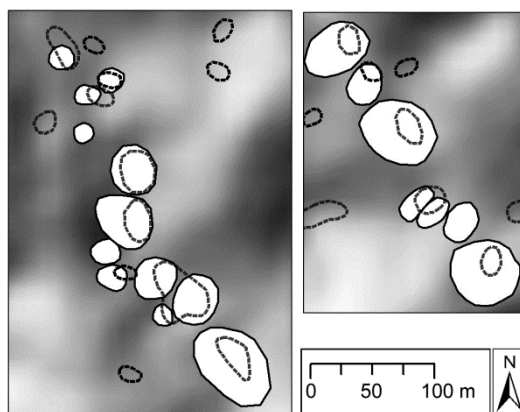
A töbrök gyakran alkotnak összetartozó, de nem feltétlenül egy vonal mentén elhelyezkedő, 10-15 kisebb mélyedésből álló csoportokat, klasszikus megfogalmazás szerint uvalákat (erre később még kitérünk). Még nagyobb kiterjedésű mélyedésekkel elsősorban a nyugati részekben találkozhatunk, ahol akár több tucat kisebb mélyedés alkot nagy, zárt depressziókat, melyeket MÓGA (2004) a román szakirodalom (RUSU 1988) alapján kaptációs (belső lefolyású) medencéknek nevez. Feltűnő még a töbörtavak (5. ábra) viszonylag jelentős száma, amit az egyébként kis vastagságban jelenlévő agyagos kitöltés okoz. Ez a kitöltés helyenként vöröses színű, és analógiák (pl. Királyerdő, Aggtelek) alapján feltehetőleg melegebb időszakok mállástermékeként jött létre. Összesen 15 töbörtó van a Vaskóhikarszton, méretük 580 és 19 585 m² között változik. Mivel alapvetően a csapadékból – illetve esetenként nagyon rövid, időszakos vízfolyásokból – táplálkoznak, továbbá kis méretűek, ezért a száraz időszakok végére többnyire kiszáradnak.

A fennsíkot talajtakaró borítja, ezért a nyílt karrok előfordulása csekély, alapvetően talaj alatti karrosodás zajlik, amit elvértve feltár a talaj lepusztulása. A természetes növénytakaró a lombhullató erdő (tölgy, bükk), ami a fennsík jelentős részén ma is megtalálható (a terület 22%-át foglalja el). A víz elérhetősége miatt a kis települések (Izbuc/Vaskohaszód, Ponoarele/Kalugyer, Cîmp és Cîmp-Moți/Vaskohmező, Colești/Kolafalva) „fölkúsznak” a karsztra, körülöttük kisebb parcellák, gyümölcsösök találhatók, és főként a legeltető állattartás a jellemző. Ezek a földhasznosítási formák máig léteznek, de mint sok más helyen, így itt is, ezek visszaszorulását és a népesség elvándorlását tapasztaljuk, melynek következtében elvadult gyümölcsösök, bozóttal benőtt régi legelők váltakoznak az erdőfoltokkal. Sajátos jelenség, hogy a művelt parcellák itt nem a töbrök alján helyezkednek el, mint általában a balkáni karsztokon, hanem az oldallejtőkön (6. ábra), ami szépen egybeesik SAWICKI (1910) régi megfigyelésével, aki szerint „*míg különben a kultúra a karsztban a dolinák fenekére szorítkozik és a lejtőkről menekül, itt a szántóföldek és települések éppen ezeken vannak, és a dolinák fenekét kerülik.*”



6. ábra: Töbör oldallejtőjén kialakított parcella. A nyíl a töbör középpontját jelzi
 Fig. 6: Parcel at the slope of a doline. Arrow points to the doline centre

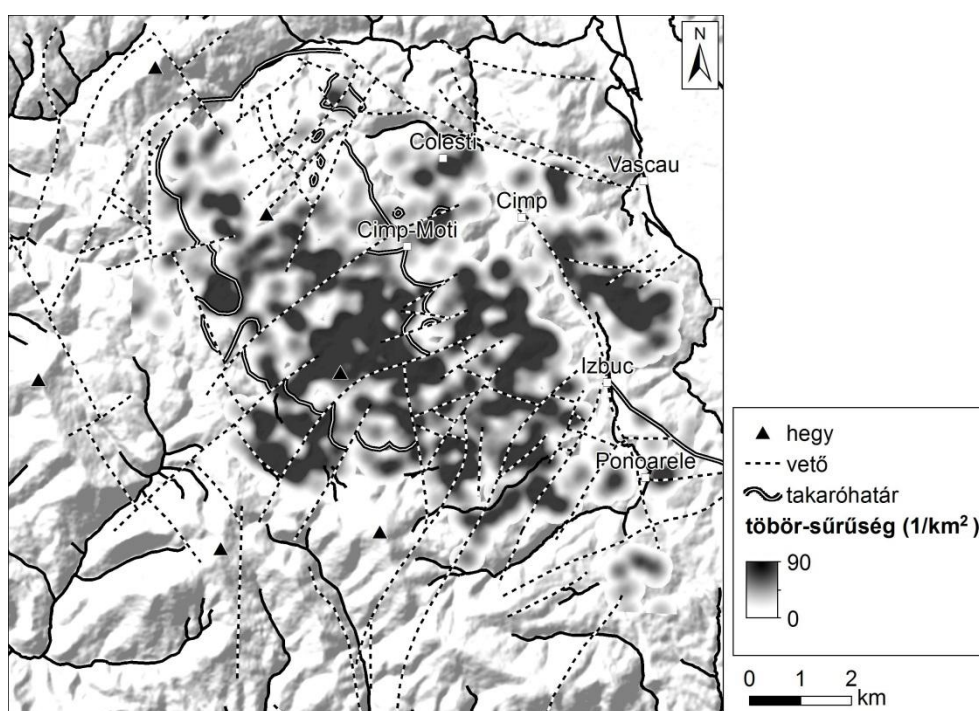
Töbrök elterjedése és jellemző mérete



7. ábra: GPS-szel felmért töbrök (folytonos vonal) és a topográfiai térképen jelölt töbrök (szaggatott vonal) összehasonlítása (bal: Cimp településtől K-re, jobb: Ponoarele településtől Ny-ra található töbör sor).
 Fig. 7: Dolines surveyed by GPS (solid line) and topographic map dolines (dashed line), doline rows are found east of Cimp (left) and west of Ponoarele (right).

A terepi GPS-es mérések tanulságait a 7. ábra mutatja. Összesen 68 töbröt mértünk föl a terepen. Ezek alapján megállapítható, hogy a jelentős részben nyílt terep miatt a töbrök térképi és terepen mért darabszáma (sűrűsége) között az eltérés nem jelent nagyságrendi különbséget, de azért nem is elha-

nyagolható (terepi felméréseink alapján a térképen átlagosan 19%-kal kevesebb töbrös van). Viszont jelentősebb különbség tapasztalható a területükben, aminek elsődleges magyarázata az, hogy a terepen a töbrök határait nem szintvonal mentén vettük fel, hanem ott, ahol a görbület változása jelzi a forma peremét (a valóságban ezt még befolyásolta a terep járhatósága is). Az egységes számítás miatt azonban a töbrös-morfometriai munkák jellemzően a szintvonalhoz, illetve a töbrösperem legalacsonyabb pontjához igazodnak (pl. *TELBISZ* et al. 2005, *BAUER* 2015, *LÁTOS* et al. 2015), így összességében a térképet a Vaskóhi-karszt esetében jónak fogadhatjuk el.

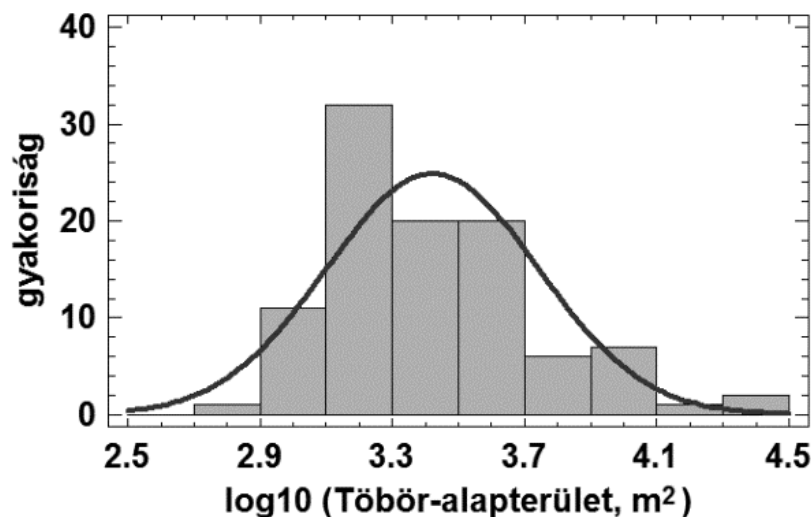


8. ábra: Töbrös-sűrűségi térkép a Vaskóhi-karsztról
Fig. 8: Doline density map about Vașcău Karst

A Vaskóhi-karszton a töbrök nagyrészt egyenletesen helyezkednek el, amit a töbrös-sűrűségi térkép (8. ábra) jól szemléltet. Egyedül az Izbuc és Vaskóh közötti önálló, kis fennsík különül el markánsan, ám a fennsík többi része viszonylag homogén, a peremek mentén egy-egy kissé leszakadó töbrös folttal. A topográfiai térkép alapján összesen 973 töbrös található itt, de 61%-uk csak szimbólumként szerepel, így a töbrös-sűrűség $10,8 \text{ db/km}^2$, ami néhány hasonló adottságú, ismert karsztvidékkel összevetve valamivel kisebb sűrűséget jelez. Összehasonlításképpen: a hasonló térképek alapján elemzett, viszonylag közeli Királyerdő töbrös-sűrűsége $14,1 \text{ db/km}^2$, melyből

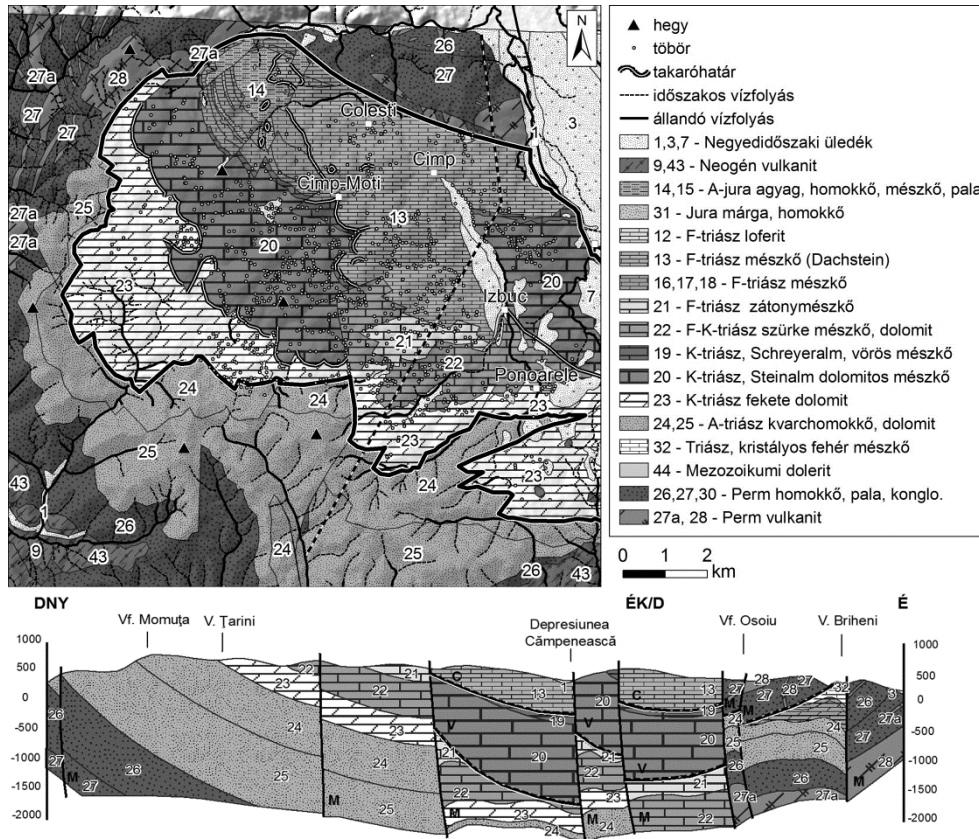
63% a szimbólummal jelölt töbrök aránya (TELBI SZ et al. 2015). Az Aggteleki-karszton LiDAR elemzés alapján 1167 töbröt azonosítottunk, ami $15,5 \text{ db/km}^2$ -es töbr-sűrűségnek felel meg (LÁTOS et al. 2015). A Vaskóhi-karszt kisebb töbr-sűrűségének oka részben az, hogy itt a domborzat völgyekkel jól tagolt, és a töbrök nagyrészt csak ezekben a völgyekben, illetve az uvalákban fordulnak elő.

A töbr-alapterületek statisztikai eloszlása sok más karsztvidékhez hasonlóan itt is lognormális eloszlást mutat (9. ábra), amit a Kolmogorov-Smirnov teszt is igazol. Az eloszlás ábrázolásánál a szimbólumszerű töbröket nem vettük figyelembe, mivel azokhoz pontos méret nem adható meg. Valószínűleg ennek köszönhető, hogy az eloszlás enyhén balra ferdül, mert a szimbólumszerű töbrök az eloszlás bal szárnyából „hiányoznak”. Ha az átlagos alapterület értékét hasonlítjuk össze a korábbiakban említett karsztokkal, akkor azt kapjuk, hogy a Vaskóhi-fennsík töbrei átlagosan kisebbek, mint a Királyerdő vagy az Aggteleki-karszt töbrei, mivel az átlagos töbr-alapterület a Vaskóhi-fennsíkon 2017 m^2 , a két „referencia-területen” pedig rendre 3096 m^2 , illetve 6460 m^2 . Figyelembe véve a domborzat völgyekkel való tagoltságát is, arra következtethetünk, hogy a Vaskóhi-karszt töbrösödése rövidebb ideig tartott és/vagy lassabban ment végbe, mint a másik két említett karsztvidéken.



9. ábra: Töbr-alapterületek gyakorisági eloszlása logaritmikus skálán
Fig. 9: Frequency histogram of doline planform area on a logarithmic scale

Geológiai tényezők hatása



10. ábra: A Vaskóhi-karszt geológiai térképe és keresztmetsvénye (BLEAHU et al. 1979 alapján) valamint a töbrök elhelyezkedése. A keresztmetszvény helyét fekete szaggatott vonal jelöli. A keresztmetszvényen szereplő, C, V, M betűk rendre a Colești, Vașcău, Moma takarók jelölése.

Fig. 10: Geological map and cross-section of Vașcău Karst (after BLEAHU et al. 1979) and the location of dolines. The cross-section baseline is marked by black dashed line. Letters C, V, and M on the cross-section mark Colești, Vașcău and Moma overthrusts, respectively

A Vaskóhi-karszt közzétanilag változatos felépítésű (10. ábra), ami részben a területet korábban ért sokrétű szerkezeti hatásoknak köszönhető. A karsztosodás szempontjából meghatározó kőzetek a középső és felső triász mészkővek, dolomitok, melyek némelyike a magyarországi karsztokon is jellemző kőzetekkel áll rokonságban (pl. Dachstein Mészkő, Steinalm Mészkő, Schreyeralms Mészkő). Ezeket a kőzeteket a későbbi szerkezeti mozgások meggyűrtek és takarókba halmozták, aminek az a fontos következménye lett, hogy a karsztosodásra alkalmas kőzetek vastagsága néhol a 2000 métert is meghaladja (10. ábra). Emiatt sorolják a területet a gyűrte takarós szerkezetű karsztok közé (MÓGA 2004). A Vaskóhi-karszt területén

3 takaró is fellelhető (Colești, Vașcău, Moma; BLEAHU et al. 1979). A hegység kiemelkedését okozó fiatalabb (neogén-kvarter) tektonikus mozgások során ez a takarós szerkezet is összetöredezett, így a fennsík középső részén kialakult egy „sakktábla-szerű” vetőhálózat, és a felszíni közethatárokhoz gyakran vetők, vagy takaró-elvégződések is kapcsolódnak. A töbör-sűrűségben (8. ábra) megfigyelhető e vetők és takarók szerepe, de ez nem kizárólagos, találunk nagy sűrűségű helyeket ezektől függetlenül is. A mészköveket perm és alsó-triász homokkővek, palák veszik körbe, sok esetben ezekről kisebb, időszakos vízfolyások indulnak a karszt felé. A karszt nyugati és déli peremén elvékonyodnak, kiékelődnek a mészkövek. Magán a karszton azonban, kis részeket leszámítva, jelenleg nem található fedőkőzet, így nem állapítható meg, hogy az egykori vízhálózat milyen kőzeten alakult ki. Összességében a vizsgált terület nem önálló, kihantolt, vegyes karsztnak tekinthető.

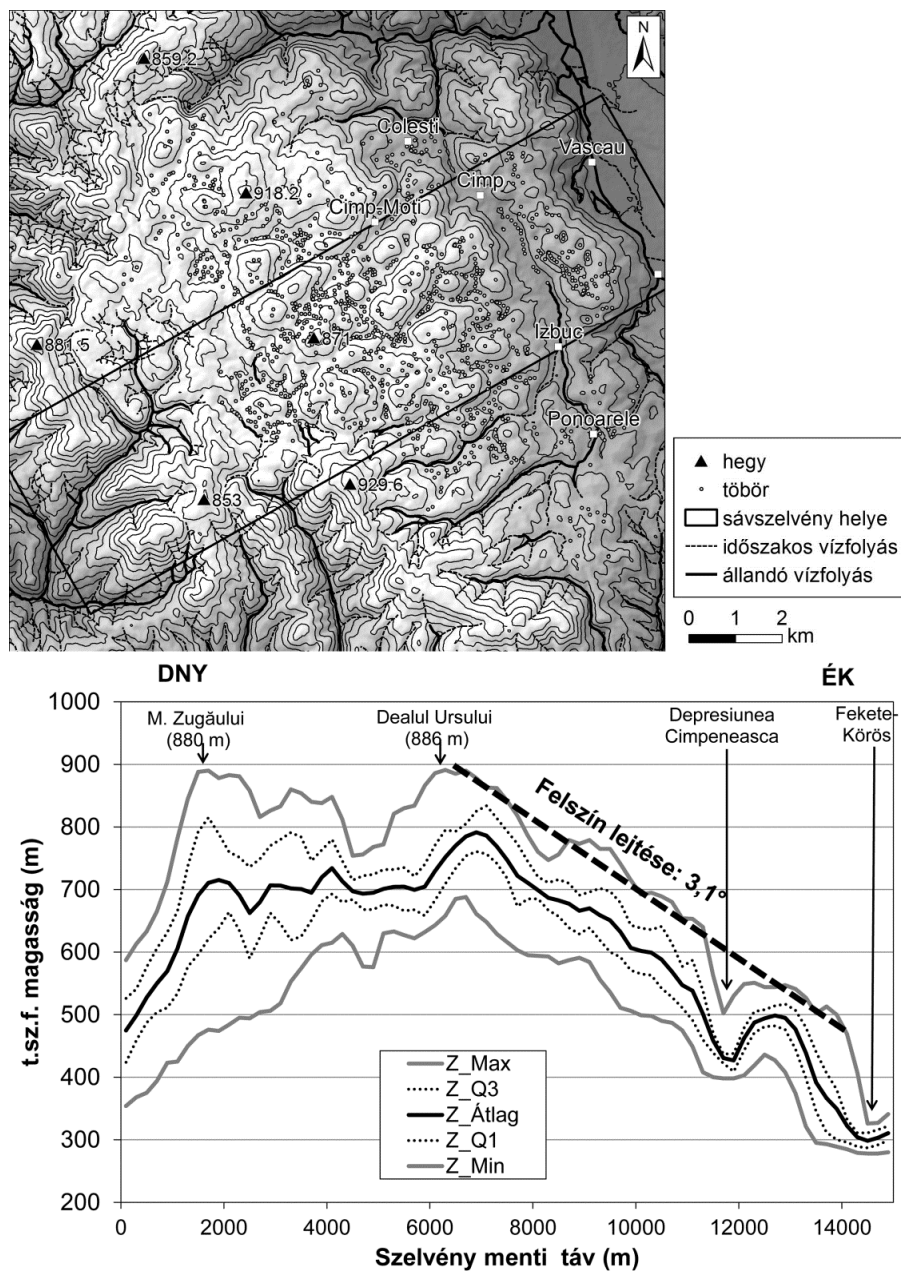
II. táblázat
Table II

A Vaskóhi-fennsík töbreinek morfológiai adatai alapkőzet szerint
Morphometric data of Vașcău Karst dolines by rock type

Kőzettípus (név, Id)	Terület (km ²)	Töbörszám összesen	Töbör-sűrűség (db/km ²)	Átlagos töbör- alapterület (m ²)
13 - Dachstein mészkő (felső triász)	19.6	201	10.2	2014
19 - Schreyeralmsz. mészkő (felső triász)	1.4	19	13.5	4458
20 - Steinalmsz. mészkő, dolomit (felső triász)	22.9	366	16.0	1567
21 - Zátonymészkő (felső triász)	1.9	39	20.5	3204
22 - Szürke/rózsaszín mészkő (felső triász)	7.1	114	16.1	1912
23 - Fekete dolomit (közép triász)	27.2	177	6.5	2504

A térinformatikai elemzés segítségével meghatároztuk (II. táblázat), hogy a karsztosodás szempontjából legjelentősebb a Steinalmsz. mészkő és dolomit, melyen 366 töbör található, a Dachstein mészkő 201 töbörrel, valamint a középső triász fekete dolomit, melyen 177 töbör alakult ki. Ez utóbbi kőzet azért is érdekes, mert „kétarcúan” viselkedik, nyugati részén nem töbrök, hanem vízhálózat fejlődött ki rajta. A legnagyobb töbör-sűrűséget a viszonylag kis kiterjedésű felső triász zátonymészkővön találjuk.

Töbrösödés és domborzat kapcsolata



11. ábra: A Vaskóhi-karszt domborzata és DNY-ÉK-i sávszelvénye
Fig. 11: Relief map and SW-NE swath profile of Vascau Karst

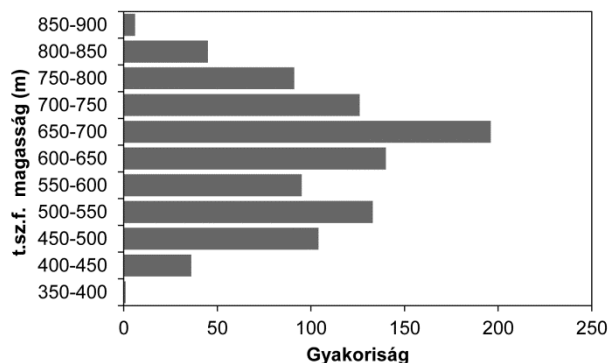
A Vaskóhi-karszt sávszelvénye (11. ábra) alapján a fennsík morfológiáját két fő részre oszthatjuk. A keleti oldalon, a főgerinctől (háttól) a Fekete-Körös völgyéig tartó rész nem túl meredeken ($3,1^\circ$ szögben), de határozottan és egységesen lejt kelet felé. Ez felszindőlés egy korábban elegyengetett, majd később kiemelt és enyhén kibillent felszínre utal. Ezen a részen egyetlen komolyabb bevágás található, a Depresiunea Cămpenească, más néven Sohodol-völgy, mely a fennsík keleti részének jellegzetes felszínformája. A morfológia és a geológiai térkép alapján itt egy vető található, ám ettől keletre és nyugatra a felszín lejtése egybevág, ami alapján a felszín-elegyengetés utáni függőleges elmozdulás mértéke itt nem lehetett túl jelentős. A szerkezeti előrejelzettség azonban egyértelmű. Ugyanakkor a völgyet negyedidőszakos üledék béleli, és futása alapján is megállapítható, hogy egykor patak folyt benne végig észak (Cîmp település) felé. Jelenleg azonban a patak elnyelődik a völgy déli részén a fent említett Jókai-barlangban, míg a hosszanti mélyedés északi része szárazvölgyggyé alakult. Ezen a szakaszon jelenleg a lejtés nem egyenletes, hanem a völgy fő csapásirányára merőlegesen, kis időszakos vízfolyások mélyedései figyelhetők meg, melyek a Sohodol-völgy keleti pereme mentén kialakult nyelőkben végződnek.

A sávszelvényről (11. ábra) továbbá megállapítható, hogy a fennsík nyugati fele valóban sík, pontosabban széles tálra emlékeztet. A tál nyugati peremén homokkő alkotja a gerincet, keleti peremét viszont a Vaskóhi-takaró mészkővének elvégződése jelöli ki, a kettő között nagyrészt a fent említett fekete dolomit húzódik. A „tál” nagyobb része töbörmentes, csak a délkeleti végében fordulnak elő jelentős számban töbrök. Egyes elképzelések () szerint erről a területről korábban kelet felé folyhattak le a vizek, de ha a keleti oldal lejtését a tál nyugati széléig meghosszabbítjuk, akkor azt kapjuk, hogy a tál nyugati peremének 200 m-rel magasabbnak kellett lennie, és nem világos, hogy mi okozhatta az egyébként keményebb mészkő és dolomit ilyen mértékű viszonylagos lepusztulását. Így a „tál” korábbi felszíni lefolyásiránya egyelőre nem határozható meg egyértelműen. Elképzelhető, hogy dél, illetve nyugat felé volt lefolyása.

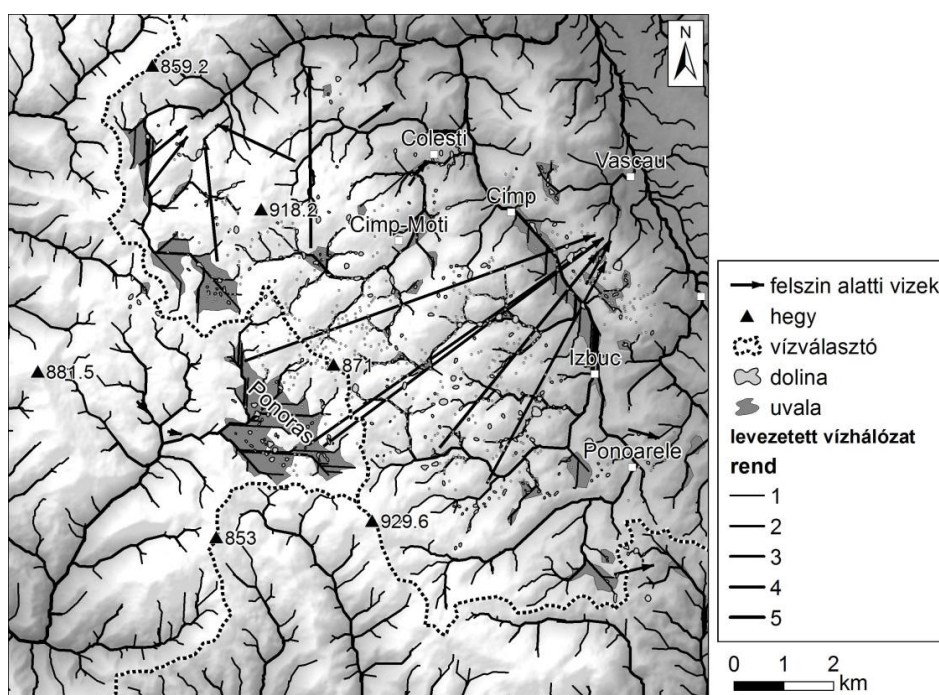
A töbrök tengerszint feletti magassága alapján készült hisztogramról (12. ábra) leolvasható, hogy a legjellemzőbb szint a 650-700 m közötti, ez megfelel a „tál” keleti oldalának és a központi gerinctől keletre eső részeknek, a második legfontosabb szint az 500-550 m közötti, ami az Izbuc és Vaskóh közötti önálló fennsíktag sűrűn töbrösödött szintjéhez kapcsolódik.

A DTM alapján meghatároztuk a töbröket hordozó felszín általános görbületét. Ehhez a domborzatmodellt először simítottuk egy 5 cella sugarú átlagoló szűrő segítségével, hogy valóban a makroformákat, a völgyeket, hátakat kapjuk meg, és ne az egyedi kisformákat. Így a homorú részek a

völgyeknek, a domború részek pedig a hátaknak feleltethetők meg. Majd a töbrök középpontjaira meghatároztuk a hordozó felszín görbületét. Így megkaptuk, hogy a töbrök 68%-a homorú térszínen található, azaz völgyi töbör, ami számszerűleg igazolja terepi megfigyeléseinket, és a Vaskóhi-karszt egyik fontos jellegzetességét, a völgyi töbör sorok nagy arányát.



12. ábra: Töbrök magassági eloszlása a Vaskóhi-karszton
Fig. 12: Elevation histogram of dolines on Vășcău Karst



13. ábra: DTM alapján rekonstruált vízhálózat a Vaskóhi-karszton
Fig. 13: DTM based drainage network reconstruction on Vășcău Karst

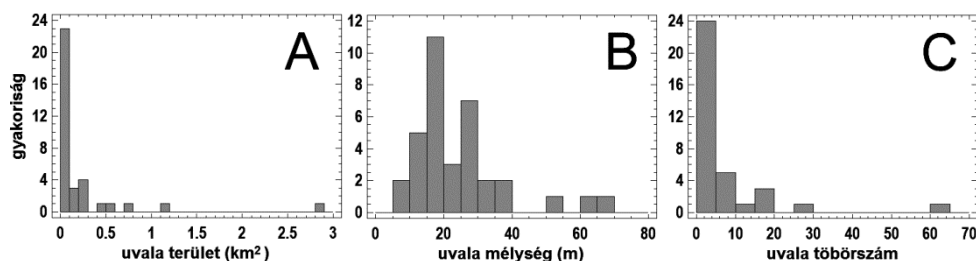
Mivel a völgyek ma is meghatározó elemei a domborzatnak, ezért a DTM segítségével a hidrológiai modellezés eljárásaival a vízhálózat jól rekonstruálható a Vaskóhi-karszton, ennek eredményét mutatja a 13. ábra. Az eljárás lényege, hogy a zárt mélyedéseket feltöltjük a perem legalacsonyabb pontjáig, és a lefolyást ezt követően határozzuk meg. A feltöltési mélységek nem túlságosan nagyok, néhány kivételes helyzettől eltekintve 30 m alatt maradnak, azaz a vízhálózat mélységi lefejezésekkel történő átalakulása után ekkora viszonylagos mélyülést okozott az oldás, illetve víznyelőképződés. Ez nem nagy érték, néhány évtized alatt kialakulhat, de a felszíni lefolyás megszűnésével lelassulhat a relatív mélyülés, és hosszú időre konzerválódhat a kép, ezért pontos időbecslésre nem használható. Mindenesetre a fenti módon rekonstruált vízhálózat valós képet ad: a központi, felszíni vízvásztótól keletre eső részeken K-ÉK felé tartó vízfolyásokkal, melyeket a töréshálózat jelentős mértékben befolyásolt. A felszín alatti vízvásztó azonban eltér a felszíntől, amint azt ORÁŞEANU (1985, 1987) hidrogeológiai vizsgálatai igazolták, és a központi gerinctől nyugatra eső nagy uvalából a felszín alatt kelet felé mozognak a vizek a jellemző rétegdőlésnek megfelelően. Délen és nyugaton, a homokköveken ágas jellegű vízhálózat figyelhető meg, ami völgyfők hátravágódására utal. Tekintettel arra, hogy ezeken a részeken a karsztosodó dolomit kivékonyodva érintkezik a homokkövel (10. ábra), és a nyugati részeken a fekete dolomitra is ráhúzódik ez a vízhálózat, itt esetleg a karsztperem lassú hátrálása feltételezhető.

Uvala vagy kaptációs medence?

A vízhálózat levezetése során meghatároztuk a nagyobb zárt mélyedéseket is, melyeket a 30 m felbontású DTM alapján azonosítani lehetett. Ezek közül a kisebbeket (25000 m^2 alattiakat) kizártuk, mivel ezek lényegében még nagyobb töbröknek megfeleltethető felszínformák. Az ennél nagyobbakat (35 db) uvalának tekintettük. Elemeztük az uvalák területi kiterjedését, mélységét és a bennük előforduló töbrök számát (14. ábra). A legnagyobb közülük a központi gerinctől nyugatra elhelyezkedő Ponoras-mélyedés (13. ábra), melynek területe $2,87 \text{ km}^2$, mélysége 69 m, és 63 kis töbrő található benne.

Az uvalára a szakirodalomban többféle meghatározás létezik, leggyakrabban „*ikertöbrőnek*”, illetve több dolinából álló nagyobb, zárt mélyedésnek tekintik. A közelmúltban ČALÍČ (2011) közölt egy alapos elemzést az uvalákról. Ennek végkövetkeztetése az volt, hogy az uvala egy olyan, töbrő és polje mérettartomány közötti felszínforma, melynek méretét km-es hossz és 40-200 m-es mélység jellemzi, továbbá szabálytalan körvonalú, töbrőkkel

tagolt aljzatú, üledékes kitöltés nem jellemző benne és oldás révén alakul ki, tektonikusan töredezett zónákban.



14. ábra: Az uvalák alapterület (A), mélység (B) és többszám (C) szerinti gyakorisági eloszlása
Fig. 14: Frequency histogram of uvala base area (A), depth (B) and doline number (C)

A „kaptációs medence” karsztos, azaz felszín alatti vízlevezetéssel jellemezhető, nagyobb méretű, zárt mélyedés (RUSU 1988, MÓGA 2004), ezek között azonban van olyan is, amelyik a poljékhez hasonlóan üledékes kitöltéssel, viszonylag sík aljzattal rendelkezik (pl. a Toaia-mélyedés a Királyerdőben, vagy a Ponor-rét a Biharban), és olyan is, amelyik a Čalić-féle uvalának felel meg, azaz tagolt aljzatú.

Morfometriai elemzésünk alapján a Vaskóhi-karszt nagyobb területű, zárt mélyedései közül a legnagyobb 4-5 tekinthető a Čalić-féle definíció értelmében uvalának. Ezek közül a korábbiakban már tárgyalt Sohodol-völgy patak völgyből alakult zárt karsztos mélyedéssé, a többi esetben viszont komplex, oldással kialakult mélyedésekről van szó, melyek a takaróhatárhoz, vetővonalakhoz is kapcsolódnak. A kisebb uvalák jellemzően a korábbi vízhálózat összefolyási pontjainál alakultak ki, amelyek egyébként gyakran a törésvonalak metszéspontjai is egyben.

Következtetések

A Vaskóhi-karszt tipikus mérsékelt övezeti fluviokarszt, melynek kialakulásában a korábbi és részben még ma is létező völgyhálózat fontos szerepet játszott. A többsűrűség harmadával ritkább, a formák harmad-kétharmad akkorák, mint az összehasonlításképp figyelembe vett Aggteleki-karszton, illetve a Királyerdőben. A fennsík domborzatilag két eltérő részre osztható: egy nyugati tál alakú egységre és egy keleti, egyenletesen, 3°-ban lejtő részre.

A fennsík karsztosodása aránylag egyenletes, külön domborzati egységet az Izbuc-Vaskóh közötti rész képez, egyébként pedig két jellemző szintben, 650-700 m és 500-550 m között alakult ki a legtöbb dolina. Jelenlétük a fennsíkon a nagyobb zárt mélyedések, az uvalák, melyek két típusba

sorolhatók, a legnagyobbak a ČALIC (2011) félé definíciónak megfelelő, km²-es nagyságrendű, szabálytalan alakú, több tucat kis mélyedéssel tagolt formák – ezek jellemzően vetők mentén, illetve takaróhatároknál alakultak ki; míg a többi kisebb, kerekded forma leggyakrabban a völgy-összefolyásokhoz kapcsolódik.

A karsztosodásra legalkalmasabb kőzetek a Steinalm mészkő és dolomit, illetve a Dachstein mészkő, a felső-triász szürke és rózsaszín mészkő, továbbá a fekete dolomit, ám ez utóbbi helyenként vízzáróként viselkedik. A takarós szerkezet miatt a fennsík középső részein 1500-2000 m vastag a karsztosodásra alkalmas mészkő. A felszíni közethatárok egy része vetődéshez köthető szerkezeti vonal is, ám a déli és nyugati peremeken kiékelődik a mészkő (dolomit), és alóla vízzáró perm és alsó-triász homokkövek bújnak elő. Ezeken a peremeken dél és nyugat felől a patakok hátráló eróziója a karsztot is érintheti.

A völgyi átöröklődés jelentőségét jelzi, hogy a töbrök 68%-a homorú felszínformán, azaz főleg völgyben található. Nyitott kérdés, hogy mi lehetett az a fedőkőzet, amin a korábbi völgyhálózat kialakult. Ám magát az egykori vízhálózatot, a hidrológiai modellezés segítségével, a mai völgyeket figyelembe véve, jól lehet rekonstruálni.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA 115472 számú pályázata támogatta.

IRODALOM

- BAUER, CH. (2015): Analysis of dolines using multiple methods applied to airborne laser scanning data – *Geomorphology* 250, pp. 78-88.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.08.015>
- BLEAHU, M.–PANIN, S.–TOMESCU, C.–STEFAN, A.–ISTRATE, G.–STEFANESCU, M. (1979): Harta Geologica 1:50 000. Vașcău – Institutul de Geologie si Geofisica.
- ČALIC, J. (2011): Karstic uvala revisited: Toward a redefinition of the term - *Geomorphology* 134/1-2, pp. 32-42.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.029>
- GÉCZI R. (2006): A Béli-hegység földtana és geomorfológiája másfél évszázadnyi kutatás tükrében – in: KISS A., MEZŐSI G., SÜMEGHY Z. (szerk): Táj, környezet és társadalom, SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, pp. 213-224.

- HEVESI A. (1984): Karsztformák kormeghatározásáról és mészkőhegységeink újharmadidőszak végi-jégkori arculatának megrajzolásában játszott szerepükről, a Bükk hegység példáján – Földrajzi Értesítő 33/1-2, pp. 25-36.
- JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája – Akadémiai Kiadó, Budapest, 310 p.
- LÁTOS T.–TELBI SZ T.–DEÁK M.–SZÉKELY B.–KOMA ZS.–STANDOVÁR T. (2015): LiDAR- és topográfiai térkép alapú digitális terepmodellekből levezetett, illetve kézzel digitalizált töbör-körvonalak morfometriai összehasonlítása az Aggteleki-karszt példáján – Karsztfejlődés 20, pp. 145-165.
<http://dx.doi.org/10.17701/15.145-165>
- MIHUTIA S. (1904): A vaskóhi mészkő-fensík hydrographiai viszonyai – Földrajzi Közlemények, 32/1, pp. 1-31.
- MÓGA J. (2004): Az Erdélyi-középhegység karszttípusai – Karsztfejlődés 9, pp. 229-250.
- ORĂȘEANU, I. (1985): Considerations on the hydrogeology of Vășcău plateau (Codru Moma mountains) – Theoretical and Applied Karstology, Institute of Speleology „Emil Racovitza”, Bucharest, Publ 2, pp. 199–209.
- ORĂȘEANU, I. (1987): Hydrogeological study of Moneasa area (Codru Moma Mountains) – Theoretical and Applied Karstology, Institute of Speleology „Emil Racovitza”, Bucharest, Publ 3, pp.175-199.
- ORĂȘEANU, I. –MATHER, J. (2000): Karst hydrogeology and origin of thermal waters in the Codru Moma Mountains, Romania – Hydrogeology Journal 8, pp. 379-389.
<http://dx.doi.org/10.1007/s100400000080>
- ORĂȘEANU, I.–IURKIEWICZ, A. (szerk., 2010): Karst Hydrogeology of Romania – Belvedere, Oradea, 443 p.
- PETHŐ GY. (1892): Vaskóh környékének geológiai viszonyai: jelentés az 1892. évi részletes fölvételekről – A Magy. Kir. Földt. Intézet Évi jelentése 1892-ről, Budapest. pp. 69-107.
- RUSU, T. (1988): Carstul din Munții Pădurea Craiului. Pe urmele apelor subterane – Editura Dacia, Cluj Napoca, 254 p.
- SAWICKI L. (1910): A vaskóhi karszt morfológiájának tényezői – Földrajzi Közlemények, 38/6-7, pp. 282-291.
- SCHMIDL, A. (1863): Das Bihargebirge an der Grenze von Ungarn und Siebenbürgen. – Förster & Bartelmus, Wien, 442 p.
- TELBI SZ T.–BOER Á–CSERNÁTONI A.–IMECS Z.–MARI L.–BOTTLIK ZS.–SZABÓ O. (2015): A Királyerdő karsztvidéke: morfológiai kérdések és élet a karszton – Karsztfejlődés 20, pp. 167-184.
<http://dx.doi.org/10.17701/15.167-184>

- TELBISZ T.–DRAGAŠICE, H.–NAGY B.* (2005): A Horvátországi Biokovo-hegység karsztmorfológiai jellemzése terepi megfigyelések és digitális domborzatelemzés alapján – *Karsztfejlődés* 10, pp. 229-244.
- TELBISZ T.–MARI L.–KOHÁN B.–ČALIČ, J.* (2007): A szerbiai Miroč-hegység töbreinek térinformatikai és GPS-es terepi vizsgálata – *Karsztfejlődés* 12, pp. 71-90.
- TELBISZ T.–KOVÁCS G.–SZÉKELY B.–SZABÓ J.* (2013a): Topographic swath profile analysis: a generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57/4, pp. 488-513. <http://dx.doi.org/10.1127/0372-8854/2013/0110>
- TELBISZ T.–SZÉKELY B.–TIMÁR G.* (2013b): Digitális terepmodellek – ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet Természetföldrajzi Tsz., Budapest, 80 p., ISBN: 978-963-284-372-8.
- TIMÁR G.–TELBISZ T.–SZÉKELY B.* (2003): Űrtechnológia a digitális domborzati modellezésben: az SRTM adatbázis. – *Geodézia és Kartográfia*, 55/12, pp. 11-15.