

Karsztfejlődés 24. köt. (2019.)**Tartalom**

- **MÓGA János , FEHÉR Katalin , SELYEM Zsuzsanna , Daniela STRAT :** **Mikro pszeudokarsztos formakincs vizsgálata a Berca - Arbănași antiklinális iszapvulkáni területein (Románia)** **5-29** [2.59 MB - PDF]
- **VERESS Márton :** **Horizontális növekedésű oldódásos dolinák (tányéros dolina) kialakulása, fejlődése és aljzatuk folyamatai** **31-60** [2.17 MB - PDF]
- **VETÉSI-FOITH Szilárd :** **Az utánsüllyedéses dolinák képződését befolyásoló paraméterek kapcsolatrendszerének vizsgálata modellkísérlettel** **61-78** [2.27 MB - PDF]
- **MARI László , TELBISZ Tamás :** **Karsztos területek az Európai Geoparkokban** **79-92** [862.92 kB - PDF]
- **TELBISZ Tamás , Jovana BRANKOV , Jelena ČALIĆ , MARI László :** **A Tara Nemzeti Park (Szerbia) felszínalaktani bemutatása és a karsztvidék néhány társadalmi jellemzője** **93-111** [2.22 MB - PDF]
- **VERESS Márton , HEGEDŰS András , CIKOVEC Pavle , Dmitry A. RUBAN , PÉNTEK Kálmán :** **Néhány glaciokarsztos terület és a Bakonyvidék aknafejlődésének összehasonlítása** **113-133** [1.20 MB - PDF]
- **STIEBER József , LEÉL-ŐSSY Szabolcs :** **A Béke-barlangban végrehajtott szén-dioxid csökkentő műszaki beavatkozások hatása a barlangi klíma visszarendezésére** **135-153** [1.32 MB - PDF]
- **TARSOLY Péter , BEKK Tímea :** **Határozott integrál alkalmazása barlangok térfogatának meghatározásához** **155-163** [621.15 kB - PDF]
- **ESZTERHÁS István :** **Rajzok és feliratok Magyarország nemkarsztos barlangjaiban** **165-173** [1.03 MB - PDF]

**MIKRO PSZEUDOKARSZTOS FORMAKINCS VIZSGÁLATA A
BERCA – ARBĂNAȘI ANTIKLINÁLIS ISZAPVULKÁNI TERÜLE-
TEIN (ROMÁNIA)**

**INVESTIGATION OF MICROPSEUDOKARSTIC LANDFORMS IN
THE MUD VOLCANIC AREAS OF THE BERCA – ARBĂNAȘI
ANTICLINE (ROMANIA)"**

MÓGA JÁNOS¹ – FEHÉR KATALIN² – SELYEM ZSUZSANNA¹ –
DANIELA STRAT³

¹ELTE Természetföldrajzi Tanszék 1117. Budapest, Pázmány P. sétány 1./C
jmoga@freemail.hu selyemzsuzsanna958@gmail.com

²ELTE Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék 1117. Budapest, Pázmány P.
sétány 1./C feher.katoke@gmail.com

³Bukaresti Egyetem, Faculty of Geography, 1, Nicolae Bălcescu Avenue
Bucharest, Romania danielastrat@gmail.com

Abstract: In this paper, we present the results of the geomorphological study of the micro pseudokarst landforms developed on Beciu and Păcelele Mari mud volcanic site that belongs to the famous mud volcanic area Berca-Arbănași, Buzău Subcarpathians, Romania. Different types of pseudokarstic cavity formation can be observed in the area, especially in the sloping periphery of the mud volcanic area, where badlands developed (badland pseudokarst), and rheolic pseudokarst in the mud flows, where the liquid mud material gets denser and wimple on the surface of the water that flows in the trough, it compiles and then covers the liquid mud channel. These micro-size covered tunnels are similarly formed as lavatubes at the lava flows of real volcanic areas. In order to complement the field measurements, we carried out surveys with a DJI Phantom 3 and 4 quadcopter to determine the The stereo-photogrammetric processing of the 12 Mpx resolution images was performed by Agisoft 1.2 professional software. Granular composition tests were carried out on sediment samples, collected in the mud volcanic area, by a laser diffraction particle analyser. All of the samples are classified as silty loam according to the USDA classification. The CaCO₃ content was low, varied between 7 and 11%, no significant difference between the samples was observed.

Keywords: pseudokarst, badland, piping, lavatubes, mudtubes, Berca-Arbănași mud volcano, Romania

Bevezetés

A földfelszín azon területeit, ahol felszínalatti vízhálózat alakult ki vagy az oldódástól eltérő folyamatok által létrejött természetes üregekkel találkozunk löszben, lávafolyásokban, gleccserekben, örfkfagy területeken és egyéb helyeken, továbbá a rosszul és nem oldódó kőzetekben dolinákkal, barlangokkal, vagy a karsztban gyakran megfigyelhető egyéb jellemző jelenségekkel találkozunk, pszeudokarsztnak nevezzük. Az 1997-es 12. Nem-

zetközi Speleológiai Kongresszus munkabizottsága definiálta a pszeudokarsztot: „*A pszeudokarsztok a karszthoz hasonló morfológiával rendelkeznek, és / vagy a vízelvezés főleg felszín alatti csatornákon keresztül történik, de lényegében hiányzik a karsztos oldódás (korrózió) és erózió a rendszer morfogenetikájából*”. KNEBEL 1908, GVOZDETSKIJ 1947, OTVOS 1976, BRYAN, YAIR 1982, PARKER et al. 1990, KEMPE, HALLIDAY 1997, GALLART et al 2002 és még sokan mások is megfogalmazták a lényegét: karszt-szerű morfológia, amit az oldástól eltérő valamilyen más folyamat alakított ki. A pszeudokarsztos barlangok természetes földalatti üregek, amelyek ember számára járható méretűek, de nem oldási folyamatok révén keletkeztek. Magyarországon leggyakrabban löszös üledékekben fordulnak elő pszeudokarsztos jelenségek dolinaszerű mélyedésekkel, víznyelőkkel, vízelvező csatornákkal, amelyeket neveznek szuffóziós formáknak, alagosodásnak, löszkarsztnak, szemikarbonát karsztnak is (JAKUCS 1977, BORSY 1993, ZÁMBÓ 1993, VERESS 2004, MÓGA, NÉMETH 2005, KISS et al. 2007).

A pszeudokarsztok osztályozásához általában a következő besorolást használják:

1. rheogén pszeudokarszt (láva-folyásokon kialakult pszeudokarszt),
2. gleccserjégben, jégtakarókban kialakult pszeudokarszt,
3. badland területek pszeudokarsztja,
4. tektonikus folyamatok következtében kialakult pszeudokarsztok és üregek,
5. talus pszeudokarszt, amelynek üregei nagyméretű kőtömbök közt alakultak ki,
6. örökfagy területeken kialakult pszeudokarszt,
7. tengerpartokon, főleg az árapályövezetben kialakult pszeudokarsztok,
8. következményes pszeudokarszt, amely mesterséges földalatti üregek beszakadásával alakult ki.

A szakirodalomban eddig nem említett iszapvulkáni területeken is előfordulnak e formák, nagy részük kis vagy mikro méretű, amelyeket a Bodza-folyó mentén kialakított geoparkhoz (Buzau Geopark) tartozó iszapvulkáni területeken ismertünk meg és tanulmányoztunk.

Mivel e tanulmányunkban nem általában a pszeudokarsztos jelenségekkel foglalkozunk, hanem az iszapvulkános területeken előforduló pszeudokarsztos folyamatokkal és felszínformákkal, a továbbiakban csak az ott megfigyelt badland területek és a rheogén pszeudokarsztok szakirodalmának és kutatástörténeti előzményeinek rövid áttekintésére vállalkozunk.

A badland területek pseudokarsztjain a felszín alatti vízelvezésnek köszönhetően, amely csatornák, barlangok, víznyelők, tölcészerű vízelvező nyílások, száraz völgyek, természetes hidak és dolinaszerű mélyedések kialakulását idézi elő, szembetűnő hasonlóság van a valódi karsztformákkal, még akkor is, ha az üledékek karbonáttartama minimális. A jellemző fel-

szinformákat az időszakosan változó vízáramlás hozza létre csupasz, mérsékelt meredek területeken, elsősorban az iszapban és agyagban gazdag szemcsés kőzet lejtőin (*PARKER* 1963, *JAKUCS* 1977, *PARKER, HIGGINS* 1990, *ZHU* et al. 2002, *VERESS* 2004, *MÓGA, NÉMETH* 2005, *HALLIDAY* 2006, *KISS* et al. 2007). Ahogy a víz lefelé folyik a lejtőn, részben a felszínen, részben kis repedésekben keres útvonalat, a finom részecskéket eltávolítva és elmozdítva a durva részek közül, ami végül anyagvesztéshez és kavitációhoz vezet (*PARKER* et al. 1990, *BARTOLOMÉ* et al. 2015). Az agyagtartalmú üledékekben, amelyek duzzadásra hajlamosak, amikor felszívják a vizet, és zsugorodnak, amikor kiszáradnak, a duzzadás és zsugorodás folyamatosan váltakozik, így nagyobb és kisebb repedések alakulnak ki a kőzetben, amely kedvező feltételeket nyújt a felszínalatti vízvezető csatornák kialakulásához (piping, alagosodás).

A váltakozóan száraz-nedves és évszakosan változó hőmérsékletű régiókban a badland vidékek eróziós folyamatai a nedves évszakra korlátozódnak, de a mikroklíma is erősen befolyásolhatja a felszinformák fejlődését (*BRYAN, YAIR* 1982). A hegyvidéki területeken a tél folyamán a fagyás-olvadási ciklusok miatt jelentős mennyiségű anyag mozog a fagyemelés és kúszás (creep) folyamatai miatt a meredek és instabil lejtőkön. A nedvesítési, szárítási és fagyás-olvadási folyamatok is részt vesznek az alapkőzet borító málladék réteg (regolit) kialakításában (*GALLART* et al. 2002), amely szintén fontos szerepet játszik a badland vidékek eróziós folyamatainak irányításában.

A lávafolyásokon kialakult pszeudokarszt jelenségeit analógiaként használjuk tanulmányunkban a sárfolyásokban kialakult sáralagutak képződésének megértéséhez, ami a *rheogén pszeudokarszt* egy mikroméretekben kialakult változata. A nem karsztosodó kőzetek között a bazaltlávákban alakulnak ki a legnagyobb gyakoriságban és méretekben barlangok, illetve barlangrendszerek (*GADÁNYI* 2007, 2008a, 2008b *THOMAS, GOUDIE* 2006). A bazaltláva-barlangok a karsztos területek barlangjaihoz képest igen rövid idő alatt keletkeznek, és kialakulásukban a karsztos oldódásnak nincs számottevő szerepe. Jóllehet az iszapvulkáni területek kis sáralagútjainak genetikája eltér mind a lávaalagutakétól, mind a valódi karsztos barlangokétól, a formakincsükben hasonló vonások figyelhetők meg. A rheogén pszeudokarszt (lávafolyásokon kialakult pszeudokarszt) kutatásáról tekintélyes mennyiségű szakirodalom tanúskodik, amelynek nagy része a nagyobb méretű és leglátványosabb lávakéreg barlangokkal foglalkozik. Ezek legnagyobb számban Izlandon, a Hawaii-szigeteken, Észak-Amerikában, Mexikóban, az Azori- és a Kanári-szigeteken, Olaszországban az Etna oldalában, Jordániában, Szaúd-Arábiában, Kenyában, Ausztráliában, Japánban (a Fuji-

san oldalában), Dél-Koreában (Csedzsu-szigeten) és a Húsvét-szigeten találhatóak. Számos lávakőzetben kialakult barlangot a XX. századi és még korábbi források megemlítettek, de a vulkano-szpeleológia, a magmás és vulkáni kőzetekben található barlangok kutatásával foglalkozó tudományág kialakulása, és a formakincs genetikai alapú rendszerezése csak az elmúlt évtizedekben kezdődött. A teljesség igénye nélkül fontos megemlíteni a lávaalagút-barlangok morfogenetikai csoportosításával foglalkozók nevét (HALLIDAY 1993, 1976, 2004, 2007, LICITRA 1993, PETERSON et al. 1994), utóbbi az izlandi bazaltláva-barlangok között lávaalagút-barlangokat, kürtőbarlangokat, gázhólyagbarlangokat, úgynevezett „*pszeudokráter-barlangokat*”, tengeri-barlangokat, folyó vájta barlangokat és hasadékbarrangokat különít el. PALMER (2007) a bazaltláva-barlangokat további csoportokra osztotta morfogenetikai jellemzőik rövid leírásával. 1972-ben rendezték meg az első nemzetközi Vulkanszpeleológiai Szimpóziumot White Salmonban (HALLIDAY 1976).

A lávabarlangokra vonatkozó első jelentős munkát hazánkban Balázs Dénes írta (BALÁZS 1974) a Fuji-sanon végzett kutatómunkája alapján. „*Lávaiüregek keletkezése, típusai és formakincse*” című munkájában a láva-barlangokat „*szingenetikus*” (a láva kihülése előtt kialakult) és „*poszt-genetikus*” (a láva kihülése és megszilárdulása után kialakult) típusokra osztotta. A magyar kutatási eredmények közül SZENTES 1971, 2012, SZÉKELY 1974, ESZTERHÁS 1997, VERESS 1999, 2003, GADÁNYI 2007, 2008a, 2008b tanulmányai érdemelnek figyelmet, utóbbiak nemzetközi szinten is úttörő jelentőségűek. Mivel az általunk vizsgált téma szempontjából a rheogén pszeudokarsztos jelenségek közül lényegében csak a lávakéreg barlangok fontosak a párhuzamok miatt, a többi forma részletezésétől eltekintünk. A hígán folyós bazaltlávák pahoehoe típusú lávafolyások, melyek rövid idő alatt nagy távolságra eljutnak, és nagy területet elboríthatnak a kitörési központ körül. A kiömléskor 1000-1200 °C hőmérsékletű pahoehoe bazaltláva (fonatos láva, kötélháva) folyásoknak a hűlés során fokozatosan megvastagodik a kérge az ún. „*felduzzadás*” miatt, amikor a fokozatosan hűlő és vastagodó felszíni kéreg alá - annak kialakulásával egyidejűleg - folyékony láva nyomul, ott felhalmozódik, miközben a kérget több méter magasságban megemeli. A pahoehoe-lávafolyások a kéreg alatt belülről növekedve érik el a később is látható vastagságukat. Az ily módon vastagodó lávafolyás elnevezése az angol nyelvű szakirodalomban az „*inflated pahoehoe*”, vagy „*felduzzasztott pahoehoe*” (HON et al. 1994, 2004, PETERSON et al. 1994, GADÁNYI 2008b). Mivel folyás közben dermednek meg, ill. szilárdulnak meg, az áramlás során nyerik el jellegzetes redős, fonatos alakjukat. Ezek a tanulmányok nagymértékben hozzájárultak a

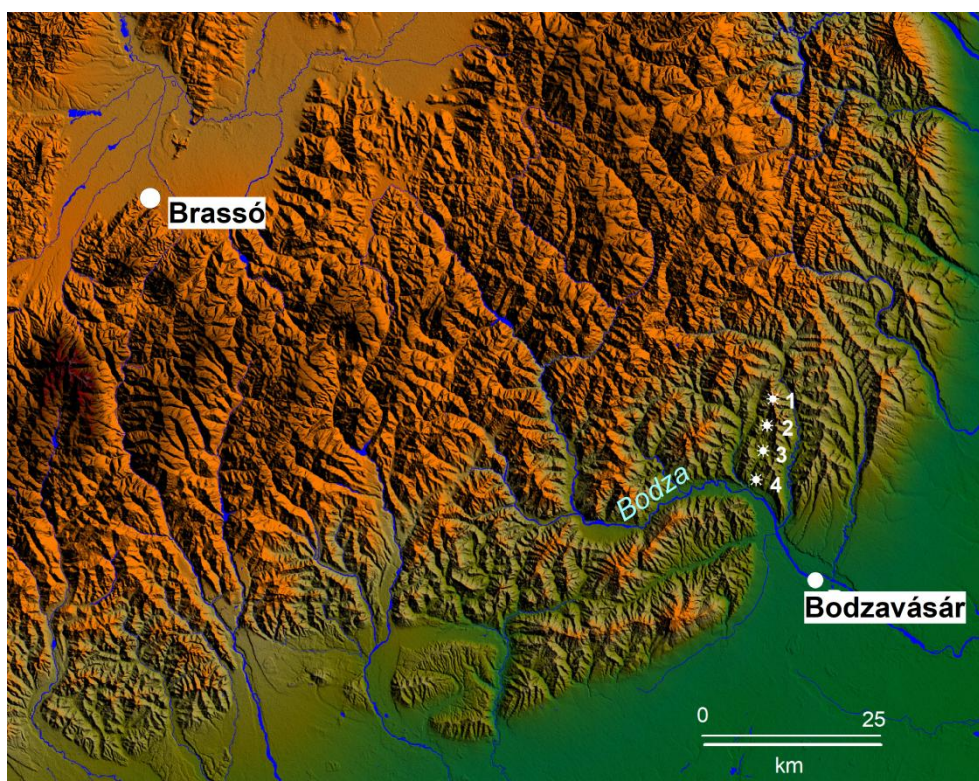
szingenetikus bazaltláva-barlangok, ill. tágabb értelemben a rheogén pszeudokarsztok genetikájának megismeréséhez.

Célkitűzések és módszerek

Az iszapvulkáni területek lejtős peremvidékén a lefolyó sár, sáros víz, víz által mélyített árkokban és a környezetükben észlelt pszeudokarsztos jelenségeket tanulmányoztuk. A mikroméretű pszeudokarsztos formák és az iszapvulkánok működése közti kapcsolatot terveztük feltárni, mivel sem a pszeudokarsztos szakirodalomban, sem az iszapvulkánokról szóló tanulmányokban nem találtunk említést ezekről a kisformákról. Egyrészt a felszínformák típusait vettük számba, másrészt egyszerű terepi mérésekkel a kisformák jellemző morfológiai jellemzőit vizsgáltuk, és terepi megfigyeléseink és analógiák alapján a formák kialakításában szerepet játszó morfológiai folyamatokat igyekeztünk meghatározni. Lényegében két formacsoportot különítettünk el, az alagosodáshoz (szuffózió, piping) kapcsolódó formákat, ill. a lávakéreg barlangokhoz hasonló megjelenésű mikroméretű formákat, sárhidakat és alagutakat. A terepi vizsgálatainkat kiegészítettük a drónfelvételekből fotogrammetriai módszerrel előállított ortomozaikok elemzésével, bár ez a felbontásuk miatt kevésbé alkalmasnak bizonyultak a mikroformák vizsgálatában, valamint a terepen gyűjtött minták labor vizsgálatok eredményeit is felhasználtuk tanulmányunkban. Szemcseméret-elemzést végeztünk az ELTE TTK Központi Kutató és Műszer Centrum Horiba Partica LA 950V2 lézerdiffrakciós szemcseanalizátorával, hogy eldöntsük, a karsztszerű formák és jelenségek kialakításában az oldási folyamatoknak van-e fontosabb szerepük, vagy inkább a szemcseméret eloszlásnak, amely a badland jelenségeket (víznyelők, barlangi méretű vízvezető járatok, forrásbarlangok) oldás nélkül is kialakíthatja.

A mintaelőkészítés a következőképpen történt: 10%-os HCl-val eltávolítottuk a karbonát-tartalmat, 30%-os H₂O₂-dal a szervesanyagot (*GEE, BAUDER* 1986), majd mérés előtt diszpergáltuk nátrium-pirofoszfátos kezeléssel (*MADARÁSZ et al.* 2012). A vízdhatóanyag-tartalom vizsgálata az MSZ 21978-9: évszám szabvány alapján történt: 1:10 arányú desztillált vízes kivonatot készítettünk, 24 óra állás után 4 órán keresztül kevertük körforgós rázógépen. Szűrés után az ivóvíz vizsgálati szabvány előírásai alapján mértük az alábbi ionokat: kalcium, nátrium, kálium (lángfotometriás módszerrel MSZ 448-3:1985, MSZ 448-10:1977), klorid (titrimetriás módszerrel MSZ 448-15:1982), nitrit, nitrát, ammónium, ortofoszfát, szulfát (fotometriás módszerrel, MSZ 448-12:1982, MSZ 448-12:1982, MSZ ISO 7150-1:1992, MSZ 448-18:1977, MSZ 448-13:1983).

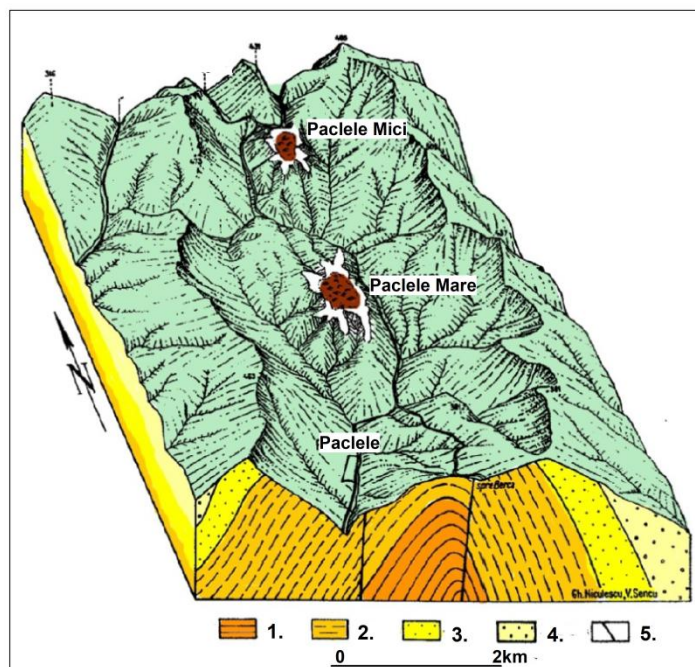
A vizsgált terület földtani, morfológiai jellemzése



1. ábra: A Keleti-Kárpátok külső részén (Szubkárpátok) négy iszapvulkáni terület alakult ki. Jelmagyarázat: 1. Beciu, 2. Pâclele Mari, 3. Pâclele Mici, 4. Fierbătorei
Figure 1: The four segregated mud volcano fields, named 1. Beciu, 2. Pâclele Mari, 3. Pâclele Mici, and 4. Fierbătorei-Berca in the area of Eastern Carpathians, Buzău region

Tanulmányunkban a Keleti-Kárpátok külső szegélyén a Bodza-folyó mentén kialakított geopark (Buzău Geopark) területén található Beciu iszapvulkáni terület pszeudokarsztos formakincsének vizsgálati eredményeit ismertetjük. Az említett geopark gazdag földtani és morfológiai értékekben, számos geotop (geosite) található a területén, amelyek között a flis és molasz öv jellegzetes üledékföldtani és tektonikai jelenségei, sódiapírok és sókarsztok, gázzívágási helyeken kialakult öröktűz, különleges homokkő sziklaalakzatok és iszapvulkánok jelentik a legérdekesebb látnivalókat. Az iszapvulkánok a Kárpátok tektonikailag egyik legaktívabb zónájában, a Vrancea-zóna közelében találhatóak (1. ábra). Kialakulásukban ugyanazon tényezők ját-

szottak szerepet, mint az Eurázsiai-hegységrendszer egyéb területein (Olaszországban az Appenninekben és Sziciliában, Ukrajnában és Oroszországban az Azovi-tenger mellékén, Azerbajdzsánban az Apseron-félszigeten stb.). Szénhidrogén (kőolaj és földgáz) csapdák találhatóak a területen, aktív szerkezeti mozgások történnek, amelyek az agyagos, és gyakran magas sótartalmú üledékekből álló rétegsorokból felboltozódásokat, gyűrt szerkezeteket és sódiapírokat alakítanak ki. A metángázt tartalmazó szerkezetekben túlnyomásos övek jöttek létre (DIMITROV 2002, 2003, KOPF 2002, ETIOPE et al. 2009, BONINI, MAZZARINI 2010), amelyek elősegítették az iszapvulkánok képződését.



2. ábra: A Bodza-folyó völgyében fekvő Berca és a tőle kb. 30 km-re észak felé eső Beciu települések között a sárvulkánok egy É-D irányú antiklinális tengelyéhez kapcsolódva jelentkeznek. Jelmagyarázat: 1. Meotiai rétegek, 2. Pontuszi rétegek, 3. Daciai rétegek, 4. Levantiai rétegek, 5. törésvonalak

Figure 2: The Berca-Arbănași anticline, the axis of the faulted anticline, generally at the intersection with transversal faults 1, Meotian, 2, Pontian, 3, Dacian, 4, Levantean, 5, faults

Az iszapvulkánok a Keleti-Kárpátok külső részén (Szubkárpátok) a Belső Előtér süllyedéknek (Inner Foredeep) nevezett geológiai szerkezet területén jelennek meg, ahol régóta olaj- és gázkitermelés folyik, és gyakoriak a sódiapírok is. A Bodza-folyó völgyében fekvő Berca és a tőle kb. 30 km-re észak felé eső Beciu települések között a sárvulkánok egy É-D irányú anti-

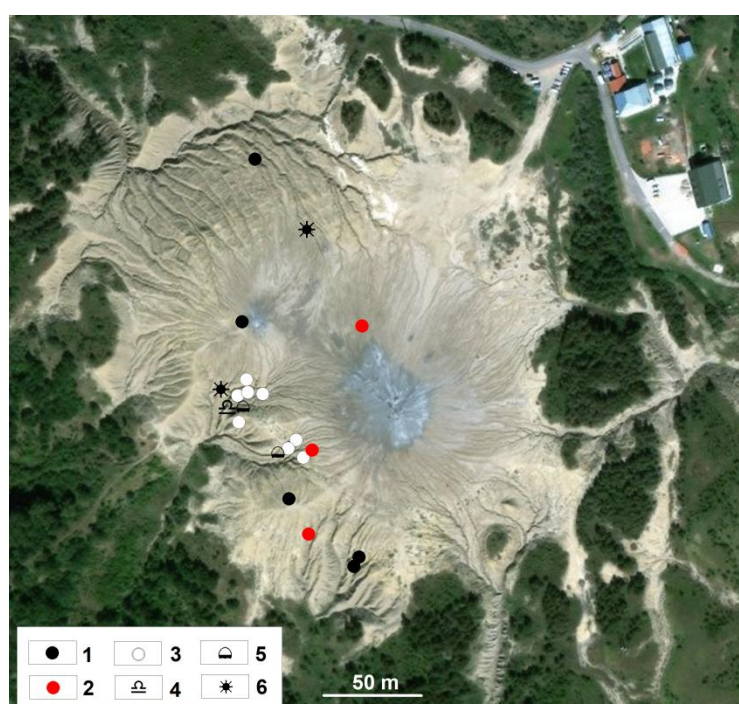
klinális tengelyéhez kapcsolódva jelentkeznek. (ANDRĂȘANU 2010, BRUSTUR et al. 2015, MAZZINI, ETIOPE 2017, STOICA et al 2017). A Berca-Arbănași antiklinális tengelyében és az azt harántoló vetőzóna mentén áramlik fel a sár, a sós, olajos vizekkel együtt a metán gáz nyomása következtében a felszín felé (2. ábra). A Berca és Beciu között kialakult sárvulkánok legfeljebb néhány méter magasságot érnek el, mégis változatos a morfológiájuk. A látogatók előtt megnyitott Pâclele Mari és Pâclele Mici sárvulkánok mellett a környéken még két másik iszapvulkáni terület található: délen Berca határában a Fierbători és a zóna északi részén a kevésbé ismert Beciu iszapvulkáni terület. A vizsgált négy területen szétszórtnak sárcúpok (gryphonok) és iszapmedencék jelennek meg magányosan, ill. kisebb csoportokban, körülöttük aktív és inaktív sárfolyások egyaránt nagy számban fordulnak elő. A pszeudokarsztos jelenségeket terepbejárásaink során fedeztük fel a Beciu és a Pâclele Mari iszapvulkáni területen, a továbbiakban az említett két helyszínen végzett vizsgálatainkról adunk számot (3. 4. ábra).



3. ábra: A pszeudokarsztos jelenségek előfordulási helyei a Beciu iszapvulkáni területen, a 2019-ben készített drónfelvételen. A fekete pontok az iszaphidakat és alagutakat jelölik.
 Figure 3: The surface orthophoto of Beciu mud volcanic area made by 2019 drone pictures. The black dots marks the individual mud volcanic landforms (mud bridge, mud tunnel)

Az iszapvulkánok működésének aktivitása főleg a gázkibocsátás mennyiségétől (belső nyomás) és az időjárási tényezőktől, elsősorban a csapa-

dék mennyiségétől függ. Több alkalommal megfigyeltük, hogy egy-egy hosszabb ideig tartó csapadékos időszak után a kráterekben és sármedencékben intenzívebb bugyogás volt, továbbá a régi, szunnyadó kúrtók újból működésbe léptek, és megnövekedett a sárkibocsátás, amely hosszabb, olykor újabb sárfolyásokat alakított ki a régebbiek felett. Az iszapvulkáni kúpok a vizsgált iszapvulkáni területek legnagyobb és leglátványosabb formái (5. ábra). A szakirodalomban gryphonnak nevezett vulkáni kúpokra emlékeztető alakú formák tetején kráter nyílik.



4. ábra: A pszeudokarstos jelenségek előfordulási helyei a Páclele Mari iszapvulkáni területen a Google térképen ábrázolva. Jelmagyarázat: 1. iszap alagutak és ablakok, 2. iszap alagutak a meanderező árkok alján, 3. víznyelő, 4. pszeudokarstos eredetű barlang, 5. sárhíd, 6. alagosodás miatt kialakult aszóvölgy és víznyelő
 Figure 4: The pseudokarst landforms occur on surface of Páclele Mari mud volcanic area on the Google map: 1. mud tunnel and window, 2. mud tunnel on the bottom of the meandering trench, 3. sinkhole, 4. pseudokarstic cave, 5. mud bridge, 6. piping landforms (dry valley and sinkholes)

Ezek a struktúrák rendszerint az iszapvulkáni terület központi részében csoportosan jelennek meg, vagy a tektonikai vonalak által meghatározott rendben sorakoznak (például a fő törésvonalak mentén). A gryphonok a gyakori vagy folyamatos iszapkiömlésekből származó, egymásra települt iszapfolyásokból álló, réteges szerkezetű formák. A kúp lejtőszöge általában

eléri a 45°-os szöveget (a lejtő meredeksége a szemcsemérettől és a kitört anyag sűrűségétől függ). Ezek a sárkúpok több egyedből álló csoportban vagy magányosan fordulnak elő, és átlagos magasságuk néhány tíz centiméter és 3-4 m között változik. A buborékoló típusú griphonok csoportjába tartoznak, ahol a sárral kitöltött kráterekben folyamatosan képződnek a gáz-buborékok. A buborékoló griphonok alatt általában egy sárkamra található, ami egy keskeny csatornán keresztül folytonos sár, víz és gáz utánpótlást nyújt a sárral teli kráternek, ahol folyamatos a buborékolás. Az iszap rendszeresen túlfolyik, miután a kráterben lévő medence megtelik, és sugarasan szétterül a kúp körül.



5. ábra: Az iszapvulkáni kúpok (griphon) a vizsgált iszapvulkáni területek legnagyobb és leglátványosabb formái

Figure 5: The largest and most spectacular landforms of the mud volcanic area are cones (griphon)

Az iszapmedencék az iszapfelszínbe perem nélkül bemélyülő körkörös vagy ellipszishez hasonlóan megnyúlt kis medencék. Olajos víz, higan folyós vagy viszkózus sár tölti ki őket. Két formájukat különböztetik meg, aszerint, hogy egy helyen a kürtő felett vagy diffúz módon, több helyen törnek fel a gázok nyomására a folyékony és gáznemű anyagok (BRUSTUR et al. 2015). A feltörő anyag mennyiségétől és minőségétől függően lehetnek különbözőek. Lefolyástalanok a mélyedések, ahol csak gázok törnek fel,

legtöbbször azonban egy vagy akár több helyen túlcsoordulnak, és akár több tíz méter hosszú sáros víz, ill. hígan folyós vagy viszkózus iszapfolyásokat táplálnak, amelyek legyezőszerűen szétterülnek a medencék körüli lejtős területeken (6. ábra).



6. ábra: Az iszapmedencék az iszapfelszínbe perem nélkül bemélyülő körkörös vagy ellipszishez hasonlóan megnyúlt kis medencék
Figure 6: Mud pools are circular or elliptical-shaped small pools which extend to the mud surface without a rim

Aktív és inaktív sárfolyások egyaránt nagy számban fordulnak elő az iszapvulkáni területeken, mivel az iszapvulkánok szezonális aktivitása, anyaga és a kifolyt sár mennyisége gyakran változik, ezek befolyásolják a lefolyás típusát és irányát is. Jóllehet a kúpok körül sugarasan széttartó (centrifugális) sárfolyások keletkeznek, de ezek aktivitása és a lefolyás iránya szüntelenül változik. Másrészt a kráter vagy medence túlfolyó nyílása általában csak egy-két kitüntetett irányba engedi lefolyni a sárt, amelyeknek a helye is módosulhat idővel, ezért az idősebb, kiszáradt sárnyelvek és a friss, aktív sárfolyások keresztezik egymást. A kúpoktól távolabb eső laposabb térszíneken előfordulhat, hogy két különböző kibocsátó helyről származó sárfolyás keresztezi egymás útját, a sűrűbb sárfolyás eltérítheti a másikat a korábbi lefolyási irányból. Az újonnan kialakult sárfolyásokban jól megfigyelhető, hogy a frissen feltörő sár jellemzően világosszürke színe szembevetően különbözik a környező idősebb, barnás színű oxidált sár felszínétől (7. ábra).



7. ábra: A frissen feltörő sár jellemzően világosszürke színe szembetűnően különbözik az idősebb sárfolyásokétól
Figure 7: The recently ejected mud typically has a light grey colour, which differs from the color of older mud surfaces in its surroundings

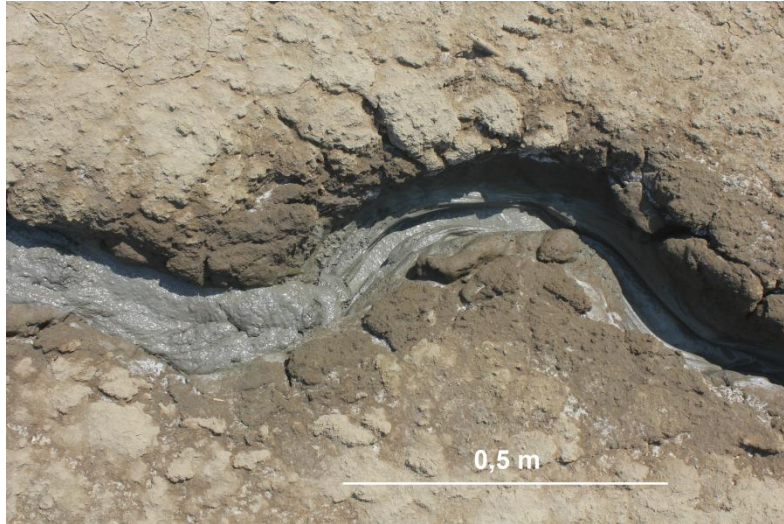
Diszkusszió és eredmények



8. ábra: A sűrű viszkózus sárfolyások a pahoehoe lávához hasonló fonatos mintázattal rendelkeznek
Figure 8: Dense viscous mud flows have a braided pattern similar to that of the pahoehoe lava

A medencéből kiinduló fluidok nagyon különbözőek anyaguk és viszkozitásuk tekintetében. A leghígabbak hígban folyós olajos vízzel elegyedő, minimális lebegő anyag tartalmú fluidok és a híg sárfolyások a nagyobb esésű lejtőkbe bevágódnak. Pár cm széles és mély vályút alakítanak ki, melynek a szélén a lerakódott és megszáradt sár gallérszerű peremet képez. Az iszapdombok lejtőin gyakran más forrásból származó sárfolyásokat, ill. idősebb, kiszáradt, poligonális repedéshálózattal borított sárfolyásokat keresztezve szétterülnek. Ritkán kialakulnak sűrű viszkózus sárfolyások, amelyek a pahoehoe lávához hasonló fonatos mintázattal rendelkeznek (8. ábra).

A felszínbe bemélyedő vályús sárfolyások hasonlítanak a magashegységek (rinnek), bár a kialakulásukban egészen másféle tényezők játszanak szerepet. Vannak többé-kevésbé egyenes és meanderező vályúk. Pár centiméteres perem alakulhat ki a vályúk szélén, ami főleg a sűrűbb sárfolyásokra jellemző, de vannak perem nélküliek is. A sárfolyások alakja szakaszosan változik, amely főleg a felszín lejtőszögétől függ, általában határozott mederben kezdik útjukat, bevágódhatnak, a lejtőszög csökkenésével meanderezésbe kezdenek, azután iszapnyelveket alakítanak ki és szétterülnek. Az iszapvulkáni dómok peremén kialakult árokrendszer felé tartva ismét bevágódnak és badlandvidéket alakítanak ki. A rheogén pszeudokarsztos jelenségek mikroformái a sárhidak és sáralagutak az iszapvulkáni területek lejtős peremvidékén a sűrű pahoehoe típusú sárfolyásokhoz, ill. azokhoz a mederben kialakult hígabb sárfolyásokhoz kapcsolódnak, ahol a vályúban lefolyó sár/sáros víz felszínén a párolgás miatt sűrűbbé váló anyag összeáll és befedi a sáracsatornát. A sárhidak és alagutak lehetnek szingenetikusak és posztgenetikusak aszerint, hogy magában a még folyós anyagú sárfolyásban alakul ki az alagút, ill. híd, vagy később a már megszilárdult sár lerakódásokban eróziós folyamatok hozzák létre. Előbbi akkor és úgy jön létre, ha a vályúban lefolyó sár felszínén a sűrűbbé váló anyag redőződik, összeáll és befedi a már korábban kialakult csatornát. A csatorna peremén előbb gallérszerű perem rakódik le az áramló sárból, ami oldalirányban szélesedve összeér a híg sárfolyás tetején besűrűsödő iszap kéreggel, aminek a kialakulását meleg száraz időszakban a párolgás fokozhatja (9. ábra). Néhány kisebb gally és egyéb növényi maradvány akadályt képezhet a sárfolyás útjában, ami feltorlaszolja egy szakaszon a sarat, ami segíti a boltozat kialakulását. Ezek a mikroméretű fedett alagutak hasonlóképpen képződnek, mint a lávakéreg barlangok (lavatube) a valódi vulkáni területek pahoehoe típusú lávafolyásainál.

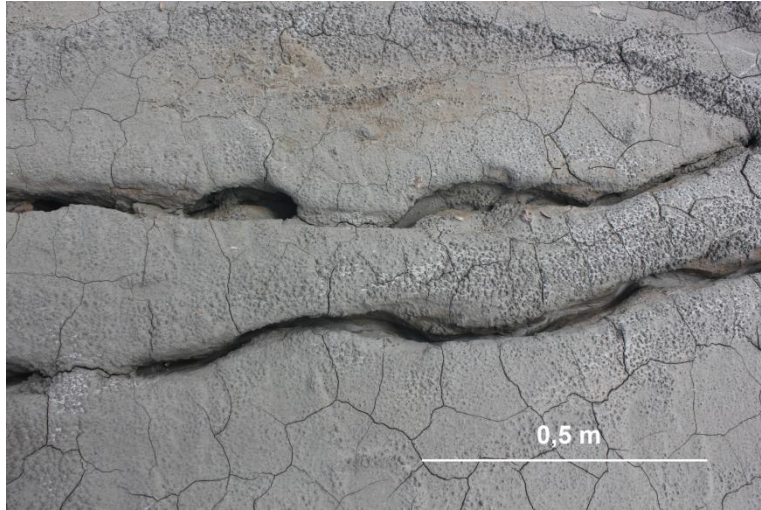


9. ábra: Szingenetikus sárhidak és sáralagutak akkor alakulnak ki, ha a vályúban lefolyó sár/sáros víz felszínén a párolgás miatt sűrűbbé váló anyag összeáll és befedi a sárcsatornát

Figure 9: Syngenetic mud bridges and tunnels may evolve during the evaporation of muddy water, where the dense mud layer forms a crust on top of the liquid mud flow

A sárhidak és alagutak posztgenetikus képződésére jó példa, ha egy már megszilárdult sárban kialakult vályú útját sárfolyás keresztezi, és úgy képez fedelet a vályú felett, hogy alatta a vályú nyitva marad vagy egy szakasza részlegesen zárul el, amit egy későbbi híg sárfolyás újból megnyit (10. ábra).

Mivel az iszapvulkánok sárkibocsátása csapadékos időszakban nagyobb, a kifolyó sár teljesen kitöltheti a korábban kialakult vályút, sőt kiáradhat és előntheti a szomszédos területeket, részben vagy teljesen befedheti a közeli vályúkat is. A nyitott, félig fedett és fedett vályú szakaszok váltakoznak akár egy sárfolyás mentén is. Ezek a vizsgált területeken (Pâclele Mari, Beciu iszapvulkáni terület) nagy számban fordulnak elő (3, 4. ábrák), de kizárólag mikro méretben (cm, dm) alakulnak ki. A sáralagutak átmérője 5-10 cm, hosszuk ritkán haladja meg a fél métert. Formakincsük szegényebb, mint a valódi lávakéreg barlangoké, méretük miatt nem is nevezhetők barlangnak, de a pszeudokarsztok definíciója szerinti felszínalatti csatornákon keresztül történő vízelvezetés kialakul bennük (KEMPE, HALLIDAY 1997, PALMER 2007). A sárhidak és sáralagutak többsége időtálló, a 2017-19. években készített négy drónfelvételein felismerhetők annak ellenére, hogy a fiatalabb sárfolyások helyenként befedték, ill. módosították alakjukat.



10. ábra: A sárhidak és alagutak posztgenetikus úton akkor alakulnak ki, ha egy már kialakult vályú útját sárfolyás keresztezi, és úgy képez fedelet a vályú felett, hogy alatta a vályú nyitva marad vagy egy szakasza részlegesen zárul el, amit egy későbbi híg sárfolyás újból megnyit

Figure 10: Postgenetic mud bridge and tunnel develops in a trough if it is crossed by a subsequent mud flow, and forms a cover/roof over the trough in a way that the trough remains open or is only clogged partially, which can be re-opened by a subsequent liquid mud flow



11. ábra: A pszeudokarsztos jelenségek közül legnagyobb számban a kisméretű víznyelők fordulnak elő a vizsgált területen

Figure 11: The sinkholes (swallow holes) are the most common pseudocarstic landforms on the investigated area

A vizsgált iszapvulkáni területek dómszerűen emelkednek ki a környezetükből, így a nagyobb hozamú és hosszabb sárfolyások gyorsan mélyülő árokrendszeren keresztül érik el a szomszédos völgyek talpát. Ezeken a peremi helyzetű felárkolt laza üledékekből álló térszíneken alakulnak ki a

pszeudokarsztos felszínformák másik típusába tartozó badland pszeudokarsztos felszínformák és jelenségek (alagosodás, szuffóziós jelenségek, piping). A vizsgált két iszapvulkáni terület badlandvidékein a központoktól távolabb eső puha üledékekben sok (kb. 100) kisméretű pszeudokarsztos formát figyeltünk meg. Legnagyobb számban kisméretű víznyelőket (11, 12. ábrák) és a hozzájuk kapcsolódó felszínalatti vízvezető csatornákat, időszakosan működő forrasszájakat figyeltünk meg a helyszíneken, amelyek időszakos vízfolyásokhoz kapcsolódnak.



12. ábra: Víznyelő és vakvölgy a Páclele Mari iszapvulkáni területen
Figure 12: Sinkhole and blind valley on the Páclele Mari mud volcanic area

Ezek a záporpatakok részben a felszínen, részben a felszín alatt folynak rövid, pár méteres "vakvölgyeket" (13. ábra), aszóvölgyeket kialakítva, amelyek mélységi lefejezéssel alakultak ki. A bennük nyíló vízvezető kürtők nem igazi víznyelők, az alagosodás (piping) jelenségei közé tartoznak. Megfigyeltünk néhány kisméretű természetes hidat is a vizsgált területen (14. ábra).



13. ábra: Időszakos vízfolyás rövid, pár méteres vakvölgye (Páclele Mari iszapvulkáni terület)
Figure 13: Short blind valley formed by a temporary brook on the Páclele Mari mud volcanic area



14. ábra: Kisméretű természetes híd (Páclele Mari iszapvulkáni terület)
Figure 14: Small natural mud bridge (Páclele Mari mud volcanic area)

A pszeudokarsztos formák közt a legnagyobb méretű egy időszakosan működő barlang a Páclele Mari iszapvulkáni területen, amely kb. 1,7 m magas és kb. 3 m hosszú alagút (átmenő barlang), amelyen egy vizesárok időszakosan működő patakja keresztül folyik (4, 15. ábrák). A mennyezetén

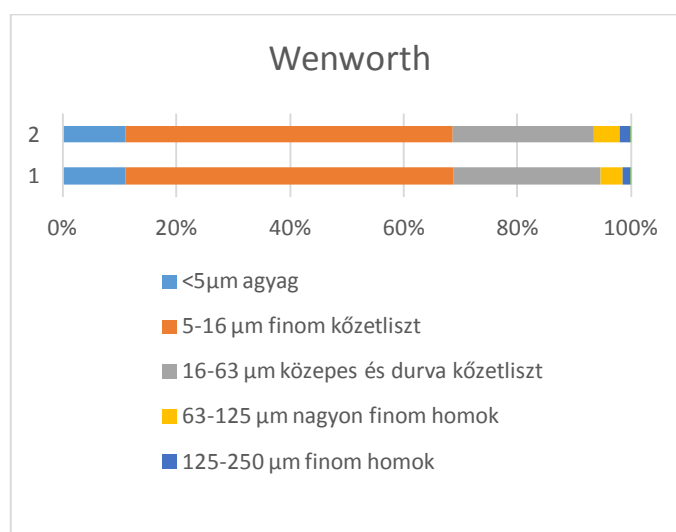
két kisebb kürtő nyílik, amelyeken az eróziós nyomok szerint időnként befolylík a víz. Az egyéb badland vidékeken gyakori dolinák itt nem fordulnak elő.



15. ábra: Ámenő barlang, amelyen egy vizesárok időszakosan működő patakja keresztülfolylík (Páclele Mari)
Figure 15: River cave along the flow of a temporary brook (Páclele Mari)

Ahogy azt a bevezetésben bemutattuk, az alagosodás (piping) jelenségei akkor alakulnak ki, ha a finom szemcséjű diszperz agyag- és törmelék szemcséket a gyengén konsolidált üledékekből a talajvízmozgás fokozatosan elszállítja (EBERHARD, SHARPLES 2013, BARTOLOMÉ et al. 2015), ami földalatti járatok, csatornák kialakulásához vezet (PARKER et al. 1990). A felszínformák feltűnő hasonlóságot mutatnak a valódi karsztos formákkal, még akkor is, ha az üledékek karbonáttartalma minimális mértékű (vizsgálataink szerint 10 % körüli volt). A tipikus felszínformákat a csupasz, mérsékelten meredek területeken az időszakosan kialakuló vízfolyások alakítják ki, főként a szemcsés kőzetből álló, iszapban és agyagban gazdag lejtőkön (PARKER 1963, JAKUCS 1977, PARKER, HIGGINS 1990, ZHU et al. 2002, VERESS 2004, HALLIDAY 2006, MÓGA, NÉMETH 2005, KISS et al. 2007). A lejtőn lefelé áramló víz részben a felszínen mozog, részben a kis repedéseken át keresi az utat, magával ragadja és elszállítja a finom részecskéket a durva részecskék közül, ami végül anyag veszteséghez és üregesedéshez vezet. Ahogy az üreg tágul, egyre több víz folyik rajta keresztül és egyre nagyobb mértékben szerepet játszik a formaképződésben az erózió is. Az agyagos üledékekben, amelyek a víz felvételével duzzadásra, a kiszáradáskor zsugorodásra képesek, a folyamatos térfogatváltozás miatt kisebb-

nagyobb repedések keletkeznek, amely az alagosodásra kedvező feltételeket teremt. A szemcsemösszetételi vizsgálataink finomabb és durvább szemcsés üledék jelenlétét egyaránt kimutatták a barlangból és a barlang feletti rétegekből vett mintákban. A két mintában a finom, közepes és durva kőzetliszt dominál, de megtalálható az agyag és a finom homok szemcseméret is, amelyek alkalmasak a badland pszeudokarsztra jellemző üledékszállítás és üregesedés folyamatainak kialakítására, anélkül, hogy a karbonáttartalmuk magas lenne (16. ábra).



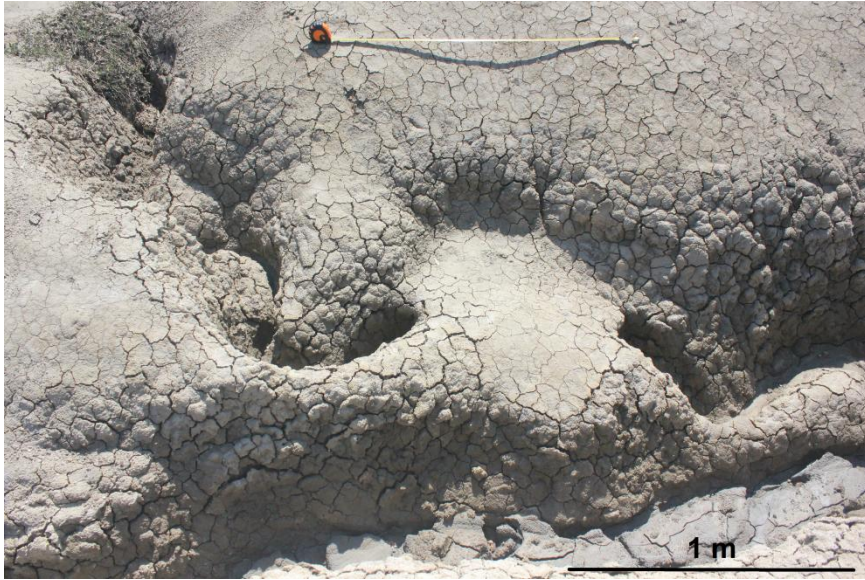
16. ábra: A szemcseméret eloszlása Wenworth csoportosításában. 1. minta a 15. ábra barlangjának mennyezetéről, 2. minta ugyanannak a barlangnak a medréből

Figure 16: Grain size distribution of the samples after the classification of Wenworth. 1. sample from the ceiling of cave shoes the Figure 15., 2. sample from the bottom of the same cave



17. ábra: A meanderező árkok alján az időszakos vízfolyás alagutakon töri át az akadályokat

Figure 17: On the bottom of meandering trenches the temporary brook flowing through tunnel below the obstacle



18. ábra: A badland területeken sok árok vakon végződik, a bennük összegyűlő víz kis csatornán keresztül hagyja el a területét

Figure 18: On the badland areas many blind valley develop and the water flowing through the terminal pipes

Az alagosodásnak egy másik jellegzetes megjelenési formája a meander alagút. Ezek a mikroformák az iszapvulkáni dómok lejtőin kialakult 0,5-3 m mély, meanderező árokrendszerekhez köthetők. A záporpatakok gyorsan mélyítik az árkok alját, amelyekben a magashegységi karsztok meanderkarrjaihoz hasonló háromdimenziós meanderek alakulnak ki (VERESS 1998, 2000). A több tíz méter hosszan követhető árkok alján a sodorvonal középvonalhoz képest történő kilendülése aszimmetrikus mederlejtők kialakulásához vezet hasonlóképpen, mint a felszíni vízfolyásoknál. A közepes (átlagos) vízhozamhoz köthető meder homorú oldalát jobban alámossa az időszakos vízfolyás, mint a domború oldalát. A meanderek mélyünek és lefelé vándorolnak az árok alján. A kisvizek által kimélyített meander ívek jól kirajzolódnak a középvízi meder szélesebb talpán. A kisvízi medrek mélyülése, bevágódása a meandereket elválasztó gerinceknél megszakad, felszíni meder helyett a homorú ívekben az áramló víz gyakran kis alagutakon keresztül töri át a gátat, amelyeket a finom részecskék elszállításával (szuffózió, alagosodás, piping) alakít ki. Ez a jelenség hasonlít a meanderező karrvályúkból a sziklahíd képződéséhez, azonban itt a formák a száraz iszap anyagban "lágyabbak", és itt nem az oldási folyamatok irányítják a formaképződést (VERESS 1998, 2000) (18. ábra). A meanderező árokszakaszokban a fejletlen, fejlett, érett, túlfejlett kanyarok egyaránt megtalálhatók (SZABÓ J. 1993). Némelyik árok vakon végződik, a benne összegyűlő

víz alagúton keresztül hagyja el a területét (19. ábra). Szinte minden árok alján a meanderekben megtalálhatók ezek a kis alagcsövek, amelyek az iszapvulkáni területek badlandjeinek jellegzetes pszeudokarsztos jelenségei.

Összegzés

Az iszapvulkánok szakaszos működése, anyaga, a kifolyt sár mennyisége, sűrűsége gyakran változik, és ezek befolyásolják a lefolyás típusát és irányát is.

Gyakori a meanderező sárfolyások (vályúkban kialakult sárfolyások) szétválása és egyesülése. Különösen látványos kisformák alakulnak ki, ha különböző típusú (anyagú vagy viszkozitású) sárfolyások keresztezik egymást.

Szingenetikus sárhidak és alagutak ott alakulnak ki, ahol a híg sárfolyás tetején a sűrű iszap kérget képez, redőket képez, összeáll és befedi a hígan folyó sár csatornáját. Ezek a mikroméretű fedett alagutak bár egyszerűbbek és jóval kisebb méretűek, hasonlóképpen képződnek, mint a lávakéreg barlangok a valódi vulkáni területek pahoehoe típusú lávafolyásainál.

Alagútszerű forma képződik akkor is, ha egy vályút viszkózusabb sárfolyás keresztezi, és úgy képez fedelelet a vályú felett, hogy alatta a vályú nyitva marad vagy csak részlegesen zárul el, amit egy későbbi híg sárfolyás újból megnyit (posztgenetikus sár alagút).

Az iszapvulkáni területek lejtős peremvidékén, ahol a lefolyó sáros víz mélyebb árkokat és a régi iszapfelszínbe, megfigyeltünk számos alagosodáshoz (szuffózió, piping) kapcsolódó formákat is, víznyelőket, barlangi méretű vízvezető járatokat és forrásbarlangokat, amelyek jellemző mérete a mikromérettől (deciméteres nagyságrend) a néhány méteres nagyságig terjed. A meanderező árkok alján meander alagutak jönnek létre nagy számban.

A mikroméretű pszeudokarsztos formák és az iszapvulkánok működése közti kapcsolatról készült tanulmányunk hézagpótló a szakirodalomban, sem a pszeudokarsztos irodalom, sem az iszapvulkánokról szóló tanulmányokban nem találtunk említést ezekről a kisformákról.

Vizsgálatainkhoz terepi mérések, fotogrammetriai elemzések és labor vizsgálatok eredményeit használtuk fel.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnénk köszönetet mondani a Tempus Közalapítvány kuratóriumának a Stipendium ösztöndíjon keresztül nyújtott támogatásért, az Erasmus+ támogatásért és az ELTE Tehetség pályázat támogatásért, amely segítséget nyújtott a terepi kutatásokhoz.

IRODALOM

- ANDRĂȘANU, A.* (2010): Buzau land geopark. Steps in building a new geopark in Romania Scientific Annals – School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki. Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece. Special volume (100.), pp. 503-512.
- BALÁZS D.* (1974): Lávaüregék keletkezése, típusai és formakincse – Földrajzi Közlemények, 22(2), pp. 135-148.
- BONINI, M., MAZZARINI, F.* (2010): Mud volcanoes as potential indicators of regional stress and pressurized layer depth – Tectonophysics, 494(1-2), pp. 32-47. doi:<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.08.006>
- BORSY Z.* (1993): A lösz és a löszterületek formakincse – In Borsy Z. (szerk.) Általános Természet Földrajz, Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest pp. 594-640.
- BRUSTUR, T., STĂNESCU, I., MACALEȚ, R., MELINTE-DOBRINESCU, M. C.* (2015): The mud volcanoes from Berca: a significant geological patrimony site of the Buzău Land Geopark (Romania) – *Geo-Eco-Marina*, (21), pp. 73-96.
- BRYAN R., YAIR A.* (1982): Perspectives on studies of badland geomorphology – In: Bryan R and Yair A (eds.), Badland Geomorphology and Piping. Norwich: Geo Books. Regency House. pp. 1-14.
- DIMITROV, L. I.* (2002): Mud volcanoes – the most important pathway for degassing deeply buried sediments – Earth-Science Reviews, 59, pp. 49-76.
- DIMITROV, L. I.* (2003): Mud volcanoes – a significant source of atmospheric methane – Geo-Marine Letters, 23(3), pp.155-161. doi:10.1007/s00367-003-0140-3
- ESZTERHÁS I.* (1997): Nemkarsztos kifejezések kislexikona – Kézirat, Isztimér, 80 p.
- ESZTERHÁS I.* 2003: A nemkarsztos barlangok kutatottsága Magyarországon. Karsztfejlődés VIII., pp. 347-361.
- ETIOPE, G., BACIU, C., CARACAUSI, A., COSMA, C.* (2009): Gas flux to the atmosphere from mud volcanoes in Eastern Romania – Terra Nova, 16(4), pp. 179-184. doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00542.x
- GADÁNYI P.* (2007): Bazaltláva barlangok morfogenetikai típusai Izlandon – Karszt és Barlang 2006. I-II. pp.19-32.
- GADÁNYI P.* (2008a): Caves under uplifted surface crusts of basaltlava flows – In: Proceedings of the 10th International Symposium on Pseudokarst, Gorizia, Italy, pp. 119-126.
- GADÁNYI P.* (2008b): Kéregalatti bazaltláva barlangok – Karszt és Barlang 2008. I-II. pp. 21- 33.

- GALLART F., SOLE A., PUIGDEFABREGAS J., LAZARO R.* (2002): Badland Systems in the Mediterranean – In: Bull, L.J. and Kirkby M. (eds.), *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels*. John Wiley & Sons Ltd. pp. 299-326.
- GEE G. W., BAUDER J. W.* (1986): Particle size analysis – In: Klute (szerk.): *Methods for soil analyses. Part 1.* (2nd ed.) Agron. Monogr. Vol 9. pp. 383-411. ASA and SSSA, Madison, WI.
- GVOZDETZKIJ N. A.* (1947): Karsztovaja Konferencija V. G. Molotove – Voproszi Geografii. 1947. 4.
- HALLIDAY W.* (2006): Piping caves and badlands pseudokarst – In: Gunn J (ed). *Encyclopedia of caves and karst science*. pp. 1260-1968.
- HALLIDAY W. R.* (szerk.) (1976): *Proceedings of the International Symposium on Vulcanospeleology and its Extraterrestrial Applications – Special Session of the 29th Annual Convention of the National Speleological Society White Salmon, Washington, 1972*, 85 p.
- HALLIDAY W. R.* (szerk.) (1993): *Proceedings of the 3th International Symposium on Vulcanospeleology – A Special Session of the 39th Annual Convention of the National Speleological Society Bend, Oregon, 1982*, p. 132
- HALLIDAY, W. R.* (2004): *Vulcanospeleology: History* – In: GUNN, J. (szerk.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*, pp. 765-766.
- HALLIDAY W. R.* (2007): Pseudokarts in the 21st century – *Journal of Cave and Karst Studies* 69 (1), pp. 103-113.
- JAKUCS L.* (1977): *Morphogenetics of Karst Regions* – New York: John Wiley & Sons. 284 p.
- KEMPE, S., HALLIDAY, W.* (1997): Report of the discussion on pseudokarst – In: *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, Vol. 6, Basel, Switzerland: Speleo Projects:107*
- KISS K., ZÁMBÓ L., FEHÉR K., MÓGA J.* (2007): A lösztakaró karsztosodásban játszott szerepének vizsgálata a Tési-fennsíkon – *Karsztfejlődés XII.* pp. 193-205.
- KNEBEL, W. von* (1908): *Höhlenkunde mit Berücksichtigung der Karstphänomene* – Braunschweig: Friederich Vieweg und Sohn
- KOPF, A. J.* (2002): Significance of mud volcanism. *Reviews of Geophysics*, 40(2), pp. 2-52. doi:10.1029/2000RG000093
- LICITRA, G. M.* (1993): *Essay on Genetic Classification of Volcanic Caves* – In: HALLIDAY, W. R. (szerk.): *Proceedings of the 3th International Symposium on Vulcanospeleology. A Special Session of the 39th Annual Convention of the National Speleological Society Bend, Oregon* pp. 118-120.

- MADARÁSZ B., JAKAB G., SZALAI Z., JUHOS K.* (2012): Lézeres szemcseösszetétel elemzés néhány előkészítő eljárásának vizsgálata nagy szervesanyag-tartalmú talajokon.- *Agrokémia és Talajtan* 61(2) pp. 381-398.
- MAZZINI, A., ETIOPE, G.* (2017): Mud volcanism: An updated review – *Earth-Science Reviews*, 168, pp. 81-112. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.001>
- MÓGA J., NÉMETH R.* (2005): The Morphological Research of the basalt and loess covered plateaus in the Bakony mountains (Transdanubian Middle mountains – Hungary) – *Acta Carsologica* 34 (2) pp. 397-414.
- OTVOS E. G.* (1976): "Pseudokarst" and "pseudokarst terrains": Problems of terminology – *Geological Society of America* 87 (7), pp.1021-1027. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1960\)71\[467:ABFMTS\]2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1960)71[467:ABFMTS]2.0.CO;2)
- PALMER, A. N.* (2007): *Cave Geology*. Cave Books, Dayton, Ohio, pp. 310-311.
- PARKER G. G., HIGGINS C.G., WOOD W. W.* (1990): Piping and pseudokarst in drylands – In: Higgins CG and Coates DR (eds.), *Groundwater Geomorphology; The role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms* 252, pp. 77-110. Geological Society of America. DOI.org/10.1130/SPE252-p77.
- PETERSON D.W., HOLCOMB R.T., TILLING R.I., CHRISTIANSEN R.L.* (1994): Development of lava tubes in the light of observations at Mauna Ulu, Kilauea Volcano, Hawaii – *Bulletin of Volcanology*, 56, pp. 343-360.
- STOICA M., ANDRĂȘANU A., PALCU D., POPA R. G.* (2017): The Miocene from Buzău area. A geological and geoconservation perspective – The 11th Romanian Symposium on Palaeontology Bucharest, September 25-30, 2017. Editura Universității din București. p. 43. ISBN 978-606-16-0913-0.
- SZABÓ J.* (1993): A víz földrajza – In Borsy Z. (szerk.) *Általános Természet Földrajz*, Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest pp. 124-249.
- SZÉKELY A.* (1974): Az Etna vulkáni barlangjai – *Földrajzi Közlemények*, 22(2) pp. 149-153.
- SZENTES GY.* (1971): Caves formed in the volcanic rocks of Hungary – *Karszt és Barlangkutatás*, VI. évfolyam, pp. 117-129.
- SZENTES GY.* (2012): Az Undara Vulkáni Nemzeti Park lávabarlangjai – *Karsztfejlődés* XVII. pp. 211-223.
- THOMAS D. S. G., GOUDIE A.* (2006): *The dictionary of physical geography* – Blackwell Publishing, p. 76.
- VERESS M.* (1998): Karrmeanderek – *Karsztfejlődés* II. pp.35-58.
- VERESS M.* (2000): Karrformák összeolvadása – *Karsztfejlődés* V, pp. 143-157.
- VERESS M.* (2004): A karszt – Szombathely. 382 p. (The Karst, in Hungarian).

- ZÁMBÓ L.* (1993): A karsztosodó kőzetek alaktana (Karsztgeomorfológia) – In Borsy Z. (szerk.) Általános Természet Földrajz, Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest pp. 544.592.
- ZHU T.X., LUK S.H., CAI Q.G.* (2002): Tunnel erosion and sediment production in the hilly loess region, north China – Journal of Hydrology 257, pp. 78–90.

HORIZONTÁLIS NÖVEKEDÉSŰ OLDÓDÁSOS DOLINÁK (TÁNYÉROS DOLINA) KIALAKULÁSA, FEJLŐDÉSE ÉS ALJZATUK FOLYAMATAI

THE EVOLUTION AND DEVELOPMENT OF SOLUTION DOLINES WITH HORIZONTAL GROWTH (PLATE SHAPED DOLINE) AND THE PROCESSES OF THEIR FLOOR

VERESS MÁRTON

¹GJCSE, Planetológiai és Természetföldrajzi kutató és ismeretterjesztő szekció veress.marton@elte.sek.hu

Abstract: This study investigates the evolution and development of plate shaped dolines (depressions with a large diameter, small depth and plain floor). For the determination of their morphological characteristics, the morphological parameters of 16 dolines were measured and calculated (their average values were compared to the parameter average values of the dolines of other doline types). Based on the data of VES measurements, the superficial deposit and the morphology of their bedrock of six dolines were studied. It can be stated that plate shaped dolines increase by widening. They are formed at sites where the water drainage and material transport capacities of the epikarst of the bedrock ceases on doline floors, while drainage and material transport take place at the margin of dolines. Their genetic varieties are plate shaped doline with karren, plate shaped doline with drawdown doline, plate shaped doline with subsidence doline plate shaped doline without drawdown doline, and plate shaped doline with partial doline. Below the floor of the plate shaped doline with karren, the drainage and material transport of the epikarst regenerates and karren are formed on the floor. Below the floor of the plate shaped doline with drawdown dolines, the epikarst recovers locally and for a short time, while below the floor of plate shaped doline with subsidence doline, the epikarst regenerates locally, but permanently too (this enables material transport from the cover into the karst and thus, the formation of subsidence dolines on the doline floor with superficial deposit). Below the floor of the plate shaped doline without drawdown doline, the epikarst did not regenerate at all. On the floor of the partial dolines of the plate shaped doline with partial doline, the epikarst is active in the beginning, but later it will be inactive (the partial dolines do not become deeper, but they widen since the epikarst is active on their side slopes and thus, they coalesce). On the karst with plate shaped dolines, the surface does not become dissected, the host rock is denuded in a small thickness and in horizontal direction and in case of the development of inner plate shaped dolines it is denuded in several levels. Since plate shaped dolines (non-active epikarst) and drawdown dolines (active epikarst) also occur together on karst, peneplain and vertically dissected surface section may develop adjacent to each other on plain terrains with dolines. In case of plate shaped dolines with an elevated position, the mounds become truncated or are separated into sections. In case of those situated near valleys, the dolines contribute to the widening and lengthening of valleys.

Keywords: epikarst, plate shaped doline, morphometry, superficial deposit of doline floor

Bevezetés

E tanulmány célja a tányéros dolinák jellemzőinek, kialakulásának, fejlődésének, talpuk karsztos folyamatainak és e dolináknak a karsztok felszínfejlődésére gyakorolt hatásának vizsgálata és bemutatása.

Az oldódásos dolináknak egyik változata a tányéros dolina, amely HEVESI (1984, 2000) szerint nagy átmérőjű (80-200 m), sík aljzatú depresszió. Az oldódásos dolinák többféle módon osztályozhatók. Lejtőik jellege növekedésük során változik. Elsősorban a homorú és domború lejtőrész egymáshoz képesti hosszának a figyelembevételével a dolinák négyfélék (PÉNTEK et al. 2007):

1. pereménél és aljzatánál szélesedő dolina (a homorú lejtőrész a domináns),
2. aljzatánál szélesedő dolina (a homorú lejtőrész a domináns, de a lejtő meredekké alakul fejlődése során, az aljzat síkká fejlődik),
3. pereménél szélesedő dolina (a domború lejtő hosszabbodik a homorúhoz képest, miközben a lejtő ellankásodik),
4. mélyülő, nem szélesedő dolina (a domború lejtőrész hossza nő a homorúhoz képest, miközben a lejtő egyre meredekebbé válik).

Az oldódásos dolinák kialakulásuk szerint lehetnek „*point recharge*-, *drawdown*- és *inception*” dolinák (SAURO 2012). A „*point recharge*” dolinák a karsztra átöröklődött völgyekben alakulnak ki. A felszíni vízbevezetés a kialakuló protobarlangokba történik, biztosítva a felszíni víz és az oldott anyag elszállítását és így a depresszió mélyülését (WILLIAMS 1985, 2004, FORD, WILLIAMS 2007, SAURO 2012). Az „*inception*” dolinák ott jönnek létre, ahol felszínhez közeli vízzáró van. Ahol ezen a víz átjut koncentrált lesz a vízbevezetés és az oldott anyag továbbszállítása is. Ezért e hely felett depresszióképződés történik (SAURO 2012). A „*drawdown*” dolinák visszacsatolási folyamatok során képződnek (WILLIAMS 1983, FORD, WILLIAMS 2007). Az epikarsztban, ahol a vízbevezetés felgyorsul a törések mentén a járatok (talaj alatti karroknál) gyorsabban fejlődnek. A gyorsabb vízbevezetés e helyek felett is intenzívebb oldódást eredményez és így a kialakuló depresszió mélyülése is egyre gyorsabb lesz az egyre fejlettebb járatok felé. A depresszió legmélyebb pontjára még több víz érkezik, ami tovább erősíti itt az oldódást, az epikarsztban pedig a másodlagos porozitás növekedését is. Az epikarszt másodlagos porozitásának a növekedése intenzívebbé teszi az áramlást, ami ugyancsak növeli az oldódást a dolina mélyebb részén és alatta az epikarsztban. A vázolt fejlődés azt eredményezi, hogy a dolinatalp (ill. a talpnál a feké), a dolina középpontja felé egyre mélyebb lesz.

Glaciokarszton az oldódásos dolinák különböző változatait különítik el: így óriás oldódásos dolina (paleodolina), kisméretű (recens) oldódásos dolina, aknadolina, de előfordulnak utánsüllyedéssel is (FORD 1979, SWEETING 1973, KUNAVÉR 1983, ŠTEPISNIK et al. 2010, VERESS 2017, VERESS et al. 2019).

A különböző oldódásos dolinák aljzatát kisebb-nagyobb vastagságban nem csak talaj, hanem nem karsztos fedő is elboríthatja. Ekkor a fedőn

gyakran fedett (rejtett) karsztos dolinák (utánsüllyedéses dolina) képződnek (SWEETING 1973, WILLIAMS 2004, VERESS 2016, 2017, VERESS et al. 2019).

A tányéros dolinák, mint azt alább bemutatjuk „drawdown” dolinák-ból alakulnak ki.

Módszerek

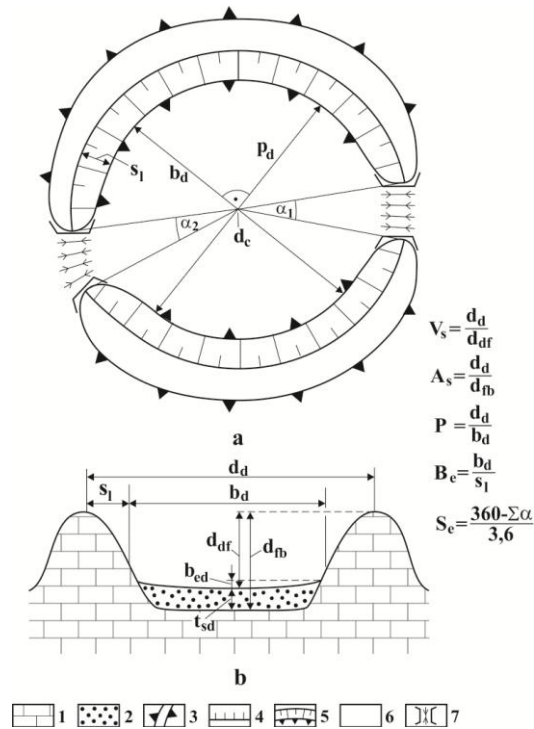
A dolináknak vannak mérhető és számítható paraméterei, amelyeket számos kutató vizsgált (CLARK, EVANS 1954, WILLIAMS 1971, 1972a, 1972b, JENNINGS 1975, BONDESAN et al. 1992, TELBISZ, MÓGA 2005, LYEWAYEE et al. 2007, PÉNTEK et al. 2007, LÁTOS et al. 2015, KEVEINÉ et al. 2015). BONDESAN et al. (1992) ezekből 65 félélt különített el. E paraméterekkel jellemezhető a dolinák mérete, morfológiája, valamint előfordulása, elterjedése, mintázata (pl. sűrűség, sűrűség változás, a legközelebbi szomszéd, stb.). A mérhető paramétereket közvetlen terepi méréssel, térképről, vagy légi fotókról adhatják meg. E munkában olyan paramétereket használtunk, ill. hoztunk létre (miután a tányéros dolináknak más dolináktól részben eltérő morfológiai sajátosságaik vannak) és számítottunk, amelyek alkalmasak a tányéros dolinák jellemzésére, leírására, valamint más dolinatípusok dolináival való összehasonlításra. Geofizikai módszereket a dolinafedők összetételének a megállapítására, szerkezetének és a fekvjük morfológiájának a vizsgálatára már korábban alkalmaztak (McDOWELL et al. 2002, ZHOU et al. 2002, HOOVER 2003, VERESS 2009, 2016, MORALES, SORIANO 2017).

A módszereinket alább mutatjuk be.

- Az Aggteleki-karszton, a Bükk-hegységben, a Pádison, az Asiagó fennsíkon olyan dolinákat választottunk ki és készítettük el a domborzatrajzi térképüket, amelyeket a terepbejárások során potenciálisan tányéros dolináknak lehetett tekinteni. A térképeket 1:250 vagy 1:500 méretarányban készítettük el, a térképeken a szintvonalakat 0,5 m, vagy 1,0 m-enként szerkesztettük ki.

- A tányéros dolinák morfológiai jellemzőinek a megállapításához az alábbi paramétereket mértük a domborzatrajzi térképekről (1. ábra): a dolina hosszanti átmérőjét (d_d), a dolina sík aljzatának hosszanti kiterjedését (b_d), az aljzatának legnagyobb magasságkülönbségét (b_{ed}), a lejtőjének a hosszát (s_l). Mind a mélységet, mind a lejtő hosszát megadtuk a dolina melletti magaslathoz, valamint a dolina pereméhez képest is. Az aljzat és a lejtő határát azon dolinánál, ahol van karsztos nyereg, a dolinából a karsztos nyeregnél kilépő szintvonal adta. Ahol karsztos nyereg nincs, ott az a szintvonal, ahonnan a dolina középpontja felé a szintvonal sűrűség kisebb, mint a perem irányába. Megadtuk az oldallejtő hiányának a mértékét. Ez utóbbit az

aljzat középpontjánál lévő szög (α) nagyságával állapítottuk meg. A középpontot a leghosszabb és a legrövidebb, egymásra merőleges aljzati átmérők metszéspontjainál vettük fel. Ahol több helyen is hiányzott az oldallejtő, ott a középpontnál lévő szögeket összegeztük ($\Sigma\alpha$).



1. ábra: Tányéros dolina néhány morfológiai paramétere

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. dolinatalp üledéke, 3. a dolinatalpat övező válaszfal, 4. a válaszfal gerince (a dolina pereme), 5. a válaszfal belső oldallejtője (dolina oldallejtője), 6. a dolina aljzata, 7. karsztos nyereg, b_d a dolinatalp leghosszabb átmérője, p_d a leghosszabb átmérőre merőleges átmérő, d_c a dolinatalp középpontja, α_1 , α_2 a karsztos nyereg kiterjedését kifejező szögek, d_{df} a dolinatalp mélysége (látszólagos mélység), d_{fb} a dolina mélysége (tényleges mélység), S_1 a dolina oldallejtőjének a hossza, d_d a dolina átmérője a hosszabbik tengely mentén, b_{ed} az aljzat legnagyobb magasságkülönbsége, t_{sd} a fedőüledék vastagsága, V_s látszólagos alak, A_s tényleges alak, P dolina tányérosodási értéke, B_e dolina aljzat kiterjedtsége, S_e a dolina oldallejtőjének kiterjedtsége, a. felülnézet, b. oldalnézet

Fig. 1: Some morphometric parameters of a plate shaped doline

Legend: 1. limestone, 2. sediment of doline floor, 3. dividing wall surrounding the doline floor, 4. ridge of the dividing wall (margin of the doline), 5. inner side slope of the dividing wall (side slope of the doline), 6. floor of the doline, 7. karst saddle, b_d the longer diameter of the doline floor, p_d diameter that is perpendicular to the longest diameter, d_c centre of the doline floor, α_1 , α_2 angles expressing the expansion of the karst saddle, d_{df} depth of the doline floor (apparent depth), d_{fb} depth of the doline (actual depth), S_1 length of the side slope of the doline, d_d the diameter of the doline along the longer axis, b_{ed} the largest elevation difference of the floor, t_{sd} thickness of the superficial deposit, V_s apparent shape, A_s actual shape, P plate shapedness value of the doline, B_e expansion of doline floor, S_e expansion of the side slope of the doline, a. plan view, b. lateral view

I. táblázat
Table I.

A vizsgált tányéros dolinák számított morfológiai paraméterei
Calculated morphometric parameters of studied plate shaped dolines

doline jele	látszólagos alak	tényleges alak	tányérosodottság	aljzat kiterjedtsége	oldalajtó kiterjedése (%)	morfológiai környezet
Fs1	66,67 (33,33)	37,45 (23,98)	1,33	30,00	81,39	tetőszinten, uvala része
Fs2	40,00 (13,33)	- (-)	1,33	8,00	85,28	tetőszinten, uvala része
Fs4	56,67 (10,62)	- (-)	1,70	6,67	89,72	sík térszínen, uvala része
Fs5	15,00 (12,85)	- (-)	1,29	7,00	79,17	sík térszínen, uvala része
Fs6	25,00 (9,72)	- (-)	1,75	3,33	82,50	epigenetikus völgytalpon, uvala része
Fs7	22,79 (11,53)	- (-)	1,87	4,00	81,39	sík térszínen, uvala része
Fs8	21,43 (9,37)	- (-)	1,81	4,15	85,83	sík térszínen, uvala része
Fs9	12,67 (11,18)	- (-)	1,46	2,89	86,67	epigenetikus völgytalpon, uvala része
Fs10	15,56 (8,23)	- (-)	1,75	2,00	80,56	sík térszínen, uvala része
N11/a	13,86 (-)	8,95 (-)	1,40	2,80	66,67	epigenetikus völgy peremén, uvala része
N13	51,01 (-)	31,89 (-)	1,75	3,80	100	sík térszínen
L6	41,21 (-)	- (-)	1,44	4,00	93,06	tetőszinten
Ag	40,62 (-)	16,63 (-)	1,36	4,75	83,06	tetőszinten
P1	45,00 (15,01)	39,63 (14,37)	2,47	2,67	56,94	poligonális karszt, uvala része
P3	49,87 (16,62)	15,93 (9,72)	1,52	10,42	81,39	poligonális karszt, uvala része
As1	11,25 (-)	11,25 (-)	1,24	6,04	100	sík térszínen
átlag	33,04 (13,80)	23,11 (16,02)	1,59	6,41	80,97	

Megjegyzés: a zárójelben lévő számnál a dolina alakjának számításánál a mélységet a határoló magaslatához képest adtuk meg

Notice: in case of the number in brackets, when calculating the shape of the doline, the depth was given as compared to the surrounding mound

- Számítottuk a dolina alakját úgy, hogy a hosszanti átmérő és a mélység hányadosát képeztük. Ha a mélységet a határoló magaslathoz adtuk meg, az így kapott alakot az *I. táblázatban* zárójelben tüntettük fel. Külön-külön meghatároztuk a látszólagos alakot (V_s) ekkor a dolinalaphoz képest adtuk meg a mélységet (d_{df}) a dolina peremétől, valamint a tényleges alakot (A_s) ekkor a mélységet a talp fekjéhez képest képeztük (d_{fb}) ugyancsak a dolina peremétől. Ez utóbbi számítása ott lehetséges, ahol a VESZ mérések adatainak a felhasználásával a fedő vastagsága (t_{sd}) meghatározható, illetve ahol a dolinalalp fedetlen. (A fedő vastagságára dolinánként átlagot számoltunk.) Meghatároztuk a dolina tányérosodási értékét (P) úgy, hogy a dolina hosszabbik átmérőjének és a talp hosszanti kiterjedésének a hányadosát képeztük. Meghatároztuk továbbá a tányéros dolinák aljzatának kiterjedtségét (B_e) úgy, hogy a talphossz és a dolina egyik lejtőjének a hányadosát képeztük. Százalékban megadtuk a hiányos oldallejtőjű, α szögű nyereggel rendelkező tányéros dolina oldallejtője kiterjedésének (S_e) az arányát a teljes oldallejtőjű (amit körnek tekintettünk) tányéros dolina oldallejtőjéhez (100%) képest, az alábbi módon:

$$S_e = \frac{360^\circ - \sum \alpha}{3,6}$$

- VESZ mérések adatainak a felhasználásával geoelektromos-földtani szelvényeket készítettek a Terratest Kft munkatársai 3 db bükki, 1 db aggteleki, 2 db pádisi tányéros dolinánál. (Megjegyezzük, hogy e módszerrel a fekü járatai, aknáik nem mutathatók ki!)

- Összehasonlítottuk a vizsgált dolinák látszólagos átlagos alak értékeit egyéb mérsékeltövi nem tányéros dolináinak (drawdown dolina), glaciokarsztok óriás dolináinak, aknadolináinak, kisméretű, recens, oldódásos dolináinak átlagos látszólagos alak értékeivel. Összehasonlítottuk a tányéros dolinák és az aknadolinák átlagos tányérosodási és átlagos aljzat kiterjedtségi értékeit (azért az aknadolinákat vontuk be ebbe az összehasonlításba, mert az aknadolináknak is sík aljzata van).

Összehasonlítottuk továbbá a mérsékelt övi „drawdown” dolinák és a glaciokarszt kisméretű, recens oldódásos dolináinak átlagos méret és alak értékeit a tányéros dolinák talpának fekjén előforduló depressziók átlagos méretével és átlagos alakjával.

Kutatási helyek

A Bükk-hegység az Északi-középhegység része, de szerkezetileg az Alpaca nagyszerkezeti egységhez tartozik (CSONTOS, VÖRÖS 2004). Takarós szerkezetű hegység (BALOGH 1964), központi része a 600-900 m magassá-

gú Bükk-fennsík, amelyet a Garadna-völgy északi Kis-fennsíkra és déli Nagy-fennsíkra különít.

Kutatási helyszíneink a Nagy-Fennsíkon helyezkednek el, amelyek a Fekete-Sár, a Nagy-Mező és a Nyavalyás-tető és felépítő kőzete triász anizuszi (*LESS et al. 2005*) mészkő. A Fekete-Sár (Zsidó-rét) a fennsík DNy-i részén helyezkedik el, közel a Tarkő magaslatához. A Fekete-Sár talajos karszt, karsztformái egy közel É-D-i irányú sávban vannak. Itt egymás szomszédságában „drawdown” dolinák, tányéros dolinák fordulnak elő, magányosan, de többnyire összekapcsolódva, uvalákat képezve. A „drawdown” dolinák és a tányéros dolinák között morfológiailag átmenetet képező dolinák is gyakoriak. A terület déli részén, amely helyenként polygonális karszt, a dolinák a sík felszínen, tetőhelyzetben-, míg északi részén epigenetikus völgy talpán vannak. Utóbbiak helyenként a völgyperemi dolinákkal is összekapcsolódtak.

A Nagy-Mező területén szabálytalan mintázatban fordulnak elő tányéros dolinák, amelyek egy része egymásba kapcsolódott. E dolinák eltérő mértékben feltöltődtek. Ez arra vezethető vissza, hogy É-i irányból területére egy epigenetikus völgy vezet, valószínűleg egykori víznyelős vakvölgy. A fedős aljzatú tányéros dolinák talpán utánsüllyedéses dolinák is kifejlődtek (*VERESS, ZENTAI 2009*).

Egyetlen tányéros dolina „L6” van tetőhelyzetben a Nyavalyás tetőn. Ez a magaslat ugyancsak a Nagy-Fennsíkon, annak É-i részén van a Lusta-völgy és a Garadna völgy között, amely térszín talajos karszt.

Az Aggteleki-karszt a Szilicei-takaró része (*KOVÁCS 1984*) és fennsíkokra különül. Legmagasabb közülük az Alsó-hegy, (felszínének magassága 450-550 m közötti, felépítő kőzete középső-triász (wettersteini) és felső-triász (dachsteini) mészkő), amelynek Ny-i, alacsonyabb részének egyik magaslata a Magas-tető. Ennek egyik uvalája a vizsgálat tárgyát képező „Ag1” jelű tányéros uvala.

A Padiş (Ponor-Bâtrîna) a Bihar-hegység 1100-1400 m magasságú, magaslatokkal tagolt fennsíkja. Felépítő kőzetei triász és júra mészkövek, dolomitok, permi homokkövek és metamorf kőzetek (*BLEAHU 1976*). A kutatási területek itt a nagyméretű Răchite fő részdolinájának „P1” és egyik mellék részdolinájának „P3” a talpai voltak. A Răchite egy uvala, amelyet különböző magasságú magaslatok és karsztos nyergek öveznek, fő-, és ezt övező mellék részdolinákból áll. A K-i irányból határoló karsztos nyereg belesimul a talpszintjébe, miáltal oda, mint a fennsík más részleteire is, a fennsíkot K-ről határoló Kék-Magura homokköves felépítésű tömegéről folyóvízi szállítással törmelékes üledék elborítás érkezett. A Padiş alacsonyabb térszín részletei és így a „P1” jelű fő részdolina talpa is fedett karszt-

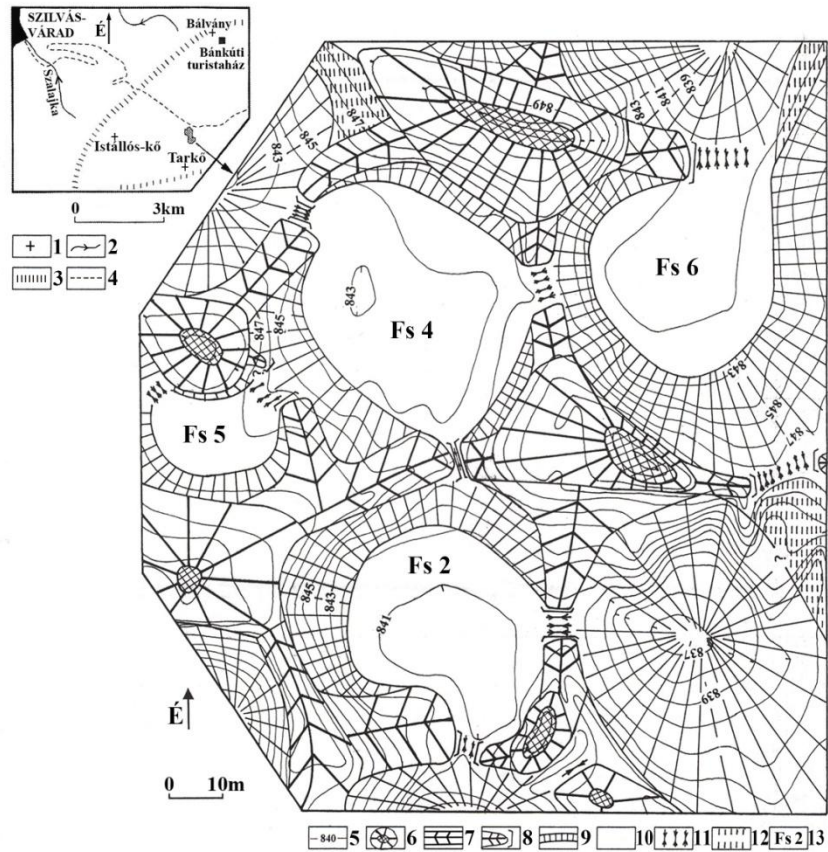
tos területek, míg a határoló magaslatokon oldásos dolinák vannak, tehát itt talajos karszt van. Hasonlóképpen elfedődtek e nagyméretű depresszióhoz kapcsolódó alacsonyabb helyzetű részdolinák, mint a „P3” jelű mellékdolina (részdolina) is. A fődolinának, de a hozzá kapcsolódó mellék részdolinának is a talpán számos utánsüllyedéssel dolina alakult ki (VERESS 2016).

Asiago a Déli-Alpok a Vald’Astico-, a Valsaguno-, és Brenta völgyek között helyezkedik el. Felső triász, júra és kréta mészkövekből épül fel, amely az Apulai lemez autochton része (MAURER 2000). A fennsík déli alacsonyabb (mintegy 1500 m alatti) részén volt a kutatási területünk, amely egy magányos tányéros dolina az „AsI” jelű.

Eredmények

A tányéros dolinák morfológiájának minőségi jellemzői (2, 3. ábrák)

A dolinák morfológiai elemei a kiterjedt, sík aljzat, a rövid oldallejtő, amely a csoportos előfordulásúaknál, a szomszédos dolinákat elkülönítő válaszfal (vagy küszöb) része. Ennek legmagasabb része a gerinc. A tetőhelyzetűeknél, ha kellő mértékben kiszélesedtek a válaszfalhoz hasonló íves, körkörös, sáncszerű magaslat van. Ekkor a válaszfal keskeny, oldallejtői nem csak az övezett dolina közepe felé dőlnek, hanem ellenkező irányban a környezete felé is. A válaszfal alaprajzban íves, körkörös lefutású. Ott alakul ki, ahol az eredeti térszín a határoló dolinák szélesedésével elkeskenyedik. A válaszfalak átréselődtek lehetnek (félválaszfal, félküszöb). E helyeken karsztos nyergek alakulnak ki. (Ugyanazon dolinának több karsztos nyerge is lehet, ha a válaszfal, vagy gerinc több helyen lepusztult.) A karsztos nyergeknél kapcsolódnak egymásba a rész dolinák, uvalákat alkotva. A völgyperemi helyzetű, vagy az uvalák függőhelyzetű dolinái gyakran nem zártak, hanem nyitottak. Ilyenkor a nyeregnél a felszín kizárólag a völgy, vagy azon depresszió irányába dől, amelyhez a részdolina kapcsolódott. A válaszfalak tetőszintje nem sík, magaslatok tagolhatják. E magaslatok a válaszfalak lokális pusztulása (a folyamat lehet nem karsztos eredetű is) során jönnek létre. Több dolina között is előfordulhatnak magaslatok (dolina közti magaslat, vagy karsztdomb). E formák magasabbak, kiterjedtebbek, kevésbé megnyúltak, mint a válaszfalak magaslatai. Nem íves alaprajzúak, bár peremeik párhuzamosak a dolinák oldallejtőikkel. Tetőszintjük az eredeti, karsztosodás előtti térszín maradványa.

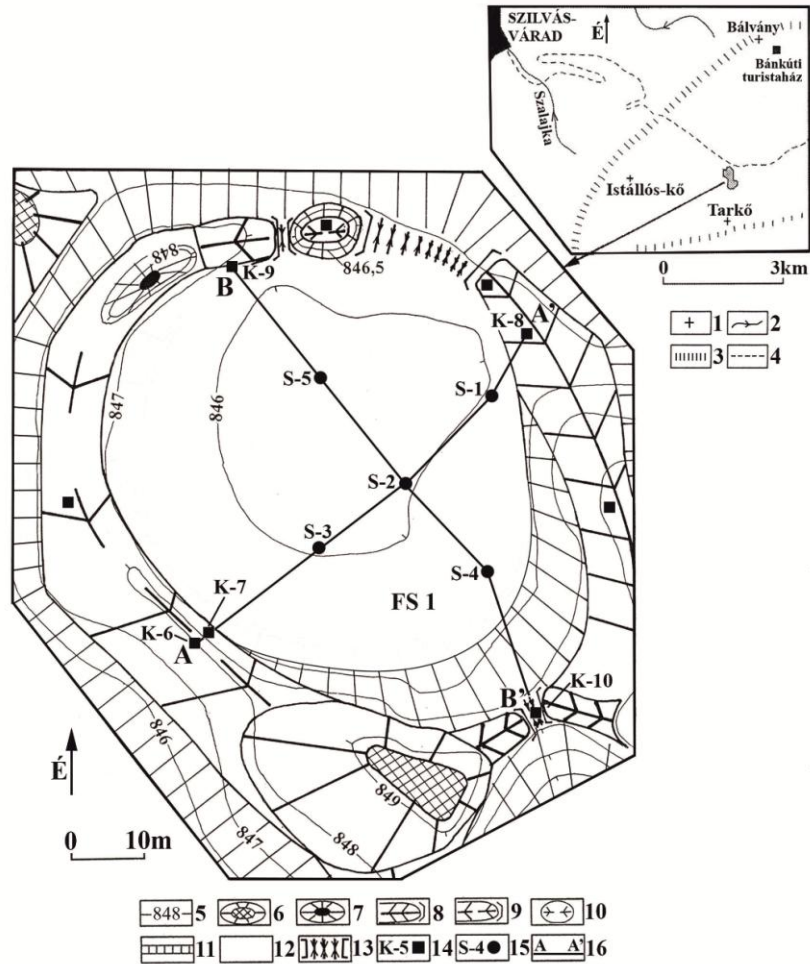


2. ábra: Összekapcsolódott tányéros dolinák morfológiai térképe a Fekete Sár-Rét területéről
 Jelmagyarázat: 1. hegy, 2. vízfolyás, 3. fennsík pereme, 4. út, 5. szintvonal, 6. karszdomb, 7. válaszfal, 8. fél válaszfal, 9. dolina oldallejtő, 10. dolina aljzata, 11. karsztos nyereg, 12. karsztos eredetű lejtő, 13. tányéros dolina jele

Fig. 2: Morphological map of coalesced plate shaped dolines from the area of Fekete Sár-Rét
 Legend: 1. mountain, 2. stream, 3. plateau margin, 4. road, 5. contour line, 6. karst hill, 7. dividing wall, 8. half-dividing wall, 9. doline side slope, 10. doline floor, 11. karst saddle, 12. slope of karstic origin, 13. identification mark of a plate shaped doline

A tányéros dolinák fedőledekés talpán kétféle depresszió fordul elő. Az egyik a mélységéhez képest nagy átmérőjű, lankás oldallejtőjű forma, amelyet tömörödéses dolinának tekintünk (lásd alább). A másik, az átmérőjéhez képest mély és meredek oldalú depresszió. Ez utóbbiak az utánsüllyedéses dolinák.

A tányéros dolinák morfológiájának mennyiségi jellemzői (morfometriai jellemzők)



3. ábra: Az Fs1 jelű (Fekete-Sár) tányéros dolina morfológiai térképe

Jelmagyarázat: 1. hegy, 2. vízfolyás, 3. fennsík pereme, 4. út, 5. szintvonal, 6. karszdomb, 7. karsztos magaslat válaszfalon, 8. fél válaszfal, 9. roncsolódott fél válaszfal, 10. válaszfal maradvány, 11. dolina odallejtője, 12. dolina aljzata, 13. karsztos nyereg, 14. kőzet kibúvás és jele, 15. VESZ mérés helye és jele, 16. geoelektromos földtani szelvény nyomvonala

Fig. 3: Morphological map of the plate shaped doline marked Fs (Fekete-Sár)

Legend: 1. mountain, 2. stream, 3. plateau margin, 4. road, 5. contour line, 6. karst hill, 7. karst mound on a dividing wall, 8. half-dividing wall, 9. truncated half-dividing wall, 10. relict form of a dividing wall, 11. side slope of the doline, 12. doline floor, 13. karst saddle, 14. rock outcrop and its mark, 15. site and identification code of VES measurement, 16. track of a geoelectric-geological profile

A vizsgált dolinák mért paramétereiből a számított értékeket az I. táblázaton mutatjuk be. A tányéros dolinákat és a „drawdown” dolinákat pusztán a morfológiai jellemzők szerint nem lehet biztosan elkülöníteni egymástól. Ugyanis a nem tányéros dolináknak is lehetnek nyergeik és sík aljzatuk. Ez utóbbi akkor jön létre, ha a dolinalap feltöltődik és áltányéros dolina jön

létre. Ezért azon dolinák tekinthetők tányéros dolináknak, amelyek alak értékei nem kisebbek, mint azon dolináké, amelyek sík fekü aljzattal rendelkeznek. A vizsgálat során a tányéros dolinák felismerésére két lehetőség adódik.

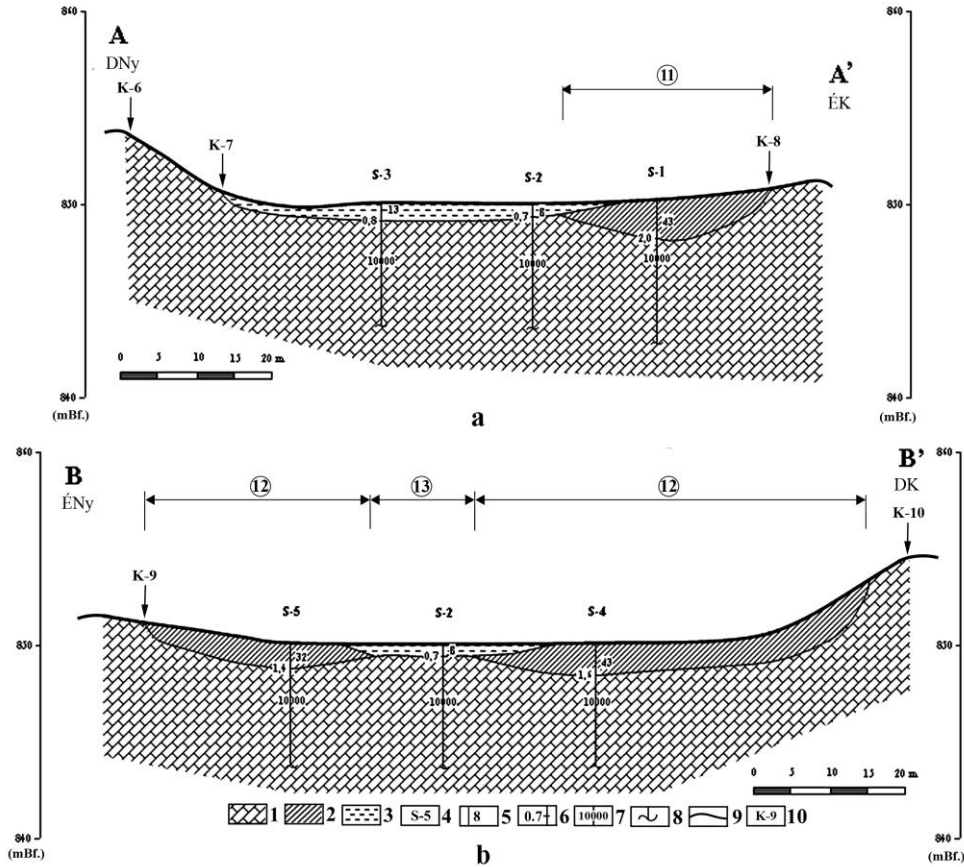


4. ábra: Az As1 jelű (Asiagói-fennsík) tányéros dolina (a dolinaaljzat üledék nélküli és karrokkal tagolt)
Fig. 4: Plate shaped doline marked As1 (Asiago Plateau) (the doline floor is without sediment and it is dissected by karren)

- A természetes úton feltárt sík aljzatú dolinát (ilyen az Asiagói-fennsíknak az „As1” jelű dolinája, amelynek alak értéke 11, 25, 4. ábra) tekintjük tányéros dolinának. Ebből következik, hogy azok a jégeróziótól mentes dolinák tányéros dolinák, amelyek alak értékei e dolina alak értékénél nagyobbak.

- A VESZ mérésekkel kimutatható sík aljzatú dolinák közül a legkisebb látszólagos alak értékkel rendelkező dolinát is tekinthetjük a dolinák kiválasztásánál mérvadónak. A VESZ mérésekkel vizsgált sík talpú dolinák közül az N11/a jelű (Bükk-hegység) rendelkezik a legkisebb látszólagos alak értékkel, amely 13,86 (I. táblázat).

A kétféle elv alapján kiválasztott két dolina alakértékei közel esnek egymáshoz (ami a kiválasztás objektív voltát erősítheti). Látható, a tányéros dolinának minősített dolinák mindegyikének a látszólagos alakértéke a fenti dolinák látszólagos alakértékeinél nagyobb.



5. ábra: Az Fs1 jelű tányéros dolina A-A' és B-B' jelű geoelektromos-földtani szelvényei (szelvényhelyek a 6. ábrán láthatók)

Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. lösz (agyagos-iszapos), vagy mészkőtörmelékes agyag, 3. agyag, 4. VESZ mérés helye és jele, 5. összlet geoelektromos ellenállása (Ohmm), 6. összlet geoelektromos talpmélysége (m), 7. a fekü geoelektromos ellenállása (Ohmm), 8. VESZ mérés kb-i behatolása, 9. geoelektromos összelethatár, 10. kőzetkibúvás jele 11. fekü depresszió, 12. részdolina, 13. elfedett válaszfal

Fig. 5: Geoelectric-geological profiles marked A-A' and B-B' of the plate shaped doline marked Fs1 (profile sites can be seen in Fig. 6)

Legend: 1. limestone, 2. loess (clayey-muddy) or clay with limestone debris, 3. clay, 4. site and identification code of VES measurement, 5. geoelectric resistance of series (Ohmm), 6. base depth of geoelectric series (m), 7. geoelectric resistance of bedrock (Ohmm), 8. approximate depth of penetration of VES measurement, 9. geoelectric series boundary, 10. identification code of rock outcrop 11. bedrock depression, 12. partial doline, 13. covered dividing wall

A kiválasztott tányéros dolinák paramétereit tekintve megállapítható, hogy nagy átlagos látszólagos alak jellemzi e dolinatípust (33,04). De még a tényleges dolina alak átlaga is nagy (23,11). Hasonlóképpen nagy az aljzat kiterjedtségének értéke (6,41) és kicsi a tányérosodottsági érték (1,59). Az alak azért nagy, mert a dolinák átmérőjéhez képest a mélységük kicsi. A

nagy aljzat kiterjedtség oka, hogy az aljzat dominál az oldallejtő hosszhoz képest, míg a kicsi tányérosodottságé, hogy a sík aljzat kiterjedése megközelíti a dolinák átmérőjét. Az aljzat sík jellegét alátámasztják az aljzaton belüli legnagyobb magasságkülönbségek kicsi értékei (átlag 1,03 m). De nemcsak a fedőüledékes vagy talajos aljzat közel sík és kis dőlésű, hanem a fekü is. Ezt mutatják a szelvények (5. ábra), de az is, hogy a Rächite két utánsüllyedéses dolina csoportja (amelyek az I-I' és a VII-VII' szelvények nyomvonalai mentén helyezkednek el) között a távolság 100 m, míg a két hely fekjének a magasságkülönbsége mindössze 7-11 m.

II. táblázat
Table II.

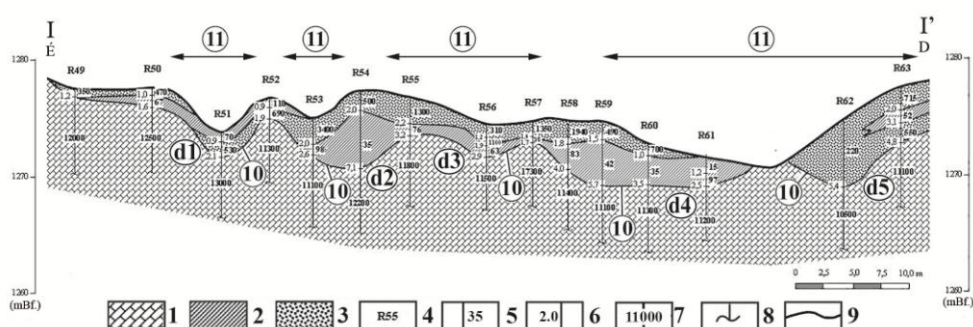
Oldódásos dolinatípusok dolináinak átlagos alak értékei
Average shape values of the dolines of solution doline types

dolinatípus	esetszám	átlagos látszólagos alak	átlagos tényleges alak	a vizsgáltak előfordulási helye	forrás
tányéros dolina	16	33,04	23,11	Bükk-hegység, Aggteleki karszt, Padis, Asiagó	jelen tanulmány
mérsékelt övi drawdown dolina	13	8,10	?	Aggteleki-karszt, Mecsek-hegység (Magyarország)	VERESS 2017
aknadolina	8	1,45	?	Kanin, Totes Gebirge, Durmitor	VERESS 2017
glaciokarszt óriás dolinája (paleodolina)	28	15,22	?	Kanin, Durmitor, Totes Gebirge	VERESS 2017
glaciokarszt kisméretű (re-cens) dolinája	16	3,13	?	Durmitor, Hochschwab	VERESS 2017
tányéros dolinák fekjének drawdown dolinája	14	-	5,32	Padis (P1 és P3)	jelen tanulmány

Más dolinatípusokkal összehasonlítva megállapítható, hogy a tányéros dolinák átlagos látszólagos alakja a legnagyobb (II. táblázat). Még a tényleges átlagos alak értékük is nagyobb, mint a többi oldódásos dolina típus dolináinak átlagos látszólagos alak értéke. Az oldásos dolinatípusok közül a legkisebb átlagos látszólagos alakértéke az aknadolináknak (1,45) van (VERESS 2017, II. táblázat). A tányéros dolinák látszólagos átlagos alakja még az idős jégerózióval kiszélesített óriás dolinák látszólagos átlagos alakjának is a duplája. A tányéros dolinák más paraméterei csak az aknadolinákéval hasonlítható össze (lévén, hogy e dolinatípusnak van még sík aljzata). Az I. táblázat adatai szerint az aknadolinák átlagos tányérosodási értéke (2,30) közel esik a tányéros dolinák átlagos tányérosodási értékéhez

(1,59). Ami nem a sík aljzat kiterjedtsége miatt lehetséges, hanem azért, mert e dolinák meredek lejtőjük és ezért az átmérőjük és talpuk alig tér el egymástól. Az aljzat kiterjedtség viszont számottevően különbözik: előző-eknél 6,41, utóbbiaknál 0,85. A jelentős eltérés oka, hogy az aknadolináknál a viszonylagos nagy mélységük miatt az oldallejtő hossza közel hasonló, mint az aljzat átmérőjének az értéke vagy akár meg is haladja azt. A tányéros dolináknál viszont lényegesen felülmúlja a kis mélység miatt az aljzat kiterjedése az oldallejtő hosszát.

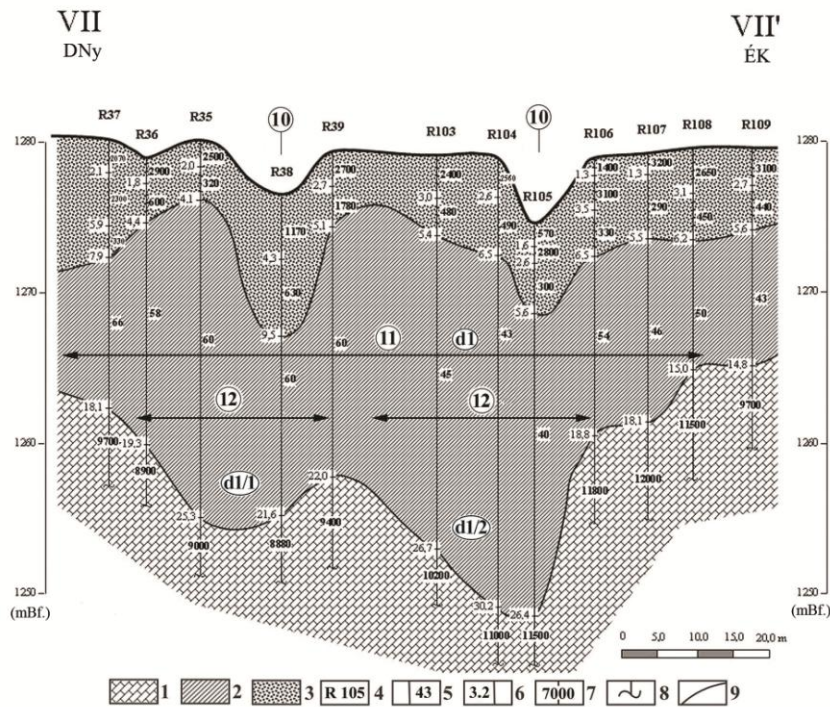
A tányéros dolinák fekjüjének és fedőüledékeinek a jellemzői



6. ábra: Geoelectromos földtani szelvény (I-I' jelű) a P1 jelű fő részdolina (a Rächite területéről)
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. agyagos kőzetsilt, 3. vegyes kőzettörlemék (homok, homokkő- és mészkőtörlemék), 4. VESZ mérés helye és jele, 5. VESZ ellenállás (Ohmm), 6. geoelectromos sorhatár talpmélysége (m), 7. fekü geoelectromos ellenállás (Ohmm), 8. VESZ mérés kb. behatolása, 9. a geoelectromos sorhatár, 10. depresszió azonosító jellel, 11. süllyedésközelet
 Fig. 6: Geoelectric-geological profile (marked I-I') from the area of the main partial doline marked P1 (Rächite)
 Legend: 1. limestone, 2. clayey silt, 3. mixed rock debris (sand, sandstone and limestone debris), 4. site and identification code of VES measurement, 5. geoelectric resistance of series (Ohmm), 6. base depth of geoelectric series (m), 7. geoelectric resistance of bedrock (Ohmm), 8. approximate depth of penetration of VES measurement, 9. geoelectric series boundary, 10. depression on the bedrock with identification code, 11. subsidence doline

- A sík fekü lehet tagolatlan, alig tagolt (5. ábra), nagy mértékben tagolt (6, 7. ábrák). A fekü aknáknak és depresszióknak fordulhatnak elő. Akna említhető az „N-13” jelű tányéros dolina (Bükk-hegység) talpáról, ahol az üledékes felszínre felnyílt akna figyelhető meg. A tányéros dolinák különböző alak értékű fekü depressziót a III. táblázatban mutatjuk be. A fekü depressziók alakja az „As1” jelű dolina alakjához képest (alak 11,25) lehet nagy (átlagos alak 15,33) és kicsi (átlagos alak 5,32). A kicsi alakú depressziók felett a fedőn utánsüllyedésközelet dolinák lehetnek (6, 7. ábrák), de előfordul, hogy nincsenek (8. ábra). A vizsgált 14 db kicsi alak értékű depresszió közül 8 db felett van a fedőn utánsüllyedésközelet dolina. A nagy alakúak között vannak olyanok, amelyek pereme egybeesik a hordozó depresszió peremével és a

részdepressziókat válaszfal különíti el egymástól. Pl. a Magas-tető tányéros uvalájánál tapasztalható ez (9. ábra).



7. ábra: Geoelektromos- földtani szelvény (VII-VII' jelű.) a P1 jelű fő részdolina (a Rächite) területéről
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. agyagos köztelisz, 3. vegyes kőzettörmelék (homok, homokkő- és mészkőtörmelék),
 4. VESZ mérés helye és jele, 5. összlet geoelektromos ellenállása (Ohmm), 6. geoelektromos összlet talpmélysége
 (m), 7. a fekvő geoelektromos ellenállása (Ohmm), 8. VESZ mérés kb. behatolása, 9. geoelektromos összlethatár,
 10. subsidence dőlör, 11. nagyméretű depresszió a fekvő azonosító jellel, 12. a nagyméretű depresszió belső
 depressziói azonosító jellel

Fig. 7: Geoelectric-geological profile (marked VII-VII') from the area of the main partial doline marked P1 (Rächite)

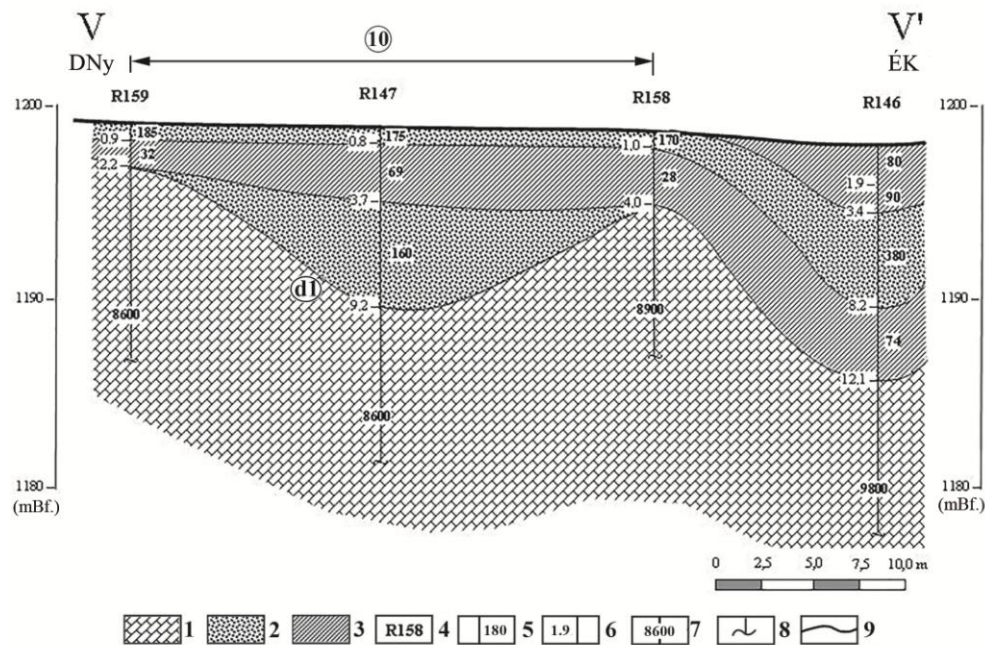
Legend: 1. limestone, 2. clayey silt, 3. mixed rock debris (sand, sandstone and limestone debris), 4. site and identification code of VES measurement, 5. geoelectric resistance of series (Ohmm), 6. base depth of geoelectric series (m), 7. geoelectric resistance of bedrock (Ohmm), 8. approximate depth of penetration of VES measurement, 9. geoelectric series boundary, 10. subsidence doline, 11. large-sized depression on the bedrock with identification code, 12. inner depressions of the large-sized depression with identification codes

- A tányéros dolinák talpát fedő üledékek lehetnek lencsések (5. ábra), és rétegzettek (6, 7, 8, 9. ábrák). A rétegzett üledékek szerkezete az alábbi lehet:

- A rétegek alsó és felső felülete nem párhuzamos egymással. Ekkor a réteg felső felülete hajlott (8. ábra jobb oldali része, 9. ábra), vagy vízszintes (8. ábra bal oldali részének középső rétege). Amikor a réteg felső felülete hajlott, bár a rétegnek az alsó felülete is hajlott, a két felület nem párhuzamos

egymással. Az alsó a hordozó depresszió felületéhez, vagy a feküréteg behajlott felületéhez igazodik.

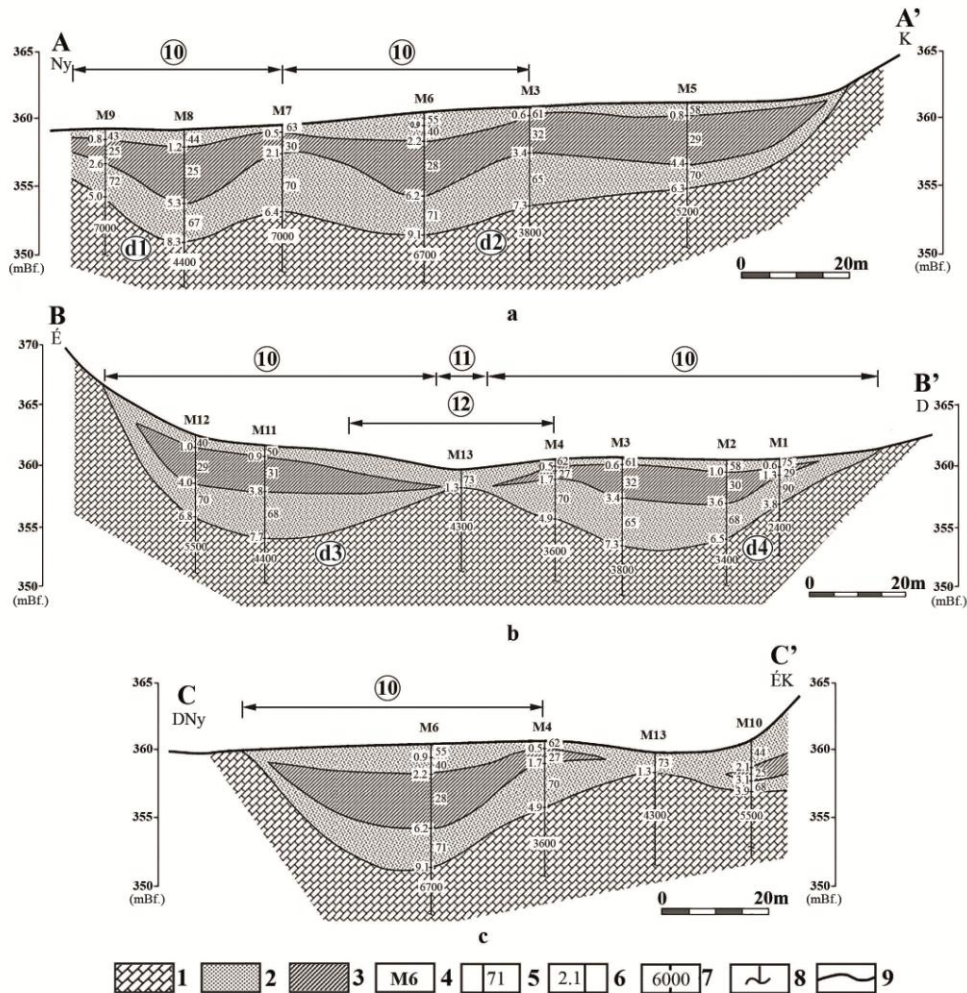
- A rétegek felülete nem hajlott, a rétegek vízszintesek (8. ábra bal oldali részének legfelső rétege).
- A rétegek alsó és felső felülete párhuzamos, de a rétegek hajlottak (6. 8. ábrák).
- Előfordul a kétféle szerkezet (hajlott felületű rétegen hajlott réteg van) együtt is: az alul lévő réteg felső felülete hajlott, míg felette olyan réteg van, amely a feküréteg felületének behajlásával létrejött mélyedést tölti ki. Utóbinak az alsó felülete nagyobb mértékben hajlott, mint a felső (6. 7. ábrák).



8. ábra: Geoelektromos-földtani szelvény (V-V') a P3 jelű tányéros mellék részdolina (Rächite) területéről
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. vegyes közettörmelék (homok, ill. mészkő, kovás, néhol agyagos), 3. agyagos kőzetliszt, 4. VESZ mérés helye és jele, 5. összeslet geoelektromos ellenállása (Ohmm), 6. geoelektromos összeslet talpmélysége (m), 7. fekü geoelektromos ellenállása (Ohmm), 8. VESZ mérés kb-i behatolása, 9. geoelektromos összlethatár, 10. depresszió a fekün azonosító jellel

Fig. 8: Geoelectric-geological profile (marked V-V') from the area of the plate shaped tributary doline marked P3 (Rächite)

Legend: 1. limestone, 2. mixed rock debris (sand and limestone, silty, at some sites clayey), 3. clayey silt, 4. site and identification code of VES measurement, 5. geoelectric resistance of series (Ohmm), 6. base depth of geoelectric series (m), 7. geoelectric resistance of bedrock (Ohmm), 8. approximate depth of penetration of VES measurement, 9. geoelectric series boundary, 10. depression on the bedrock with identification code



9. ábra: Egy Magas-tetői tányéros dolina A-A', B-B' és C-C' jelű geoelektromos-földtani szelvényei
 Jelmagyarázat: 1. mészkő, 2. homok-kavics (löss, mészkőtörmelék), 3. agyagos-homokos-kavics (löss), 4. VESZ mérés helye és jele, 5. az összlet geoelektromos ellenállása (Ohmm), 6. geoelektromos összlet talpmélysége (m), 7. a fekü geoelektromos ellenállása (Ohmm), 8. VESZ mérés kb-i behatolása, 9. geoelektromos összlethatár, 10. részdolina azonosító jellel, 11. elfedett válaszfal, 12. tömörödés dolina

Fig. 9: Geoelectric-geological profiles marked A-A', B-B' and C-C' of a plate shaped doline of Magas Hill
 Legend: 1. limestone, 2. sand-gravel (loess, with limestone debris), 3. clayey, sandy gravel (loess), 4. site and identification code of VES measurement, 5. geoelectric resistance of series (Ohmm), 6. base depth of geoelectric series (m), 7. geoelectric resistance of bedrock (Ohmm), 8. approximate depth of penetration of VES measurement, 9. geoelectric series boundary, 10. partial doline with identification code, 11. covered dividing wall, 12. compaction doline

Megvitatás

A tányéros dolinák kialakulása

A tányéros dolinák morfológiája (így sík aljzatuk) és morfológiai paramétereik (pl. a nagy alakjuk) bizonyítják, hogy ezen dolinák növekedése szélesedéssel történik. Tehát kis mélységű, aljzatánál szélesedő típusú dolinák. Ugyanakkor az *I. táblázat* adatai szerint a tányéros dolinák alakértékei jelentős mértékben eltérnek egymástól. Ez arra utal, hogy az átmérő növekedés a különböző dolináknál eltérő intenzitású. A szélesedés mértéke függ az oldódási időtartamtól, annak intenzitásától, a hordozó kőzet minőségétől, és a morfológiai környezettől. (Ez utóbbtól azért, mert ha a dolina oldalirányú növekedése korlátozott, pl. völgytalpon van, akkor szélesedése lefékeződik, mivel a lejtő hátrálása során eléri a völgyoldalt.)

A dolinafejlődés jellegét tekintve a tányéros dolinák és az aknadolinák a dolina növekedési mód két szélső helyzetét képviselik: a tányéros dolinák szélesednek és nem mélyülnek (vagy ez csak fejlődésük során rövidebb ideig jellemző), míg az aknadolinák mélyülnek és nem szélesednek.

A tányéros dolinák extrém szélesedésük eredményeként különböző fejlettségűek lehetnek. Így elkülöníthető fiatal-, felnőtt- és elpusztult tányéros dolina. A fiatal tányéros dolinák, eltekintve a sík térszínnek magányos dolináitól, uvalát alkotnak és karsztos nyergük van. A felnőtt tányéros dolinának válaszfala és határoló magaslata van. Az elpusztult tányéros dolinának a válaszfala elpusztult, azokból kisebb-nagyobb magaslatok maradhatnak csak meg.

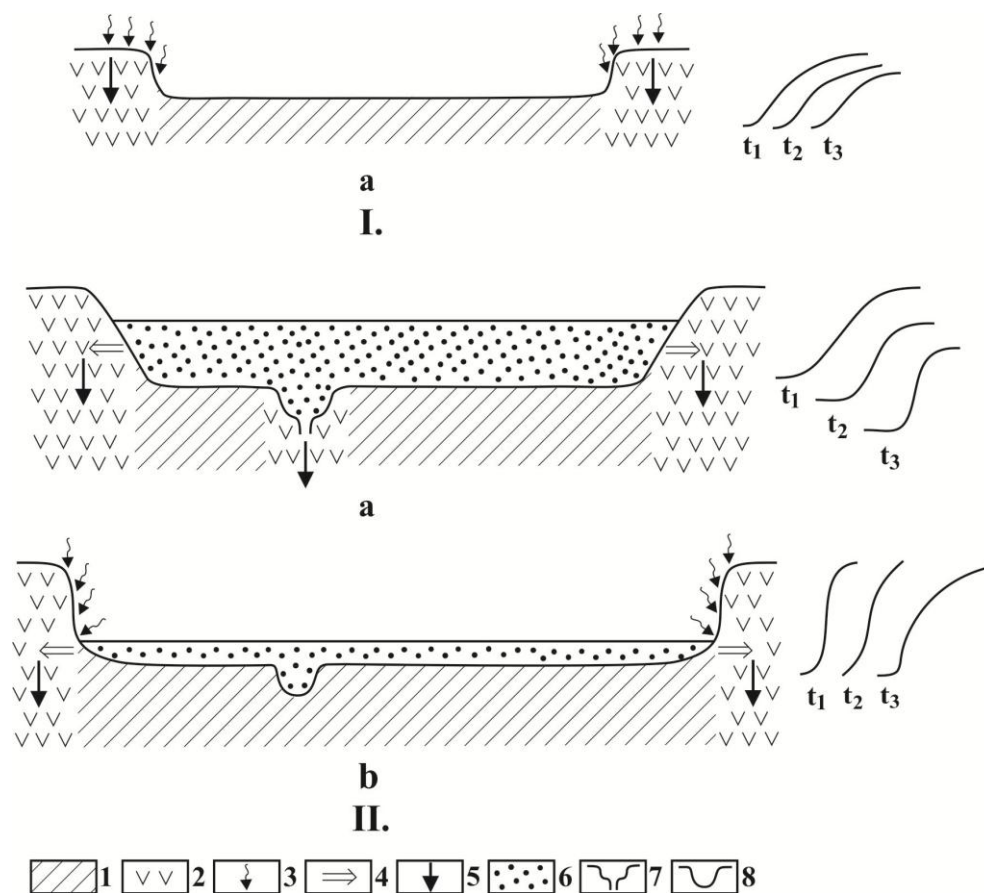
A tányéros dolinák eltérő alak értékei azonban arra is utalnak, hogy fejlődésük kezdetén mélyülhettek is. Így a Rächite uvala „P1” jelű fő rész-dolinájánál a nagy alakhoz (45,00) nagy mélység (22,00 m, ill. 24,98 m), míg az „Fs2” jelű dolinánál a nagy alakhoz (40,00), kis mélység (2,00 m) tartozik (*I. táblázat*). Előző dolinánál tehát jelentősebb mélyülés történt, mint az utóbbinál. Azonos, vagy közel azonos mélységű dolináknál a lejtőhossz eltérő lehet. Pl. a „P3” jelű mellék rész-dolinánál a mélység 4,00 m, a lejtőhossz 12,60 m, míg az „Fs10” jelűnél a mélység 4,50 m, a lejtőhossz 20,00 m. A lejtőhossz azért lesz eltérő azonos, vagy közel azonos mélységnél, mert más a két lejtő meredeksége. Ez eltérő típusú lejtő hátrálásra utal. A jelenleg rövidebb lejtő, hátrálása során, egyre meredekebbé vált. Ilyen lejtőfejlődés a rövidebb-hosszabb ideig, nagyobb mértékben kitöltött dolináknál fordulhat elő. A kitöltés kedvez a horizontális oldódásnak, mivel a víz a kitöltésben vezetődik a dolina oldallejtőjéhez és így a lejtő alsó üledékekkel fedett része, oldódik nagyobb mértékben (*10IIa. ábra*). A lejtő meredekebbé és rövidebbé formálódik a hátrálása során. A kevésbé kitöltött dolinák lejtőin kevésbé érvényesül a horizontális oldódás, a lejtők teljes hosszukban egyformán oldódnak talaj alatti oldódással. Ezért kevésbé rövidülnek, esetleg hosszabbodnak (*10Ia, 10IIb. ábrák*).

A karsztformák horizontális oldódással szélesedhetnek, mint a mádarítatók (JENNINGS 1985) vagy a poljék (GAMS 1978). A dolinákban a horizontális oldódást és ennek eredményeként végbemenő dolina szélesedést ZÁMBÓ (1970, 1986), ZÁMBÓ, FORD (1997) mutatta ki. Szerinte ez azért következik be, mert a dolina agyagos fedőjének a szemcséi vízfelvétel során megduzzadnak és az üledék vízzáróvá válik. Így a fedő vize horizontálisan szivároghat a dolina oldallejtőjéhez jut, ahol oldódást fejt ki.

Az epikarsztban akár túl gyors a vízvezetés a nagy porozitás miatt, akár kicsi (pl. az epikarszt üregeinek kitöltődése miatt) „drawdown” dolinák nem képződnek (FORD, WILLIAMS 2007). Tehát, ahol az epikarszt hiányzik, vagy gyengén fejlett, a dolina nem mélyül, nem alakul ki „drawdown” dolina. Ezért nem alakulnak ki gipszen, ahol nincs epikarszt, „drawdown” dolinák (FERRARESE et al 2002, SAURO 2003). A „drawdown” dolina kialakulásának feltétele az is, hogy legyen az epikarsztban víztározás (WILLIAMS 2008), valamint az epikarsztban tározott víz felszíne depressziót képezzen (WILLIAMS 1983). Akkor tehát, ha az epikarszt nem továbbít vizet és oldott anyagot (inaktív epikarszt) a dolinák nem mélyülnek, mivel ha a dolinatalpon történik is oldódás, a beoldott anyag nem szállítódik el onnan. Ha viszont a dolina környezetében az epikarszt aktív (az oldott anyag a karsztba szállítható), a dolina szélesedhet. A fentiek együtt okozzák, hogy a dolina tányéros dolinává alakuljon. Inaktív epikarszt jöhet létre közvetlenül (az epikarszt vízvezetése megszűnik), vagy közvetetten (az epikarszthoz nem érkezik oldóképes víz). Közvetlen ok lehet, ha pl. az epikarszt járatai kitöltődnek a bemosott fedővel és így nem továbbítanak vizet. Közvetett, ha a fekvő oldódását a fedő akadályozza meg, mert vízzáró, vagy az átszivárgás végbemegy ugyan, de a fekvőhöz már telített víz érkezik (ZÁMBÓ 1970, 1998, VERESS 2016, 2017, VERESS et al. 2014, VERESS et al. 2019).

Ezért a tányéros dolinák szélesedése csak úgy lehetséges, ha permükön a vízvezetés végbemegy (ez biztosítja a lejtőknél beoldott anyagnak a karsztba szállítódását), ugyanakkor az oldallejtők hátrálása során feltároló dolinatalp részek területén az epikarszt közvetlenül, vagy közvetetten aktivitását elveszíti. A sík aljzat kialakulása két folyamat eredménye: az oldallejtő hátrálása és a folyamat során létrejött talpon a mélyülés hiánya. A dolina szélesedése kétféleképpen történhet. Ha az epikarszt azért inaktív, mert a fekvő nem képes vizet továbbítani (közvetlenül létrejövő inaktív epikarszt) a karsztba, de a dolinatalpon nincs fedő, a dolina szélesedése horizontális oldódás nélkül is végbemegy, az oldallejtő önmagával párhuzamosan hátrál, illetve lankásodik a talaj alatti oldódás során (10 Ia ábra). Ha horizontális oldódás történik, mert van talpi fedő és abban oldalirányba mozog az abban tározott víz (közvetetten létrejövő inaktív epikarszt), a dolina

szélesedése során oldallejtője egyre meredekebbé formálódik (10 IIa ábra). A kétféle lejtőpusztulás együtt is előfordulhat. Ekkor az oldallejtő alsó, fedőüledékekkel elfedett részén horizontális oldódás, míg felső, fedetlen szakaszán talaj alatti oldódás történik (10IIb ábra).



10. ábra: Tányéros dolina lejtőjének fejlődése

Jelmagyarázat: 1. inaktív epikarszt, 2. aktív epikarszt, 3. talaj alatti oldódás, 4. horizontális oldódás, 5. vízelvezetés és anyagszállítás, 6. fedőüledék, 7. a fekü aktív, aknával depressziója, 8. a fekü nem aktív (aknája eltömődött) depressziója, t_1 , t_2 , t_3 időpontokban a hátráló oldallejtő profilja, I. a dolina oldallejtője talaj alatti oldódással hátrál, II. a dolina oldallejtője horizontális oldódással hátrál (a), majd talaj alatti és horizontális oldódással (b)

Fig. 10: The development of the slope of a plate shaped doline

Legend: 1. inactive epikarst, 2. active epikarst, 3. subsoil dissolution, 4. horizontal dissolution, 5. water drainage and material transport, 6. superficial deposit, 7. the active depression of the bedrock with shafts, 8. the inactive depression of the bedrock (its shaft became plugged), the profile of the retreating side slope at times t_1 , t_2 , t_3 . I. the side slope of the doline retreats by subsoil dissolution, II. the side slope of the doline retreats by horizontal dissolution (a), then by subsoil dissolution and horizontal dissolution (b)

Ha olyan dolinák vannak egymáshoz közel, amelyek talpán az epikarszt kezdetben aktív, majd inaktív, oldallejtőiken viszont mindig aktív,

a nem mélyülő, de szélesedő dolinák a lejtők hátrálása során összekapcsolódhatnak. Az így kialakult tányéros dolina nem teljesen sík aljzatú, mivel a részdolinák maradványaival tagolt (9. ábra).

Folyamatok a tányéros dolinák talpán

A tányéros dolinák talpának folyamatai kiterjednek a fekére, valamint a fedőre. A feké és a fedő folyamatai gyakran egymás feltételei, vagy egyik okozója a másik létrejöttének. A feké depressziói oldódással jönnek létre. Az oldódási folyamatok az alábbi feké depresszió típusokat hozhatják létre.

Azok a depressziók, amelyek alakja nagy, peremük egybeesik a hordozó depresszió peremével, köztük válaszfal van egykori tányéros dolinák, amelyek összekapcsolódtak. Ilyen részdolinák láthatók a 9. ábrán. Itt a tányéros uvala valószínűleg 4 db résztányéros dolina összekapcsolódásával alakult ki. A résztányéros dolinák alak értéke kisebb, mint az összekapcsolódással kialakult uvala alak értéke (I., III. táblázatok).

Azok a depressziók, amelyek ugyancsak nagy alakúak, de a hordozó depresszió belsejében vannak tányéros dolinák (belső, talpi). Végül a kis alakú feké depressziók drawdown dolinák. Ezt bizonyítja, hogy tényleges átlagos alakjuk hasonló, ill. kisebb, mint a mérsékelt övi drawdown dolinák látszólagos átlagos alakja. De drawdown dolina voltukat bizonyítja az is, hogy felettük a fedőn utánsüllyedéses dolinák vannak. Ugyanis az utánsüllyedéses dolinák azáltal alakulhatnak ki, hogy e depresszióknál a fedő a karsztba szállítódott. Ez csak úgy lehetséges, hogy e depressziók talpán akna-kanyarok vannak. Az akna jelenléte a drawdown dolina sajátossága. (Azon depresszióknál, ahol nincs utánsüllyedéses dolina az akna szűk lehet, ill./és kitöltődött fedővel.) A feké ezen depressziói arra utalnak, hogy ott lokálisan, hosszabb-rövidebb ideig oldódás történik. Tehát e helyeken az epikarszt lokálisan aktív lesz.

A fedő összetétele, szerkezete, települése, a fedős felszín morfológiája árulkodik a fedő keletkezési módjára a dolina talpon, és annak a karsztba szállításának sajátosságaira.

Rétegzetlen üledék szerkezet esetén (5. ábra) a fedő anyaga hosszabb időn keresztül keletkezett és nem folyóvízi eredetű anyagbeszállítás során. Ez az üledék mállási maradék, vagy hullóporos eredetű. Az üledék sem felhalmozódásakor, sem azt követően nem süllyedt, szerkezete nem változott, felszínén nem alakult ki utánsüllyedéses dolina. A fedő anyaga nem szállítódott a karsztba.

III. táblázat
Table III.

Tányéros dolinák talpi (fekü) depresszióinak méret és morfológiai adatai
Size and morphometric data of floor (bedrock) depressions of plate shaped dolines

dolina jele	terület	földtani-geoelektromos szelvény jele	depresszió jele	átmérő, szelvény mentén (m)	mélység (m)	alak	minősítése	utánsüllyedéssel számításnál figyelembe véve	közzölt ábra
Ag	Aggteleki karszt	A-A'	d1	40,00	2,69	14,87	rész tányéros dolina	-	15a
			d2	48,00	1,92	25,00	rész tányéros dolina	-	15a
		B-B'	d3	78,00	9,16	8,51(?)	rész tányéros dolina	-	15b
			d4	88,00	7,08	12,43	rész tányéros dolina	-	15b
P1	Rächite	I-I'	d1	10,94	3,52	9,11	drawdown dolina	+	11
			d2	15,00	3,53	4,25	drawdown dolina	+	11
			d3	9,37	1,47	6,37	drawdown dolina	+	11
			d4	28,25	2,57	10,99(?)	tányéros dolina	-	11
			d5	10,94	3,24	3,38	drawdown dolina	-	11
		VI-VI'	d1	78,54	6,42	12,23	tányéros dolina	-	-
		VII-VII'	d1	96,85	7,14	13,49	tányéros összetett dolina	-	12
			d1/1	33,57	5,86	5,73	drawdown dolina	+	12
			d1/2	37,14	11,03	3,37	drawdown dolina	+	12
		XII-XII'	d1	125,52	8,97	13,99	tányéros dolina	-	-
		XVIII-XVIII'	d1	18,52	2,14	8,65	drawdown dolina	-	-
			d2	17,41	2,14	8,14	drawdown dolina	+	-
		XXII-XXII'	d1	23,09	7,80	2,96	drawdown dolina	-	-
		XXIV-XXIV'	d1	48,21	15,00	3,21	drawdown dolina	+	-
P3	Rächite	II-II'	d1	43,29	5,28	8,20	drawdown dolina	-	-
			V-V'	d1	27,68	6,49	4,26	drawdown dolina	-
		d2	d1	11,05	5,36	2,06	drawdown dolina	+	-
			d3	19,21	3,93	4,89	drawdown dolina	-	-
átlag1				23,24	5,33	5,32			

dolina jele	terület	földtani-geoelektromos szelvény jele	depresszió jele	átmérő, szelvény mentén (m)	mélység (m)	alak	minősítése	utánsüllyedéssel számításnál figyelembe véve	közzölt ábra
átlag2				79,48	5,70	15,33			

VII-VII' szelvényénél a d1/1 és d1/2 az d1 jelű dolina talpán van, az itt lévő subsidence dolinák a d1/1 és a d1/2 dolináknál vannak figyelembe véve

átlag1: azon depressziók átlaga, amelyeknél az alak kisebb, mint az As1 dolinánál

átlag2: azon depressziók átlaga, amelyeknél az alak nagyobb, mint az As1 dolinánál (az átlag számításból a Magas-tető B-B' d3 és a P1 I-I' szelvény d4 jelű dolinája kimaradt)

at profile VII-VII' d1/1 and d1/2 are on the floor of the doline marked d1, subsidence dolines occurring here are taken into consideration at dolines marked d1/1 and d1/2

average 1: average of depressions, in case of which the shape is smaller than at doline marked As1

average 2: average of depressions, in case of which the shape is larger than at doline marked As1 (when calculating average, doline marked d3 of profile B-B' and doline marked d4 of profile P1 I-I' of Magas Hill were left out)

A fedő rétegzett üledék (6, 7, 8, 9. ábrák), amely folyóvízi eredetű anyagbeszállítás során keletkezett. A rétegek felül hajlott felületei kétféleképpen jöhettek létre: a réteg anyaga tömörödött, vagy úgy, hogy anyagának egy része a karsztba szállítódott. A tömörödéses hajlott felületek vannak részdolináknál (9. ábra), de lehet néhány olyan drawdown dolinánál is, amelyeknél a felszínen nincs utánsüllyedéssel dolina. Utóbbiak aknája feltehetően korán eltömődött. Emiatt ezen fekvő depressziókból anyagelszállítás a fekébe ha egykor történt is (és ekkor nem az anyag tömörödésével, hanem anyag veszteséggel alakult ki a hajlott réteg felület), később már nem történt, hanem csak tömörödés. Az anyagelszállítás megszűnésétől, vagy a tömörödést követően alakulnak ki a felül vízszintes felületű, vagy a vízszintes rétegek (8. ábra). Azon tányéros dolinánál (9.b ábra), ahol van belső talpi mélyedés (tömörödéses dolina), amely a talp üledékének tömörödése során alakult ki, nem töltődött ki, mert a dolinába nem érkezett egyáltalán, vagy a tömörödést követően a környezetéből üledék.

Ahol a réteg felső felülete hajlott, de ezen réteg felett nincs vízszintes (vagy legalább felül vízszintes felületű) réteg, hanem a hajlott felület utánsüllyedéssel dolinát formál és alatta drawdown dolina van, a réteg anyagának egy részét úgy veszítette el, hogy az a karsztba szállítódott. Ahol a drawdown dolina felett a réteg hajlott és itt utánsüllyedéssel dolina van, ezen réteg alatti fekvő rétegben anyagvesztés jött létre (ugyancsak a karsztba szállítás során) és az anyagvesztéses térbe (amely utóbbi réteg felső felületének a behajlásával jött létre) ezen réteg belesüllyedt. A drawdown dolina feletti fedőréteg felső felülete kisebb mértékben is lehet hajlott, mint az alsó felülete (7. ábra).

Az utánsüllyedéssel dolinák a behajlott réteglapoknál, vagy a behajlott rétegekben jönnek létre, ha ezen felületek a felszínen vannak. Az utánsüllyedéssel dolina kialakulhat úgy is, hogy az alsó réteg üledéket veszít, amelybe a felső behajlik (6. ábra), vagy úgy, hogy a felső anyagát veszíti, esetleg részben tömörödik (7. ábra).

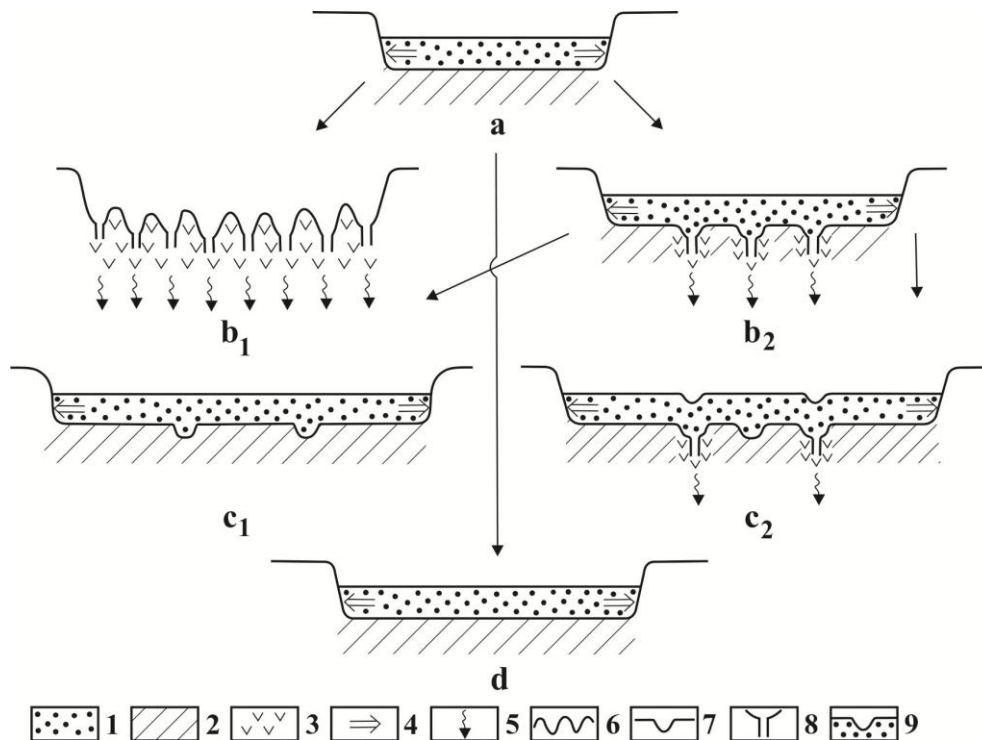
A tányéros dolinák genetikai típusai

- Karros tányéros dolina (4, 11b₁. ábrák): a teljes dolina talp alatti epikarsztban a víz- és anyagelvezetés regenerálódott. A homogén vízvezetés miatt a feké karrosodik (ez előrevetíti annak lehetőségét, hogy a tányéros dolina „drawdown” dolinává alakuljon). A karrformák továbbítják a fedőt a karsztba. A feké feltárulhat, ha a fedő (talaj) teljes mértékben a karsztba szállítódik.

- „Drawdown” dolinás tányéros dolina (5, 8, 11b₂-c₁. ábrák): a dolinatalp alatt az epikarsztban a víz- és anyagelvezetés csak lokálisan regenerálódik. Feküjén „drawdown” dolinák alakulhatnak ki, de a fedőn utánsüllyedéssel dolinák nem jönnek létre, mivel az epikarszt regenerálódása rövid idejű. Emiatt feltehetően az aknák sem fejlettek. Így azok gyorsan eltömődnek ezért a fedőből anyag elszállítás nincs, vagy korlátozott. Ha egyáltalán létre is jön utánsüllyedéssel dolina, az gyorsan elpusztul. Miután vízvezetése részben lecsökken, feltöltődik, majd elfedődik (8. ábra).

- Utánsüllyedéssel dolinás tányéros dolina (6, 7, 11c₂. ábrák): a dolinatalp alatt az epikarsztban a víz- és anyagelvezetés lokálisan regenerálódik és ez tartós is lehet. A feké depressziói „drawdown” dolinák. Ezek felett a fedőn előfordulhatnak utánsüllyedéssel dolinák vagy azok hiányozhatnak is. Ahol hiányoznak, a feké depressziók aknái eltömődtek. Miután a fedő az aknákon keresztül továbbítódik a karsztba (WILLIAMS 1985), a „drawdown” dolinák felett utánsüllyedéssel dolinák alakulnak ki, ahol utóbbiak aknái nincsenek eltömődve. A feké „drawdown” dolináinak üledéket továbbító aknái is kitöltődhetnek, üledéktovábbító képességük megszűnik, a felszíni mélyedések inaktívak lesznek, sekély tavas, vízenyős mélyedéssé alakulnak (ilyen formák gyakoriak a Rächite területén). Majd, ha újból aktivizálódnak, a felszínen újabb utánsüllyedéssel dolinák jönnek létre.

- „Drawdown” dolina nélküli tányéros dolina (11a, d ábrák): a tányéros dolina fekéjének epikarsztja inaktív, víz- és anyagelvezetése nem regenerálódott. Ezért „drawdown” dolinák nem alakultak ki a fekűn.



11. ábra: Különböző tányéros dolina változatok kialakulása

Jelmagyarázat: 1. dolinatalp fedője, 2. inaktív epikarszt, 3. aktív epikarszt, 4. horizontális oldódás és dolina szélesedés, 5. vízelvezetés és a fedő anyagának a szállítása az epikarsztba, 6. karrok, 7. lokális oldódás depressziója (drawdown dolina), 8. akna, hasadék, 9. subsidence dolina, a. tányéros dolina kialakulása, b₁. a dolinatalp egészén van vízelvezetés: karros tányéros dolina fejlődik ki, b₂ a dolinatalpon a vízelvezetés lokális: oldódással fekvő depressziók (drawdown dolinák) jönnek létre, c₁ a dolinatalpon a lokális vízelvezetés is megszűnik, drawdown dolinás tányéros dolina alakul ki c₂ a talpi depressziók aknáin keresztül a fedő anyagának egy része a karsztba szállítódik, subsidence dolinás tányéros dolina jön létre, d. a tányéros dolina talpán nincs vízelvezetés, drawdown dolina nélküli tányéros dolina képződik

Fig. 11: The development of various plate shaped doline varieties

Legend: 1. cover of doline floor, 2. inactive epikarst, 3. active epikarst, 4. horizontal dissolution and doline widening, 5. water drainage and the transport of cover material into the epikarst, 6. karren, 7. depression of local dissolution (drawdown doline), 8. shaft, grike, 9. subsidence doline, a. development of plate shaped doline, b₁. water drainage occurs in the whole area of the doline floor: karren plate shaped doline develops, b₂ water drainage is local on the doline floor: bedrock depressions (drawdown dolines) develop by dissolution, c₁ local water drainage also ceases on the doline floor, a plate shaped doline with drawdown doline develops, c₂ some part of the cover material is transported into the karst through the shafts of floor depressions, a plate shaped doline with subsidence doline develops, d. there is no water drainage on the floor of plate shaped doline, a plate shaped doline without drawdown doline develops

- Részdolinás tányéros dolina: a részdolinák talpán az epikarszt kezdetben aktív, majd inaktív lesz, míg oldallejtőin hosszabb-rövidebb ideig aktív. A részdolinák összekapcsolódásával alakul ki a tányéros dolina (5, 9. ábrák).

Következtetés

A tányéros dolinák létrejötte egy karszterületen az uvalák kialakulásának esélyét növeli. Ez kedvez lokálisan a karszterület elegyengetődésének. A tányéros dolinák, a dolinák, az alattuk lévő epikarszt és a környezet (pl. üledékbeszállítás) kölcsönhatásának eredményeként alakulnak ki. Ott jönnek létre, ahol a dolinatalpakon az epikarszt inaktív, míg környezetében aktív. Inaktív epikarszt létrejöhet közvetlenül (az epikarszt üregei kitöltődnek a bemosott fedővel), vagy közvetetten (a fedő vize nem jut el, vagy telítetten jut a fekihöz). A dolina fejlődésére és morfológiájára (oldallejtőjének meredekségére) hatással van, hogy közvetetten vagy közvetlenül inaktív-e az epikarszt. Közvetlenül inaktív epikarszt esetén a dolina talaj alatti oldódással szélesedik, közvetetten inaktív epikarszt esetén a dolina horizontális oldódással szélesedik.

Genetikailag a tányéros dolinák lehetnek karros-, „drawdown” dolinás-, utánsüllyedéssel dolinás-, „drawdown” dolina nélküli-, és részdolinás tányéros dolinák. Karros tányéros dolinák talpa alatt az epikarszt víz- és anyagelvezetése regenerálódik, a „drawdown” dolinás tányéros dolinák talpa alatt az epikarszt regenerálódása lokális és rövid, míg az utánsüllyedéssel tányéros dolinák talpa alatt az epikarszt regenerálódása lokális, de tartós idejű, a „drawdown” dolina nélküli tányéros dolinák alatt viszont az epikarszt egyáltalán nem regenerálódik. Részdolinás tányéros dolinák, miután a részdolinák talpánál az epikarszt elveszíti aktivitását, nem mélyülnek. Oldallejtőjükön viszont aktív és így szélesedéssel a dolinák összekapcsolódnak.

Miután egymás szomszédságában a karszton előfordulnak „drawdown” dolinák és tányéros dolinák (ill. ezek csoportjai) az ilyen karszterületeken az aktív és inaktív epikarszt foltjai eltérő kiterjedésűek és mintázatúak adott időpontban. A „drawdown” dolina- és tányéros dolina-csoportok mintázatai és azok kiterjedése a karszton az aktív és nem aktív epikarszt egykori, vagy jelenlegi mintázatáról, illetve az aktív és inaktív epikarszt foltok kiterjedéséről árulkodnak.

Az epikarszt lokális aktivizálódása talpi „drawdown” dolinák kialakulását eredményezheti, felettük utánsüllyedéssel dolinákkal. Utóbbiak hozzájárulnak a tányéros dolinák fedőjének a karsztba szállításához. Az utánsüllyedéssel dolinák hiánya, a feké „drawdown” dolináit elfedő vízszintes rétegek e dolinák aknáinak korai eltömődésére (vagy gyenge fejlettségére) és így a fedő karsztba szállításának a blokkolására, míg az utánsüllyedéssel dolinák jelenléte azokban fejlett aknákra és aktív anyagto-vábbító képességre utalnak.

A tányéros dolinák „drawdown” dolinái uvalává fejlődhetnek. Ha az epikarszt közöttük is aktív lesz belső, talpi tányéros dolina jöhet létre. Ilyen helyeken a karszt felszín lokálisan, kis vastagságban, oldódással, több szintben pusztul. Ennek során az idősebb szintek egyre inkább felemésződnek. A tányéros dolinák és „drawdown” dolinák együttes előfordulása miatt a karszton elegyengetődött és vertikálisan feltagolódott felszínrészletek fordulhatnak elő.

IRODALOM

- BALOGH K., (1964): A Bükk hegység földtani képződményei. – A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, 48(2),: pp. 245-719.
- BEGGS T.F., RUTH B.E., (1984): Factors affecting the collapse of cavities. – In: Beck BF (ed.) Sinkholes: Their Geology, Engineering and Environmental Impact, Balkema: Rotterdam, pp. 183-188.
- BLEAHU M (1976): Structural position of the Apesuni Mountains in the Alpine System. – Revue Roumaine de Geologie. Geophys Geogr Ser Geol 20: pp. 7–19
- BONDESAN, A., MENEGHEL, M., SAURO, U., (1992): Morphometric analysis of dolines. – International Journal of Speleology 21(1-4), pp. 1-25.
- CLARK, P. J., EVENS F. C., (1954): Distance to nearest neighbour as a measure of spatial relationships in populations. – Ecology 35, pp. 445-453.
- CSONTOS L., VÖRÖS A., (2004): Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. – Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 210, pp. 1-56.
- FERRARESE F., MACALUSO T., MADONIA G., PALMERI A. & SAURO U., (2002): Solution and recrystallization processes and associated landforms in gypsum outcrops of Sicily. – Geomorphology, 49 (1-2): pp. 25-43. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00159-9](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00159-9)
- FORD D.C., (1979): A review of alpine karst in the Southern Rocky Mountains of Canada. – Bulletin of the National Speleological Society, 41, pp. 53-65.
- FORD D.C., WILLIAMS P.W., (2007): Karst Hydrogeology and Geomorphology. – John Wiley & Sons, Ltd., Chichester 562 p.
- GAMS I (1978): The polje: the problem of its definition. – Zeits.für Geomorphol 22: pp. 170–181
- HEVESI A., (1984): Karsztformák kormeghatározásáról és ezek mészkő-hegységeink újharmadidőszak végi – jégkori arculatának megrajzolásában játszott szerepükről a Bükk-hegység példáján. – Földrajzi Értesítő XXXIII(1-2), pp. 25-36.
- HEVESI A., (2000): A Bükk – In: Karátson D. (szerk.): Pannon Enciklopé-

- dia, Kertek, Budapest, pp. 337-344.
- HOOVER R.A.*, (2003): Geophysical choices for karst investigations. www.saic.com/geophysics/downloads/karstChoices.pdf
- JENNINGS J.N.*, (1975): Doline Morphometry as a Morphogenetic Tool: New Zealand Examples. – *New Zealand Geog.*, 31, pp. 6-28
- JENNINGS JN* (1985): Karst geomorphology. – Basil Blackwell, New York, 293 p
- KEVEINÉ BÁRÁNY I., KISS M., NELIS S.*, (2015): Néhány további adat a hazai karszt dolinák aszimmetriájának kialakulásához. – *Karsztfejlődés XX*, pp. 125-144.
- KOVÁCS S.*, (1984): Tisia-probléma és lemeztectonika-kritikai elemzés a koramezozoós fácieszónák eloszlása alapján (The Tisia problem, the Plate Tectonic Concept. Contributions based on the Distribution of Early Mesozoic Facies Zones). – *Földtani Kutatás 27 (1)*,:55-72.
- KUNAVÉR J.*, (1983): Geomorphology of the Kanin Mountains with special regard to the glaciokarst. – *Geografski zbornik, XXII.(1)*, pp. 201-343.
- LÁTOS T., TELBISZ T., DEÁK M., SZÉKELY B., KOZMA ZS., STANDOVÁR T.*, (2015): Lidar és topográfiai térkép alapú digitális terepmodellekből levezetett illetve kézzel digitalizált töbör-körvonalak morfológiai összehasonlítása az Aggteleki-karszt példáján. – *Karsztfejlődés, XX*, pp. 145-165.
- LESS GY., KOVÁCS S., PELIKÁN P., PENTELENY L., SÁSDI L.* (2005): A Bükk-hegység földtana. – In: *PELIKÁN P. (szerk.) Magyarázó a Bükk-hegység földtani térképéhez (1:5000)*, MÁFI, Budapest
- LYEW-AYEE P., VILES, A., TUCKER, G.E.*, (2007): The use of GIS-based digital morphometric techniques in the study of cockpit karst. – *Earth Surface, Processes and Landforms*, 32, pp. 165-179.
- MAUER F.*, (2000): Growth mode of Middle Triassic carbonate platforms in the Western Dolomites (Southern Alps, Italy). *Sedimentary Geology*, 134 (3-4), pp. 275-286.
- MCDOWELL P.W., BARKER R.D., BUTCHER A.P., CULSHAW M.G., JACKSON P.D., McCANN D.M., SKIPP B.O., MATTHEWS S.L., ARTHUR J.C.R.*, (2002): Geophysics in Engineering Investigations. Construction Industry Research and Information Association Report C592 (and Geological Society Engineering Geology Special Publication 19) CIRIA, London, 252 p
- MORALES, F., SORIANO, M.A.*, (2017): Analisis morfológico de dolinas paramétros geofísicos aplicados al estudio de los flujos de agua subterránea en la cuenca del Ebro-Geocências, 36(2), pp. 221-232.
- PÉNTEK K., VERESS M., LÓCZYD.*, (2007): A morphometric classification of

- solution dolines. – Zeits. f. Geomorph., 51(1), pp. 19-30.
- SAURO, U., (2012): Closed Depressions in Karst Areas – In: WHITE, W.B. – CULVER, D.C. (szerk.), Encyclopedia of Caves, Elsevier, Amsterdam, pp. 140-155.
- STEPIŠNIK U., FERK M., KODELJA B., MEDENJAK G., MIHEVC A., NATEK K., ŽEBRE M., (2010): Glaciokarst of western Orjen, Montenegro. Cave and Karst Science, 36(1), pp. 21-28.
- SWEETING M.M., (1973): Karst Landforms. – Columbia University Press, New York, 362 p.
- TELBISZ T., MÓGA J., (2005): Töbör-morfometriai elemzések a Szilicei-fennsík középső részén (Doline morphometric analyses in the central Szilice Plateau). – Karsztfejlődés, X, 221-228
- VERESS M., (2009): Investigation of covered karst form development using geophysical measurements. – Zeitschrift für Geomorph, 53(4), pp. 469-486
- VERESS M., (2016): Covered karsts. – Springer DOI10.1007/978-94-017-7518-2, 536 p.
- VERESS M., (2017): Solution doline development on glaciokarst in alpine and Dinaric areas. – Earth-Science Reviews, 173, pp. 31-48.
- VERESS M., GÁRDONYI I., DEÁK GY., (2014): Fedett karsztosodás vizsgálata fedővel borított gipsztáblán. – Karsztfejlődés, XIX, pp. 159-171.
- VERESS M., ZENTAI Z., (2009): Karsztjelenségek minősítése a Bükk-hegység néhány mintaterületén a mészkőfekü morfológiájának és a fedőüledékek szerkezetének értékelésével Karszt és Barlang, 2007, I-II, pp. 37-54
- VERESS M., TELBISZ T., TÓTH G., RUBAN, A.D., GUTAK, J. LÓCZY D., (2019): Glaciokarst. Springer Geography, DOI: 10.1007/978-3-319-97292-3
- WILLIAMS P.W., (1971): Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea. Zeitschrift für Geomorph, 15, pp. 40-61
- WILLIAMS P.W., (1972a): Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea. – Geol Soc America Bull, 83, pp. 761-796
- WILLIAMS P.W., (1972b): The analysis of spatial characteristics of karst terrains. – In: Chorley RJ (ed.) Spatial analysis in geomorphology. Methuen, London, pp. 136-163
- WILLIAMS P.W., (1983): The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. – J. Hydrology, 61, pp. 45–67
- WILLIAMS, P.W., (1985): Subcutaneous hydrology and the development of doline and cockpit karst. – Zeits. f. Geomorphology, 29(4), pp. 463-482.
- WILLIAMS P.W. (2004): Dolines. – In: Gunn J (ed.), Encyclopedia of Caves and Karst Science, Fitzroy Dearborn, New York, London, pp. 304–310
- WILLIAMS P.W., (2008): The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. – International Journal of Speleology, 37(1), pp. 1-10.
- ZÁMBÓ L., (1970): A vörösagyagok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az

Aggteleki-karszt délnyugati részén. – Földrajzi Közlemények, 94(4), pp. 281-293.

ZÁMBÓ L., (1986). Karsztvörösagyagok CO₂ termelés és a karsztkorrózió összefüggése. – A Nehézipari Műszaki Egyetem Közleményei I. sorozat Bányászat, 33(1-4), pp. 125-138.

ZÁMBÓ L., (1998): Az Aggteleki-karszt felszínalaktani jellemzése. – Földrajzi Értesítő, XLVII, (3), pp. 359-378.

ZÁMBÓ L., FORD, D.C., (1997). Limestone dissolution processes in Beke doline. – Aggtelek National Park, Hungary. Earth Surface Processes and Landforms, 22, pp. 531-543.

ZHOU W., BECK B.F., ADAMS A.L., (2002): Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. – Environmental Geology, 42, pp. 922-928

**AZ UTÁNSÜLLYEDÉSES DOLINÁK KÉPZŐDÉSÉT BEFOLYÁ-
SOLÓ PARAMÉTEREK KAPCSOLATRENDSZERÉNEK VIZSGÁ-
LATA MODELLKÍSÉRLETTEL.**

**ANALYSING THE RELATIONS OF THE PARAMETERS THAT
INFLUENCES THE SUBSIDENCE DOLINES FORMATION USING
MODEL EXPERIMENTS.**

VETÉSI-FOITH SZILÁRD

PTE-TTK Földtudományok Doktori Iskola, 7624 Pécs, Ifjúság útja 6.

szilard.vetesi@gmail.com

Abstract: The subsidence dolines are the most common surface forms of the concealed karsts. One type of these dolines is the suffosion doline. In this model experiment the influential role of these kind of dolines' development factors were analyzed. The aim of the study was to determine the significance of the parameters that influenced the development of the suffosion dolines. Furthermore we wanted to determine, whether the porosity-change caused by compaction occurs because of suffosion, and if so, what kind of impact does it make to the different parameters of the depression. To answer these questions numerous experiments were made with different parameters, in a manner that during the experiments we changed only one parameter, so the effects of it would be detectable from the final solution. These measurements were made with the use of a special tool, designed and built for this purpose. According to the data we gained from the model experiment, the development of a suffusion doline is influenced by many parameters. If these parameters are in an optimal connection to each other, a suffusion doline may appear on the surface. Depression may occur even if the chimney's diameter is small, but only in the case when both the cover's thickness is thin, and the grain size is small. If the chimney's diameter is bigger, a depression appears even with the use of bigger cover thickness and a larger grain size. Knowing these parameters of the covered karstic depressions lets us estimate other parameters that may influence the development of the subsidence dolines.

Keywords: model experiment, subsidence doline, chimney's diameter, cover thickness, grain size, estimating, development of the doline in the experiment

Bevezetés

Vizsgálatunk célja, hogy meghatározzuk azokat a paramétereket (kürtőátmérő és méret, fedővastagság, fedőt felépítő szemcse mérete) laboratóriumi körülmények között, amelyek a szuffúziós dolinák kialakulására hatással vannak, továbbá az általunk szimulált folyamatok e tényezőktől hogyan függnék. E célból számos – különböző paraméter mellett végzett – mérést kiviteleztünk, úgy, hogy a mérések alkalmával csak egy paraméter értékét változtattuk meg, így annak a végállapotra kifejtett hatása detektálható volt. Az így kapott adatokból becslést tettünk a fedett karsztos depressziók egy-

egy paraméterének ismeretében, más, a kialakulást meghatározó tényező értékére.

A múlt század '70-es éveinek közepétől a karsztkutatásban is elterjedtek a különböző modellkísérletek. Számos tanulmányban találhatunk adatokat a karszterületek, karsztrendszer modellek kísérletekkel történő tanulmányozására (*CURL* 1966, *QUINIF* 1973, *FABRE*, *NICOD* 1982). E karsztos modellkísérletekben a mészkő helyett a kutatók gipszet használtak. Ennek oka, hogy gipszen az oldódási folyamatok és így a formaképződés is gyorsabban történik, mint a karbonátos kőzeteken. Az ezredforduló előtt a karsztos modellkísérletek főként a fedetlen kőzetfelszín mikroformáira, a karrokra koncentráltak. A rillenkarok kialakulását *GLEW*, *FORD* (1980), a hasadékarok kialakulását *DZULINSKY* et al. (1988) tanulmányozta. Ugyancsak gipszből felépített modellen a karros formaképződést *VERESS* et al. (1998) vizsgálta.

Az alább tárgyalt modellkísérlet két korábbi tanulmányban bemutatott eljárás továbbfejlesztése. *VERESS* et al. (2014) tanulmányukban bemutatott kísérletben különböző szemcseméretű fedőréteget helyeztek gipsztáblákra és a vízadagolási módok változtatásával vizsgálták a fedőn létrejött formákat. Megállapították, hogy a fedőn kialakult forma méretét a vízmozgás jellege, illetve a fekében keletkezett anyaghiány nagysága határozza meg. *VETÉSI-FOITH* (2018) vizsgálta, hogy a porozitás-változás indukálja-e a fedett karsztos depressziók létrejöttét.

Modellkísérletünkhöz hasonló vizsgálatot végzett, de nem karsztos folyamatra *AREVALO*, *ZURIGUEL* (2015), gabonasilók esetében. A gravitáció általi süllyedés mértékét, a kivezető járat méretét és a gabonaszemek méretét hasonlították össze egymással, azt vizsgálva, hogy ezen paraméterek kapcsolata hogyan segíti elő a kivezető járat eltömődését. Megállapították, hogy a járat eltömődésében legnagyobb szerepe a kivezető járat nagyságának és a gabonaszemek méretének van, ezzel szemben a gravitációs süllyedés nem játszik nagy szerepet ebben a folyamatban.

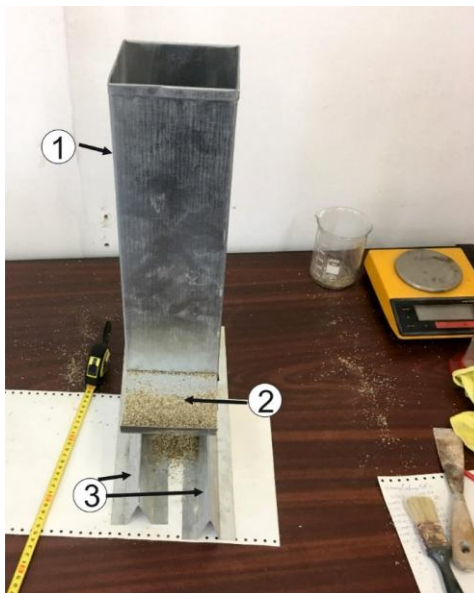
Fedett (rejtett) karszton utánsüllyedéssel alakulnak ki (*WALTHAM*, *FOOKES* 2003, *WILLIAMS* 2004, *WALTHAM* et al. 2005). A rejtett karsztok esetében a fedő vízáteresztő, ezért a fedőn átszivárgó csapadékvíz a fekézőzeten különböző, főként vertikális oldásos formákat (kürtő, akna) hoz létre. A feké oldásos formáiba a fedő anyaga szuffúzióval, vagy szemcsehullással fokozatosan, vagy omlással beszállítódik. A fedőben keletkezett anyaghiány (anyagvesztés) a felszínen zárt depresszió kialakulását okozza. Előbbi esetben szuffúziós-, utóbbi esetben lezökkenéssel dolina képződik.

A kísérleti körülmények során (laboratóriumi fedett karsztos környezet és szimulált folyamatok) a következő kérdésekre keressük a választ:

- A fedőben kialakult anyagveszteség nagysága (térfogata) megegyezik-e a felszínen kialakult depresszió térfogatával?
- Ha nem, mi okozza az eltérést?
- A fedő felszínén kialakult depresszió paramétereit hogyan befolyásolja a fedőréteg vastagsága, a kürtő átmérője, a kürtő alatti tér nagysága, illetve a fedő szemcsemérete?
- Hogyan lehet definiálni a depresszió képződésben részt vevő ún. aktív zónát (ld. alább), és milyen tényezők befolyásolják annak nagyságát?
- Hogyan lehet leírni a depresszió képződésének folyamatát?
- Van-e kapcsolat a fedő szemcsemérete, illetve a depresszió alakja (hossz/mélység) között?
- Megbecsülhető-e a kísérlet során kialakult depresszió jellemzőinek ismeretében, a természetes körülmények között létrejött dolinák kialakításában szerepet játszó, de nem ismert paraméter mérete?

Módszerek

A szemcsehullatási eszköz



1. ábra: A kísérleti eszköz és annak részei, 1 a fém hasáb, 2. az átfúrt gipsztömböt és a fedőt elválasztó fémlemez, 3. a megemelési biztosító fém sínek

Fig. 1.: The experimental tool and its parts, 1. the metal column, 2. the metal plate what separates the drilled gypsum block and the cover, 3. metal lines what guarantee the lift

A kísérleti eszköz egy fémleppal határolt téglalap alapú hasáb, amelybe a fedőt halmoztuk fel (továbbiakban üledékbe fogadó fémhasáb). Ennek alsó részén helyezkedtek el a feközetet reprezentáló könnyen formálható anyagból (gipsz) készült téglatestek, melyeken különböző átmérőjű csöveket (továbbiakban kürtő) hoztuk létre. Ezekre helyeztük a fémhasába a különböző vastagságú és szemcseméretű légszáraz állapotig szárított és frakcionált fedőüledéket, oly módon, hogy a két szilárd fázis egymástól elszeparálható legyen. Ezt az üledéktároló fémhasáb oldalán becsúsztatott fémlemez segítségével értük el. E fémlemez hirtelen eltávolításával a fedőt ráengedtük a kürtőre, létrehozva a szemcsehullási folyamatot, amely bár nem szuffózió, de ahhoz hasonló jelenség (1. ábra). Azért csak hasonló, mert nem történt víz általi szemcsemozgatás, annyiban viszont hasonlít a szuffózióra, hogy a létrejött anyagihiányos térbe a szemcsék lehullanak. Ezért a felépített rendszert szemcsehullatási eszköznek nevezzük. A szemcsehullatási eszköz oly módon építettük fel, hogy a természetben fellelhető méreteknél kb. százszoros kicsinyítésének feleljen meg.

A szemcsehullatási eszközön az alábbi paraméter értékek mellett folytattuk a szemcsehullatási kísérleteket:

- A kürtő átmérője: 0,5 cm, 1 cm, 1,5 cm.
- A fedő vastagsága: 5 cm, 10 cm, 15 cm, 20 cm, 25 cm, 30 cm.
- A fedő szemcsemérete: 0,250-0,500 mm, 0,500-1,000 mm, 1,000-2,000 mm.
- A szemcsehullatási eszközt nem emeltük meg (0 cm), majd megemeléssel (2,5 cm és 5 cm) teret alakítottunk ki.

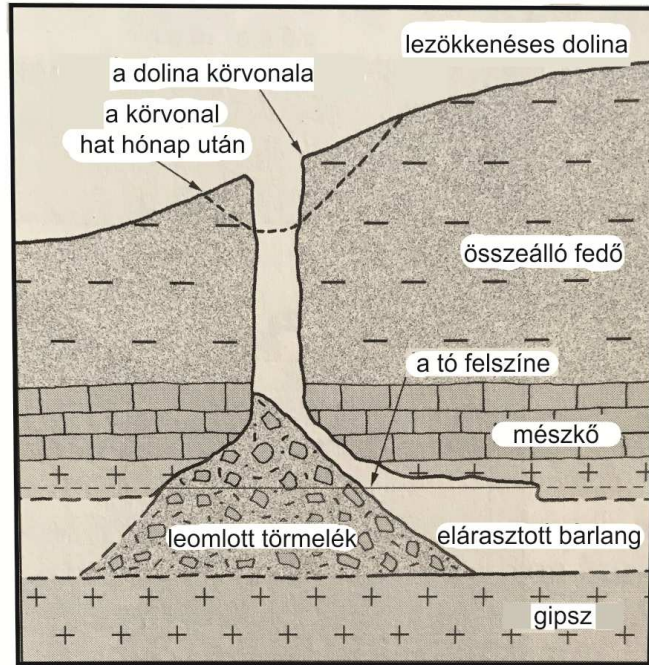
A tér kialakítására azért volt szükség, mivel a természetben is gyakran találkozhatunk olyan karsztos kőzetbe mélyült kürtőkkel, melyek alatt horizontális barlangok vannak (2. ábra).

E négy paraméter különböző nagyságú értékeinek kombinálásával összesen 162 kísérletben tanulmányoztuk a szemcsehullás jelenségét. Mindegyik esetben mértük a fedőréteg felszínének általános süllyedését, a kialakult depresszió átmérőjét és mélységét valamint a kürtőn áthullott anyag térfogatát. A mérések adataiból további paramétereket számoltunk. Ezek az alábbiak:

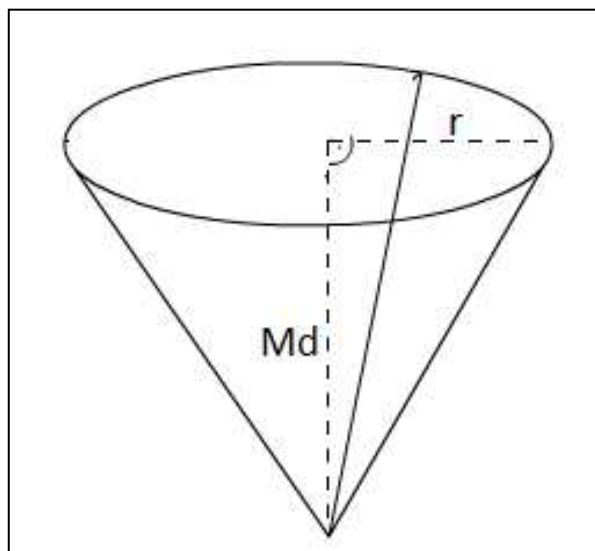
- Depresszió térfogat (cm^3)

$$V_d = \frac{1}{3} * \pi * r^2 * M_d$$

ahol V_d a depresszió térfogata (cm^3), r a depresszió sugara (cm), M_d a depresszió mélysége (cm). A kialakult depressziókat forgáskúp alakúnak tekintettük, így a térfogat kiszámítása a forgáskúp térfogatának kiszámítására használatos képlettel történt (3. ábra).



2. ábra: Horizontális barlangrendszer egy lezökkenései dolina alatt (Waltham et al. 2005 nyomán)
 Fig. 2.: Horizontal cave system under a dropout doline (Waltham et al. 2005)



3. ábra: A létrejött depresszió elvi ábrája, r . a depresszió sugara, Md . a depresszió mélysége
 Fig. 3.: Theoretical figure of the created depression, r . radius of the depression, Md . depth of the depression

- Depresszió alakja (O):

$$O = \frac{2r}{M_d},$$

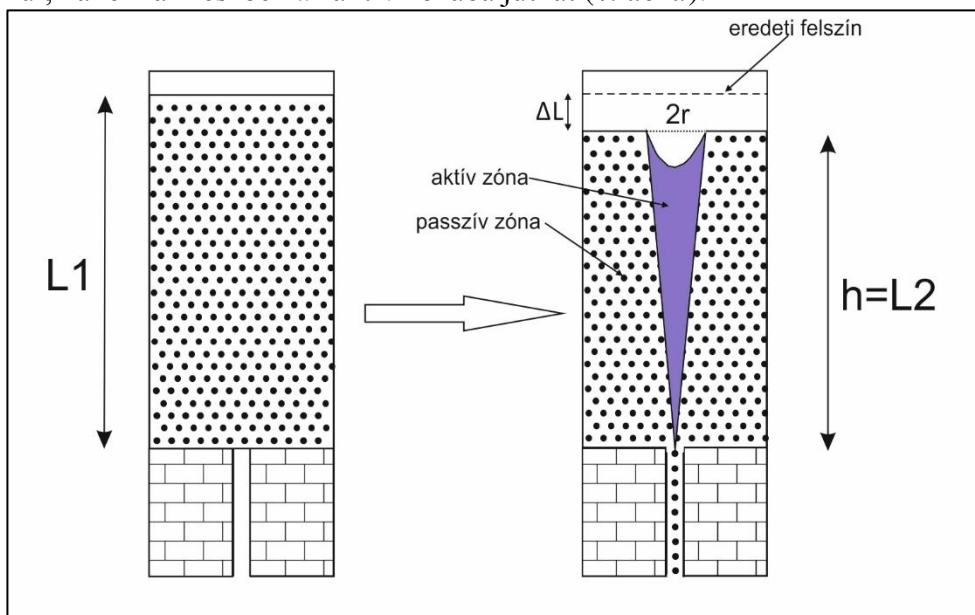
ahol r a depresszió sugara (cm), M_d a depresszió mélysége (cm) (3. ábra).

- A depresszió képződésében részt vevő aktív zóna ($V_{aktív\ zóna}$) nagysága:

$$V_{aktív\ zóna} = \frac{1}{3} \pi * r^2 * h,$$

ahol r a létrejött depresszió sugara (cm), h a kísérlet végén mért fedővastagság nagysága cm-ben (4. ábra).

A modellezés során megállapítottuk, hogy a depressziók képződésekor a fedőben létrejön egy ún. aktív- és egy passzív zóna. Az aktív zóna a fedő azon része, ahonnan anyag távozik el közvetlenül a kúrtóbe, a passzív zóna pedig az a tartomány, ahonnan az anyag nem kerül a kúrtóbe közvetlenül, hanem az részben az aktív zónába juthat (4. ábra).



4. ábra: Az aktív zóna értelmezése, $L1$. a fedő vastagsága a kísérlet kezdetén, $h=L2$. a fedő vastagsága a kísérlet befejeztével, $2r$. a depresszió átmérője, ΔL a fedő felszínének süllyedése

Fig. 4.: Interpretation of the active zone, $L1$. thickness of the cover before the experiment, $h=L2$. thickness of the cover after the experiment, $2r$. diameter of the depression, ΔL subsidence of the cover's surface

- Az aktív zóna nagysága az eredeti térfogathoz viszonyítva ($V_{az\%}$):

$$V_{az\%} = \frac{V_{az}}{V_1} * 100,$$

ahol V_{az} az aktív zóna térfogatának nagysága (cm^3), V_1 a fedő eredeti térfogata (cm^3), melyet úgy kaptunk, hogy a kísérleti eszközbe helyezett fedő térfogatát számítottuk.

- A fedett karsztos depressziók egyéb, nem ismert paramétereinek becslése:

A becsléshez hányadosokat képeztünk a következő módon:

- A modellkísérletben kialakult depresszió mélységét elosztottuk a modellkísérletben szereplő fedővastagság értékével. A hányados, a kicsinyítés mértéke és a természetes depressziók mélységének ismeretében számítható a kialakulásban szerepet játszó fedővastagság.
- a modellkísérletben kialakult depresszió átmérőjét elosztottuk a modellkísérletben szereplő fedővastagság értékével. A hányados, a kicsinyítés mértéke és a természetes depressziók átmérőjének ismeretében számítható a kialakulásban szerepet játszó fedővastagság.

Eredmények

I. táblázat
Table I.

A mérések adataiból létrehozott adathalmaz egy részlete (1).
A part of the data set, made by the data of the experiments (1).

Emelés (cm)	Dk (cm)	Dsz (mm)	L1 (cm)	ΔL (cm)	ΔV (cm ³)	2r (cm)	Md (cm)	Végbement?	A depresszió térfogata (cm ³)
2,5	0,5	0,250-0,500	5	0,4	44	7,5	2,5	igen	36,8
			10	0,8	43	5	2	igen	13,1
			15	1	42	3	1,5	igen	3,5
			20	1	42	1	0,5	igen	0,1
			25	1,2	43	n.a.	n.a.	igen	0
			30	1,3	44	n.a.	n.a.	igen	0
		0,500-1,000	5	0,4	14	1	0,5	igen	0,1
			10	0,3	10	n.a.	n.a.	nem	0
			15	0,4	11	n.a.	n.a.	nem	0
			20	0,3	11	n.a.	n.a.	nem	0
			25	0,2	10	n.a.	n.a.	nem	0
			30	0,2	10	n.a.	n.a.	nem	0
		1,000-2,000	5	0	0	n.a.	n.a.	nem	0
			10	0	0	n.a.	n.a.	nem	0
			15	0	0	n.a.	n.a.	nem	0
			20	0	0	n.a.	n.a.	nem	0
			25	0	0	n.a.	n.a.	nem	0
			30	0	0	n.a.	n.a.	nem	0

.Dk. kürtőátmérő, Dsz. szemcsefrakciók, L1. a fedő vastagsága a kísérlet kezdetén, ΔL . a fedő vastagságának csökkenése, ΔV . az áthullott anyag mennyisége, 2r. a depresszió átmérője, Md. a depresszió mélysége
Dk. diameter of the chimney, Dsz. soil fractions, L1. thickness of the cover at the beginning of the experiment, ΔL . the amount of the decrease of the cover's thickness, ΔV . the amount of the passed soil, Md. depth of the depression

II. táblázat
Table II.

A mérések adataiból létrehozott adathalmaz egy részlete (2).
A part of the data set, made by the data of the experiments (2).

Emelés (cm)	Dk (cm)	Dsz (cm)	L1 (cm)	ΔL (cm)	ΔV (cm ³)	2r (cm)	Md (cm)	Végbement?	A depresszió térfogata (cm ³)
2,5	1	0,250-0,500	5	0,4	61	9	2,8	igen	59,3
			10	0,5	63	8	2,2	igen	36,8
			15	0,5	63	7	2	igen	25,6
			20	0,9	55	2,5	1	igen	1,6
			25	1	55	1	0,5	igen	0,1
			30	1,2	62	n.a.	n.a.	igen	0
		0,500-1,000	5	0,8	54	5	2,5	igen	16,3
			10	1	56	2	1,5	igen	1,5
			15	1,3	54	n.a.	n.a.	igen	0
			20	1,2	55	n.a.	n.a.	igen	0
			25	1,2	55	n.a.	n.a.	igen	0
			30	1	55	n.a.	n.a.	igen	0
		1,000-2,000	5	0,5	8	1	0,5	nem	0,1
			10	0,3	4	n.a.	n.a.	nem	0
			15	0,1	2	n.a.	n.a.	nem	0
			20	0,2	4	n.a.	n.a.	nem	0
			25	0,1	2	n.a.	n.a.	nem	0
			30	0,1	2	n.a.	n.a.	nem	0

Dk. kürtőátmérő, Dsz. szemcsefrakciók, L1. a fedő vastagsága a kísérlet kezdetén, ΔL . a fedő vastagságának csökkenése, ΔV . az áthullott anyag mennyisége, 2r. a depresszió átmérője, Md. a depresszió mélysége
Dk. diameter of the chimney, Dsz. soil fractions, L1. thickness of the cover at the beginning of the experiment, ΔL . the amount of the decrease of the cover's thickness, ΔV . the amount of the passed soil, Md. depth of the depression

A feküben kialakított anyagiány és a fedő felszínén keletkezett depresszió térfogatának kapcsolata

A szemcsehullatások során a fedő felszínén két jelenség játszódik le: a felszín teljes kiterjedésben megsüllyed, valamint annak egy részén depresszió képződik. A mérések adatai alapján azt tapasztaltuk, hogy a fedőn kialakult depresszió térfogata nem egyezik az áthullott anyag térfogatával (I., II., III. táblázatok). Az áthullott anyag térfogata minden esetben nagyobb, mint a fedő felszínén kialakult depresszió térfogata. A fedő vastagságának csökkenésével a depresszió térfogata egyre inkább megközelíti az áthullott anyag térfogatát, viszont soha el nem éri annak nagyságát. Így 20 cm-es fedővastagságnál, 0,5 cm-es kürtőátmérőnél a legkisebb szemcseméretet használva

a lehullott anyag mennyisége 42 cm^3 a depresszió térfogata $0,1 \text{ cm}^3$. Míg a fedővastagságot változtatva az adatok a következőképpen alakulnak: 15 cm esetében az áthullott anyag mennyisége 42 cm^3 , a depresszió térfogata $3,5 \text{ cm}^3$. 10 cm esetében az áthullott anyag mennyisége 43 cm^3 , a depresszió térfogata $13,1 \text{ cm}^3$. 5 cm-es fedővastagság érték mellett az áthullott anyag térfogata 44 cm^3 , a depresszió térfogata $36,8 \text{ cm}^3$ (I. táblázat).

III. táblázat
Table III.

A mérések adataiból létrehozott adathalmaz egy részlete (3).
A part of the data set, made by the data of the experiments (3).

Emelés (cm)	Dk (cm)	Dsz. (mm)	L1 (cm)	ΔL (cm)	ΔV (cm ³)	2r (cm)	Md	Végbement?	A depresszió térfogata (cm ³)
2,5	1,5	0,250-0,500	5	0,2	84	9,5	2,8	igen	66,1
			10	0,4	83	8	3	igen	50,2
			15	0,4	84	8	2,5	igen	41,8
			20	0,6	88	7	3	igen	38,4
			25	0,8	85	4,5	2,8	igen	14,8
			30	0,9	86	3	1,5	igen	3,5
		0,500-1,000	5	0,6	78	7	2,8	igen	35,9
			10	0,8	78	6	2,5	igen	23,5
			15	0,8	77	4	2,2	igen	9,2
			20	0,9	78	3,8	0,5	igen	1,8
			25	1,1	78	n.a.	n.a.	igen	0
			30	1	78	n.a.	n.a.	igen	0
		1,000-2,000	5	0,4	68	7	3	igen	38,4
			10	0,6	67	2,5	2	igen	3,2
			15	1,3	67	n.a.	n.a.	igen	0
			20	1,2	68	n.a.	n.a.	igen	0
			25	1	68	n.a.	n.a.	igen	0
			30	0,8	68	n.a.	n.a.	igen	0

Dk. kürtőátmérő, Dsz. szemcsefrakciók, L1. a fedő vastagsága a kísérlet kezdetén, ΔL . a fedő vastagságának csökkenése, ΔV . az áthullott anyag mennyisége, 2r. a depresszió átmérője, Md. a depresszió mélysége
Dk. diameter of the chimney, Dsz. soil fractions, L1. thickness of the cover at the beginning of the experiment, ΔL . the amount of the decrease of the cover's thickness, ΔV . the amount of the passed soil, Md. depth of the depression

A különböző paraméterek értékeinek hatása a depresszió képződésére

A 0,5 cm-es kürtőátmérő esetében csak a kisebb szemcsékből felépített fedőnél ment végbe az anyaghullás. 1 cm-es kürtőátmérőnél már a közepes szemcsékből felépített fedő esetében is tapasztalható volt e folyamat. 1,5

cm-es kürtőátmérővel felépített modellnél már a legnagyobb szemcseméretet használva is végbement az anyag hullás folyamata. Tehát a kürtő átmérőjének növekedése lehetővé teszi a nagyobb szemcséből felépülő fedő esetében is az anyag hullást és így a depresszió kialakulását. Néhány mérésnél olyat is tapasztaltunk, hogy az anyag hullásra együttesen hatással van a kürtőátmérő és a fedővastagság. Így pl. 0,5 cm-es kürtőátmérőnél és 5 cm-es fedővastagságnál lejátszódott az anyag hullás folyamata, viszont 10 cm-es és ennél nagyobb fedővastagság értékeknél nem. Tehát ugyanakkora kürtőátmérőnél a kis fedővastagság esetében az anyag hullás végbement, nagy fedővastagság esetében pedig vagy be sem indult, vagy a kürtő az anyag hullás során eltömődött (*I. táblázat*).

Ha a kürtőátmérő 1,5 cm-es a fedő pedig 5 cm vastag, akkor $66,1 \text{ cm}^3$ -es térfogatú depresszió alakul ki. Ugyanilyen kürtőátmérőnél 10 cm-es fedővastagság esetében $50,2 \text{ cm}^3$ -es depresszió képződik. Az előbbivel ellentétben (ahol a kürtő 1 cm-es volt) 1,5 cm-es kürtőátmérő esetében már a 30 cm-es fedővastagsággal felépített modellen is alakult ki depresszió (*III. táblázat*).

Ha a szemcseméret hatását vesszük figyelembe, 1,5 cm-es kürtőnél és 5 cm vastag fedőnél $38,4 \text{ cm}^3$ -es térfogatú depresszió alakul ki, ha a legnagyobb (1,0-2,0 mm) szemcsét használjuk. Ha a fedőréteg vastagsága ugyanilyen paraméterek mellett 10 cm, akkor $3,2 \text{ cm}^3$ -es térfogatú depresszió képződik. Ha a fedővastagság ugyanilyen paraméterek mellett 10 cm-nél nagyobb, akkor a nagy szemcsét használva nem alakul ki depresszió. Ha a modellkísérletben ugyanilyen paraméterek mellett a legkisebb szemcséjű fedő vesz részt, akkor a 30 cm-es fedővastagságnál is alakult ki egy $3,5 \text{ cm}^3$ -es térfogatú depresszió (*III. táblázat*).

A szemcsehullatási eszköz megemelése nélkül csak abban az esetben képződtek depressziók, ha a modellkísérletben a fedővastagság szerepe a lehető legkisebb volt. A szemcsehullatási eszköz megemelésével teret alakítottunk ki, megnövelve így a maximálisan áthullni képes anyag mennyiségét. Így már bizonyos esetekben nem csak a legkisebb fedővastagság esetében képződtek depressziók, hanem akár a maximális fedővastagság értéket használva is (*III. táblázat*).

Akkor, ha az összes paramétert együtt vizsgáljuk, akkor pl. ha a kürtőátmérő 1,5 cm, a szemcseméret 0,250-0,500 mm, a fedővastagság 30 cm, akkor $3,5 \text{ cm}^3$ térfogatú méretű depresszió alakul ki. Ha viszont a kürtő 1 cm átmérőjű a többi paraméter pedig változatlan akkor nem alakul ki depresszió a fedő felszínén. Hasonlóképpen akkor sem alakul ki, ha a kürtő 1,5 cm átmérőjű, de a szemcseméret nagyobb (1,0-2,0 mm) (*II, III. táblázatok*).

Az aktív zóna és annak befolyásoló tényezői

Aktív zónáról csak abban az esetben beszélhetünk, amikor a kísérlet során depresszió képződött a fedőn. Ha nem képződött, akkor a fedő egész térfogata a passzív zónába tartozik. Az aktív zóna térfogatának nagysága önmagában nem ad pontos képet arról, hogy az milyen mértékben növekedik a fedővastagság függvényében, ezért az aktív zóna nagyságát az adott fedővastagsághoz viszonyítottuk és annak százalékos értékét vettük alapul.

IV. táblázat
Table IV.

A mérések eredményeiből létrehozott adathalmaz egy részlete (4).
A part of the data set, made by the data of the experiments.(4)

Emelés (cm)	Dk (cm)	Dsz (cm)	L1 (cm)	ΔL (cm)	ΔV (cm ³)	2r	Md	Vaktív zóna (cm ³)	Vd (cm ³)	%-os viszonyítás
2,5	0,5	0,250-0,500	5	0,4	44	7,5	2,5	67,7	36,8	11,1
			10	0,8	43	5	2	60,2	13,1	4,9
			15	1	42	3	1,5	32,9	3,5	1,7
			20	1	42	1	0,5	4,9	0,1	0,2
			25	1,2	43	n.a.	n.a.	0	0	0
			30	1,3	44	n.a.	n.a.	0	0	0
		0,500-1,000	5	0,4	14	1	0,5	1,2	0,1	0,1
			10	0,3	10	n.a.	n.a.	0	0	0
			15	0,4	11	n.a.	n.a.	0	0	0
			20	0,3	11	n.a.	n.a.	0	0	0
			25	0,2	10	n.a.	n.a.	0	0	0
			30	0,2	10	n.a.	n.a.	0	0	0
		1,000-2,000	5	0	0	n.a.	n.a.	0	0	0
			10	0	0	n.a.	n.a.	0	0	0
			15	0	0	n.a.	n.a.	0	0	0
			20	0	0	n.a.	n.a.	0	0	0
			25	0	0	n.a.	n.a.	0	0	0
			30	0	0	n.a.	n.a.	0	0	0

Dk. a kürtő átmérője, Dsz. a szemcsefrakciók, L1. a fedő vastagsága a kísérlet kezdetén, ΔL . a fedő vastagságának csökkenése, ΔV . az áthullott anyag térfogata, 2r. a depresszió sugara, Md. a depresszió mélysége. Vd. a depresszió térfogata.

Dk. the diameter of the chimney, Dsz. soil fractions, L1. thickness of the cover at the beginning of the experiment, ΔL . the amount of the decrease of the cover's thickness, ΔV . the amount of the passed soil, 2r the diameter of the depression, Md. depth of the depression, Vd. volume of the depression.

A mérések eredményei alapján az aktív zóna nagyságára mind a fedővastagság, mind a kürtőátmérő, mind a fedő szemcsemérete, mind a kürtő

alatti tér nagysága hatással van. A fedővastagság, a kürtőátmérő és a fedő szemcseméretének csökkenése az aktív zóna nagysága növeli, míg a kürtő alatti tér csökkenése azt kisebbíti.

Az aktív zóna térfogatának nagysága 0,5 cm-es kürtőátmérő esetében a legkisebb szemcseméretet használva a fedő vastagságának csökkenésével folyamatosan növekszik (IV. táblázat). 1 és 1,5 cm-es kürtőátmérő esetében ugyancsak a legkisebb szemcseméretet használva az aktív zóna térfogatának nagysága a fedő vastagságának csökkentésével egy bizonyos értékig növekszik, utána csökkenni kezd. E csökkenés ellenére a fajlagos aktív zóna nagysága a fedő vastagságának csökkentésével folyamatosan növekszik (V, VI. táblázatok).

V.táblázat:
Table V.

A mérések eredményeiből létrehozott adathalmaz egy részlete (5).
A part of the data set, made by the data of the experiments (5).

Emelés (cm)	Dk (cm)	Dsz (cm)	L1 (cm)	ΔL (cm)	ΔV (cm ³)	2r (cm)	Md (cm)	V aktív zóna (cm ³)	Vd (cm ³)	%-os viszonyítás
2,5	1	0,250-0,500	5	0,4	61	9	2,8	97,5	59,3	15,9
			10	0,5	63	8	2,2	159,1	36,8	13,1
			15	0,5	63	7	2	186,0	25,6	10,1
			20	0,9	55	2,5	1	31,2	1,6	1,2
			25	1	55	1	0,5	6,2	0,1	0,2
			30	1,2	62	n.a.	n.a.	0	0	0
		0,500-1,000	5	0,8	54	5	2,5	27,4	16,3	4,4
			10	1	56	2	1,5	9,4	1,5	0,7
			15	1,3	54	n.a.	n.a.	0	0	0
			20	1,2	55	n.a.	n.a.	0	0	0
			25	1,2	55	n.a.	n.a.	0	0	0
			30	1	55	n.a.	n.a.	0	0	0
		1,000-2,000	5	0,5	8	1	0,5	1,1	0,1	0,1
			10	0,3	4	n.a.	n.a.	0	0	0
			15	0,1	2	n.a.	n.a.	0	0	0
			20	0,2	4	n.a.	n.a.	0	0	0
			25	0,1	2	n.a.	n.a.	0	0	0
			30	0,1	2	n.a.	n.a.	0	0	0

Dk. a kürtő átmérője, Dsz. a szemcsefrakciók, L1. a fedő vastagsága a kísérlet kezdetén, ΔL . a fedő vastagságának csökkenése, ΔV . az áthullott anyag térfogata, 2r. a depresszió sugara, Md. a depresszió mélysége. Vd. a depresszió térfogata.

Dk. the diameter of the chimney, Dsz. soil fractions., L1. thickness of the cover at the beginning of the experiment, ΔL . the amount of the decrease of the cover's thickness, ΔV . the amount of the passed soil, 2r the diameter of the depression, Md. depth of the depression, Vd. volume of the depression.

VI. táblázat

Table VI.

A mérések eredményeiből létrehozott adathalmaz egy részlete (6).
A part of the data set, made by the data of the experiments (6).

Emelés (cm)	Dk (cm)	Dsz (cm)	L1 (cm)	ΔL (cm)	ΔV (cm ³)	2r (cm)	Md (cm)	V aktív zóna (cm ³)	Vd (cm ³)	%-os viszonyítás
2,5	1,5	0,250-0,500	5	0,2	84	9,5	2,8	113,4	66,1	18,5
			10	0,4	83	8	3	160,8	50,2	13,1
			15	0,4	84	8	2,5	244,6	41,8	13,3
			20	0,6	88	7	3	248,8	38,4	10,1
			25	0,8	85	4,5	2,8	128,2	14,8	4,1
			30	0,9	86	3	1,5	68,5	3,5	1,8
		0,500-1,000	5	0,6	78	7	2,8	56,4	35,9	9,2
			10	0,8	78	6	2,5	86,7	23,5	7,1
			15	0,8	77	4	2,2	59,4	9,2	3,2
			20	0,9	78	3,8	0,5	72,2	1,8	2,9
			25	1,1	78	n.a.	n.a.	0	0	0
			30	1	78	n.a.	n.a.	0	0	0
		1,000-2,000	5	0,4	68	7	3	59,0	38,4	9,6
			10	0,6	67	2,5	2	15,3	3,2	1,2
			15	1,3	67	n.a.	n.a.	0	0	0
			20	1,2	68	n.a.	n.a.	0	0	0
			25	1	68	n.a.	n.a.	0	0	0
			30	0,8	68	n.a.	n.a.	0	0	0

Dk. a kürtő átmérője, Dsz. a szemcsefrakciók, L1. a fedő vastagsága a kísérlet kezdetén, ΔL . a fedő vastagságának csökkenése, ΔV . az áthullott anyag térfogata, 2r. a depresszió sugara, Md. a depresszió mélysége. Vd. a depresszió térfogata.

Dk. the diameter of the chimney, Dsz. soil fractions., L1. thickness of the cover at the beginning of the experiment, ΔL . the amount of the decrease of the cover's thickness, ΔV . the amount of the passed soil, 2r the diameter of the depression, Md. depth of the depression, Vd. volume of the depression.

Megvitatás

A feküben kialakított anyagihiány és a fedő felszínén keletkezett depresszió térfogatának kapcsolata

Mivel a feküben kialakított anyagihiány nagysága és a depresszió térfogatának nagysága nem egyezik egymással, ezért azt feltételezzük, hogy a fedőben más folyamatok is lejátszódnak a depresszió képződésekor, pl. a fedő anyagának tömörödése. Ez azért lehetséges, mert a szemcselehullás miatt a szemcsék közelebb kerülnek egymáshoz.

A lehullott anyag térfogatának mennyisége és a depresszió térfogatának nagysága közötti eltérést az is okozza, hogy az lehullás kezdetén a fedő hézagterfogata nő, mert onnan anyag kerül az aktív zónába, amit tömörödés követ (4. ábra). E tömörödés által a szemcsék közelebb kerülnek egymáshoz, ami a fedő areális süllyedését eredményezi. A fedő tömörödésének mértéke a szemcseméret növelésével növekszik, mivel nagy szemcse esetében a szemcsék egymástól távolabb helyezkednek el, mint a kis szemcséből felépült fedő esetében. A fedő tömörödésének mértéke a fedővastagság növelésével is nő, ugyanis vastagabb fedő esetében nagyobb a fedő térfogata, ennél fogva nagyobb a szemcsék közötti tér nagysága. Ezt bizonyítja, hogy a fedő csökkentésével csökken az areális süllyedés. Azért csökken az areális süllyedés, mert a kevesebb anyag kevésbé képes tömörödni.

Az egyes paraméterek nagyságának hatása a depresszió méretére

A depresszió méretére, illetve kialakulásának lehetőségére hatással van a kürtő átmérője, a fedő vastagsága és szemcsemérete, valamint a kürtő alatti tér nagysága. A depresszió kialakulására legnagyobb hatása az anyagihiányos tér nagyságának van. A másik kialakulást befolyásoló tényező a kürtő átmérője. E paraméter minél nagyobb annál nagyobb eséllyel képződhet depresszió. A harmadik befolyásoló tényező a fedőt felépítő szemcsék nagysága. A kis szemcsék könnyebben hullanak át a kürtőn és kisebb eséllyel tömítik el azt, lehetővé téve így az anyaghullást. A depresszió kialakulásának lehetőségét tekintve a fedő vastagsága is jelentős kialakító tényező. Minél nagyobb a fedő vastagsága, annál kisebb valószínűséggel képződhet depresszió. E tényezők önmagukban is és egymással kapcsolatban lévő hatásrendszerben együttesen hatnak a depresszió képződésére. Egyik paraméter hatása sem vizsgálható elkülönítve önmagában. Ugyanis ha a kürtő alatti tér nagysága kicsi, de a kürtő átmérője nagy, a fedőt felépítő szemcse nagysága kicsi és mindezen paraméterek kis fedővastagsággal párosulnak, még alakulhat ki depresszió. Ebben az esetben a kürtő anyaggal való kitöltődése akkora anyagihiányt generál, ami elég egy kisméretű forma kialakulásához. A kürtő alatti tér megnövelésével viszont akkor is létrejöhet, ha a többi paraméter értéke kevésbé kedvező a kialakulásához (I, II, III. táblázatok). A kürtő átmérőjének nagysága a fedő szemcseméretével áll szoros kapcsolatban. Ugyanis, ha előbbi kicsi, utóbbi pedig nagy, akkor lehet bármekkora a kürtő alatti tér, az anyaghullás be sem fog indulni, mert a nagy szemcsék eltömítik a kürtőt, meggátolva így az anyaghullást.

A depresszió méretét egyértelműen meghatározza a lehetséges anyagvesztés nagysága. Ez főként a kürtő alatti tér nagyságától függ. A

depresszió térfogatára legnagyobb befolyással a fedővastagság van. A depressziók mérete a fedő vastagságának csökkenésével egyenes arányban növekszik. Ez arra vezethető vissza, hogy ugyanakkora térfogatú anyagvesztés kisebb fedővastagságnál egyre kisebb térfogatú fedőre terjed át, tehát az anyagvesztés relatíve nagyobb lesz, miután vékonyabb fedőnél kevesebb anyag kerülhet a passzív zónából az aktívba. A nagyobb relatív anyagvesztésre a rendszer nagyobb hézagterfogat-növekedéssel reagál, ami relatíve nagyobb mértékű tömörödést és így nagyobb mértékű süllyedést eredményez.

Az aktív zóna és annak befolyásoló tényezői

Az aktív zóna térfogatának nagysága a fedővastagság csökkentésével folyamatosan csökken (IV, V, VI. táblázatok). Ugyanis az anyagelszállítás következtében nő a fedő hézagterfogata, amit tömörödés követ. A hézagterfogat növekedése nagyobb lesz, mint az áthullott anyag mennyisége. Minél kisebb a fedő vastagsága, ez a jelenség annál inkább érvényesül, vagyis a hézagterfogat növekedését nagyobb arányú tömörödés követi.

A depresszióképződés folyamata

Az aktív zóna területén végbemenő süllyedés okozza a depresszió kialakulását. A depresszió képződésének folyamatát két részre különíthetjük: a szélesedés és a mélyülés. A folyamat elején egy általános süllyedés játszódik le, majd az anyagihiány egyre kisebb részre lokalizálódik. Itt először mélyülés történik. A mélyülés (süllyedés) okozója az anyagelszállítódás, valamint a hézagterfogat-növekedést követő tömörödés. A mélyülést gátolja, a passzív zónából az aktív zónába kerülő anyag. Mélységének növekedése által a háttároló oldallejtőinek meredeksége fokozatosan növekszik. Amikor az oldallejtők meredeksége egy bizonyos értéket meghalad, akkor az eddig kis kiterjedésű depresszió szélesedni kezd azáltal, hogy a pereméről az anyag a depresszió talpának irányába elmozdul. Ilyenkor a mélyülése megáll, sőt mélysége akár csökkenhet is. A különböző szemcseméreteknek más és más rézsűszögük van. Így a kisebb szemcséből felépülő fedő esetében a mélyülés és a szélesedés mértéke nagyjából megegyező. Ebben az esetben alakulnak ki a szinte tökéletes tölcsér alakú depressziók. A nagy szemcséből felépülő fedő esetében a szemcsék nehezebben mozdulnak el egymáson, így mélységéhez képest kevésbé széles depresszió is kialakulhat.

Az általunk vizsgált folyamatot módosíthatja pl. a szemcsék közé került víz mennyisége, a szemcsék alakja, minősége, stb. Ezek azonban nem képezték a vizsgálatunk tárgyát.

Becslés az utánsüllyedéssel dolinák méretét és a kialakulást okozó paraméterek mérete közötti kapcsolatra

A modellkísérletnél a depresszió méreteiből (mélység és átmérő) és a fedő vastagságából hányados számítható. A modellkísérlet depresszióinak mérete mintegy százszor kisebb, mint a természetben előforduló dolináké. A hányados értékéből megállapítható a természetes dolinánál (méretük ismeretében) várható fedővastagság, ha azt tekintjük, hogy a modellkísérlet depressziója ahány cm-es nagyságú, a természetes dolina annyi m-es méretű. A hányados értékeket 1,5 cm-es kürtőátmérőre számítottuk, amelynek így a természetes dolinánál 1,5 m-es átmérő felel meg. A következő kapcsolatokat vizsgáltuk:

- a depresszió mélysége és környezetében a fedő vastagsága,
- a depresszió átmérője és környezetében a fedő vastagsága.

A depresszió mélységhez tartozó becsült fedővastagság adatokat a VII táblázatban közöljük.

VII. táblázat
Table VII.

*A depresszió mélységéből következtetett becslések a fedő vastagságára.
Estimating the cover's thickness suggested to the depth of the depression.*

A természetben mért depresszió mélység (m)	A modellkísérlet depressziójának mélysége (cm)	A fedővastagság a modellkísérletben (cm)	A fedő vastagságának és a depresszió mélységének hányadosa a modellkísérlet alapján	Számított fedővastagság a természetes depresszióknál a megadott értékek esetén (m)
2,5-3	2,5-3	5	1,78	4,5-5,5
2-2,5	2-2,5	10	3,3	6,6-8,3
1,5-2	1,5-2	15	6	9-12
1-1,5	1-1,5	20	10	10-15
kisebb mint 1	kisebb mint 1	nagyobb mint 20	20	nagyobb mint 20

A depresszió átmérője alapján a fedővastagságra vonatkozó becsült adatokat a VIII táblázatban közöljük.

A fentebb bemutatott értékek (VII, VIII. táblázatok) csupán az előbbieken bemutatott modellkísérlet eredményeiből következnek. Ezért ennek során nem számoltunk olyan – a természetben meglévő – módosító tényezőkkel, melyek az utánsüllyedéssel dolinák méretére hatással vannak. Ilyen pl. a fedett karsztos depressziók kora, a területre jellemző csapadékmennyi-

ség, a fekézőzet jellege, a talajlevegő CO₂ mennyisége stb. Mindazonáltal ezek az adatok jó iránymutatásként szolgálhatnak a fedő vastagságának megbecslésére, geofizikai mérések alkalmazása nélkül.

VIII. táblázat
Table VIII.

*A depresszió átmérőjéből következtetett becslések a fedő vastagságára
Estimating the cover's thickness suggested to the diameter of the depression.*

A természetben mért depresszió átmérő (m)	A modellkísérlet depressziójának átmérője (cm)	A fedővastagsága modellkísérletben (cm)	A fedő vastagságának és a depresszió átmérőjének hányadosa a modellkísérlet alapján	Számított fedővastagság a természetes depresszióknál a megadott értékek esetén (m)
7-8	7-8	5	0,5	3,5-4
6-7	6-7	10	1,25	7,25-7,5
5-6	5-6	15	1,9	9,5-11,4
4-5	4-5	20	2,8	11,2-14
kisebb mint 4	kisebb mint 4	nagyobb mint 20	5,5	nagyobb mint 22

Következtetés

A modellkísérletben a depresszióképződést befolyásoló tényezők a kürtő átmérőjének és hosszának értéke, a fedő vastagsága, a fedőt felépítő szemcsék mérete. E paraméterek nem csak külön-külön, hanem együttesen is hatnak a depresszió kialakulására és a létrejövő forma méretére. Modellkísérleteink szerint a depresszióképződésnek több feltétele van. Depresszió csak akkor alakul ki, ha ezek mindegyike egy bizonyos küszöbértéket elér. Ezért, a depresszióképződés szempontjából kedvezőtlen paraméter lehet a kicsi kürtőátmérő, a nagy szemcseméret és a nagy fedővastagság. A modellkísérlet depressziója az aktív zóna területén alakul ki süllyedéssel. A süllyedést az anyagvesztés és az ezzel együtt járó hézagterefogat-növekedést követő tömörödés okozza. A modellkísérletben vizsgált paraméterek arányainak ismeretében a természetes utánsüllyedéssel dolinak méretének a figyelembevételével becsülhető a fedővastagság vagy a kürtőátmérő, ha figyelembe vesszük, hogy modellünk százszoros kicsinyítésű.

IRODALOM

- AREVALO, R., ZIRUGIEL, I. (2015): Clogging of granular materials in silos: effect of gravity and outlet size. - *Soft Matter*, 12. pp. 123-130.
- CURL, R. L. (1966): Scallops and flutes – *Transactions Cave Research Group Great Britain*, 7. pp. 121-160.

- DEÁK GY., PÉNTEK K., FÜZES I., VETÉSI-FOITH SZ., VERESS M.* (2017): A karsztosodás során kialakult törmelékzóna modellezése. – *Karsztfejlődés XXII.* pp. 61-75. DOI:10.17701/17.61-75.
- DEÁK GY., SZEMES M., VERESS M.* (2015): A gipsz fedőjének vízmozgásai fizikai analógmodelleken – *Karsztfejlődés XX.* pp.215-229. DOI: 10.17701/15.215-229.
- DEÁK GY., VETÉSI-FOITH SZ., PÉNTEK K.* (2018): A telítődési szint helyzete és a felszínfejlődés vizsgálata modellkísérlettel. – *Karsztfejlődés XXIII.* pp. 31-43. DOI:10.17701/18.31-43.
- DZULINSKY, S., GIL, E., RUDNICKI, J.* (1988): Experiments on kluftkarren and related lapis forms. *Zeitschrift für Geomorphology*, 32 (1), pp. 1-16.
- FABRE, G., NICOD, J.* (1982): Lapiés, modalités et rôle de la corrosion, crypto- karstique – *Phénomèn karstique III, Mémoires et documents de géographie*, 3 pp.115–131.
- GLEW J. R., FORD D. C.* (1980): Simulation study of the development of rillenkarren. – *Earth Surf. Proc.* 5 pp. 25-36.
- QUINIF, Y.* (1973): Contribution a l'étude morphologique des coupoles – *Annales de spéléologie* 28 (4) pp. 565-573.
- VERESS M., PÉNTEK K.* (1996): Theoretical model of surface karstic processes – *Zeitschrift für Geomorphologie* 40. 4. pp. 461-476.
- VERESS M., PIDL K., MANTLER M.* (1998): A gipsz karsztosodásának modellezése laboratóriumi körülmények között. *Szombathelyi Berzsenyi Tanárképző Főiskola Tudományos Közleményei XI. Természettudományok* 6. Szombathely, pp. 147-166.
- VERESS M., GÁRDONYI I., DEÁK GY.* (2014): Fedett karsztosodás vizsgálata fedővel borított gipsztáblán. – *Karsztfejlődés XIX.* pp. 159-171.
- VETÉSI-FOITH SZ.* (2018): Az utánsüllyedéses dolinák kialakulásának vizsgálata modellkísérlettel. – *Karsztfejlődés XXIII.* pp. 85-93.
- WALTHAM, A. C., FOOKES, P. G.* (2003): Engineering classification of karst ground conditions. – *Quarterly Journal Engineering Geology Hydrogeology* 36 pp. 101-118.
- WALTHAM, T., BELL, F., CULSHAW, M.* (2005): *Sinkholes and Subsidence.* Springer, Berlin – Heidelberg, 382 p.
- WILLIAMS, P. W.* (2004): Dolines. – In: GUNN, J. (ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science.* Taylor and Fitzroy Dearborn, London, New York, pp. 304-310.

KARSZTOS TERÜLETEK AZ EURÓPAI GEOPARKOKBAN

EUROPEAN GEOPARKS WITH KARST LANDSCAPES

MARI LÁSZLÓ¹ –TELBISZ TAMÁS¹

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

malkact@caesar.elte.hu

***Abstract:** Karst terrains have varied abiotic and biotic values. However, due to their unfavourable conditions for human settling, they are generally relatively sparsely populated areas. Thus, karst terrains merit and are suitable for nature protection. In this paper, (partly) karstic European geoparks are studied. We compiled a dataset based on official information and internet sources, and analysed geoparks by location, morphology and timeline. Nowadays, there are 50 (partly) karstic geoparks in Europe, that is 49% of all geoparks. Karsts are key issues in the study of geoheritage and geotourism. Tourism into karstic geoparks can be considered sensu lato geotourism, since tourists travelling to these locations generally visit caves, gorges and other karst features. There are extreme differences in area, geodiversity, visitor numbers and tourism incomes.*

Keywords: geopark, geotourism, geoheritage, karst types

Bevezetés

Az UNESCO Földtudományi Tagozata 1997-ben kezdeményezte a geoparkok globális hálózatának megalapítását. 2000 júniusában négy geopark – a franciaországi Reserve Géologique de Haute-Provence, a görögországi Natural History Museum of Lesvos Petrified Forest, a németországi Geopark Gerolstein/Vulkaneifel és a spanyolországi Maestrazgo Cultural Park – szakembereinek a kezdeményezésére létrehozták az Európai Geopark Hálózatot (European Geoparks Network), amellyel az volt az elsődleges céljuk, hogy megosszák információikat, tapasztalataikat és közösen határozzák meg az elérendő célokat.

A szervezet alapvető célja a geológiai változatosság (geodiverzitás) védelme, geológiai örökségünk népszerűsítése és bemutatása, illetve a geoparkok fenntartható gazdasági fejlődésének támogatása, elsősorban a geoturizmus fejlesztése révén. A földtudományi értékek kiemelt védelme mellett fontos feladat a terület élő természeti értékeinek és kulturális örökségének bemutatása is, és kiemelt szempont a helyi lakosság, közösségek bevonása az egyes tevékenységekbe.

A hálózat olyan térségeket kapcsol össze Európa-szerte, melyek aktív együttműködéssel kívánják a közös célokat megvalósítani. Az Európai Geopark Hálózat jelenleg 73 geoparkot fog össze Európa 24 országában.

A változatos földtani értékek közt a karsztvidékek általában látványos felszíni karsztjelenségekkel és barlangokkal hívják fel magukra a figyelmet. Napjainkra a turizmus fellendülésével a karsztvidékekre egyre többen jutnak el, ugyanis a látványos karsztos formák, mint a szurdokok, szakadéktöbrök, barlangok népszerű turistacélpontok lettek és a kalandturizmusnak (canyoning, barlangászat stb.) is kiváló feltételeket nyújtanak (*MARI, TELBISZ* 2018). Érdekes kérdés tehát, és az alábbi cikkben ezt kívánjuk körüljárni, hogy a karsztos tájak milyen arányban képviseltetik magukat az Európai Geopark Hálózatban.

Adat és módszer

Alapadatként az UNESCO Globális Geopark Hálózat hivatalos adatbázisát használtuk fel (*UNESCO GLOBAL GEOPARKS*), azonban az európai geoparkok közül néhány nem tagja a Globális Geopark Hálózatnak, ezért egyéb internetes forrásokra is támaszkodtunk. Az UNESCO hálózaton kívüli geoparkok nagy része olyan országokban található, ahol a geoturizmus jelentős hagyományokkal rendelkezik, például Németországban vagy az Egyesült Királyságban. A tagsággal nem rendelkezők többsége jelenleg kandidál a tagságra, míg másokat korábban különböző okokból kizártak a hálózatból, illetve vannak nemzeti szintű geoparkok, amelyek soha nem voltak az Európai Geopark Hálózat tagjai és nem is törekszenek a tagságra. Itt megemlítjük, hogy az Európai Geopark Hálózat által elismert összes geopark egyben tagja az UNESCO Globális Geopark Hálózatnak is.

A fenti adatforrások alapján először összeállítottuk a nemzeti geoparkok listáját, beleértve a területi kiterjedést és az alapítás évét. Meg kell jegyezni, hogy a szám attól is függ, hol húzzuk meg Európa határait. A klasszikus természetföldrajzi lehatárolást használtuk, azaz a kaukázusi országokat, Oroszország és Törökország ázsiai részeit, valamint Dánia, Franciaország és Spanyolország tengerentúli területeit nem vettük figyelembe elemzésünkben.

Másodsorban, a karsztos szakirodalom (pl. *FORD–WILLIAMS* 2013, *GUNN* 2004) és a saját terepi tapasztalataink alapján leválogattuk azokat a geoparkokat, amelyek döntően karsztos térszíneket tartalmaznak, és külön jelöltük azokat, amelyek csak kisebb részben tartalmaznak karsztos területet (*I., II. táblázat, 1. ábra*). Világszinten korábban *RUBAN* (2009) készített egy hasonló összeállítást, míg a miénk csak Európára koncentrál, de a mi

összeállításunk a karsztok vonatkozásában precízebbnek tekinthető, illetve figyelembe veszi a 2009 óta létesített geoparkokat is. Ha kategóriáinkat összehasonlítjuk RUBAN (2009) kategóriáival, elmondhatjuk, hogy a „többnyire karsztos” kategória elméletileg megegyezik RUBAN „fully karst-based” kategóriájával, míg a „részben karsztos” kategóriánk RUBAN „partly karst-based” és „occasional karst-involving” kategóriáinak kombinációja, hiszen szerintünk a homokkövön és grániton kialakult formák nem tartoznak a klasszikus karsztformákhoz.

A fenti adatok alapján elemeztük, hogy a geoparkok száma és területe hogyan változott Európában az első geoparkok megalapítása óta. Ezután kiszámoltuk a (részben) karsztos geoparkok arányát a teljes mintában. Ezután a (részben) karsztos geoparkokat morfológiájuk alapján kategorizáltuk, majd kiszámítottuk ezen típusok eloszlását.

I. táblázat
Table I.

Karsztos és részben karsztos geoparkok Európában, (: nem tagja az Európai Geopark Hálózatnak)*
List of mostly or partly karstic European geoparks. (: not member of the European Geopark Network)*

nagyrészt karsztos geopark	részben karsztos geopark
Apuan Alps (ITA)	Adamello Brenta (ITA)
Carnic Alps (AUS)	Bakony-Balaton (HUN)
Causses du Quercy (FRA)	Basque Coast (SPA)
Chelmos-Vouraikos (GRE)	Burren and Cliffs of Moher (IRE)
Sobrarbe (SPA)	Buzau Land (ROM) *
Cilento and Vallo di Diano (ITA)	Central Catalunya (SPA)
Famennes-Ardenne (BEL)	Conca de Tremp-Montsec (SPA)
Fforest Fawr (UK)	Courel Mountains (SPA)
Sitia (GRE)	Czech-Bavarian Geopark (CZE-GER) *
Haute-Provence (FRA)	English Riviera (UK)
Idrija (SLV)	Erz der Alpen (AUS)
Karawanken (SLV, AUS)	Geological Mining Park of Sardinia (ITA)
Las Loras (SPA)	Harz-Brunswick Land-Eastphalia (GER)
Molina and Alto Tajo (SPA)	Iskar-Panega (BUL) *
Sierras Subbéticas (SPA)	Kielce (POL) *
Pollino (ITA)	Kyffhäuser (GER) *

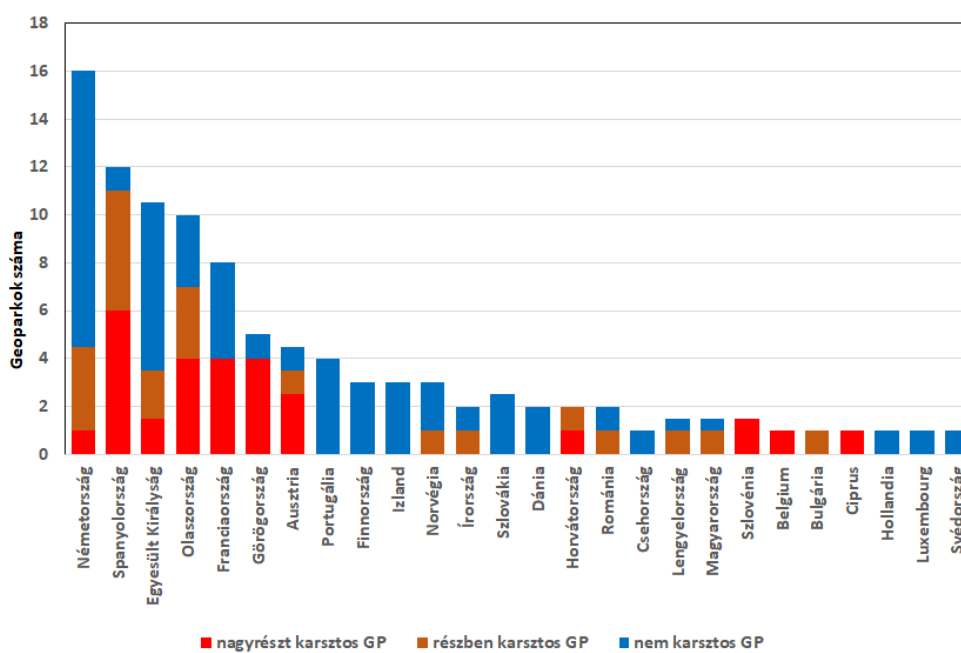
nagyrészt karsztos geopark	részben karsztos geopark
Sierra Norte de Sevilla (SPA)	Maestrazgo (SPA)*
Luberon (FRA)	North Pennines (UK)
Madonie (ITA)	Papuk (CRO)
Marble Arch Caves (UK, IRL)	Trollfjell (NOR)
Massif des Bauges (FRA)	Tuscan Mining Park (ITA)
Psiloritis (GRE)	Westerwald-Lahn-Taunus (GER) *
Styrian Eisenwurzen (AUS)	
Swabian Alb (GER)	
Troodos (CYP)	
Vikos-Aoos (GRE)	
Villuercas-Ibores-Jara (SPA)	
Vis Archipelago (CRO)	

II.: táblázat:
Table II:

Geoparkok Európában
Geoparks in Europe

Ország	Összes geopark	részben karsztos geopark	nagyrészt karsztos geopark
Ausztria	4,5	1	2,5
Belgium	1	0	1
Bulgária	1	1	0
Ciprus	1	0	1
Csehország	1,5	0,5	0
Dánia	2	0	0
Finnország	3	0	0
Franciaország	8	0	4
Görögország	5	0	4
Hollandia	1	0	0
Horvátország	2	1	1
Írország	2,5	1	0,5
Izland	3	0	0
Lengyelország	1,5	1	0
Luxembourg	1	0	0
Magyarország	1,5	1	0

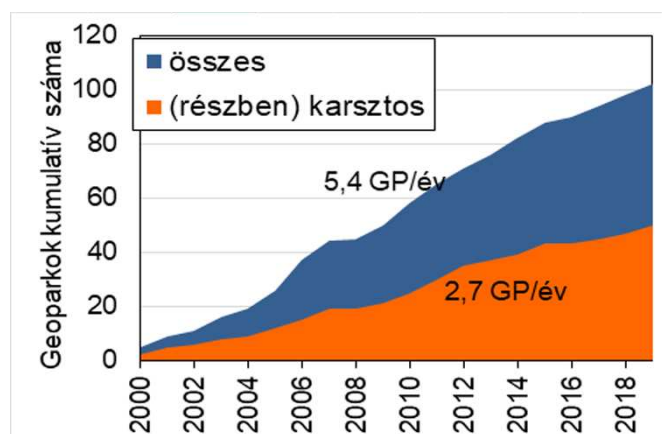
Ország	Összes geopark	részben karsztos geopark	nagyrészt karsztos geopark
Egyesült Királyság	10,5	2	1,5
Németország	16	3,5	1
Norvégia	3	1	0
Plaszország	10	3	4
Portugália	4	0	0
Románia	2	1	0
Spanyolország	12	5	6
Svédország	1	0	0
Szlovákia	2,5	0	0
Szlovénia	1,5	0	1,5
Összesen	102	22	28



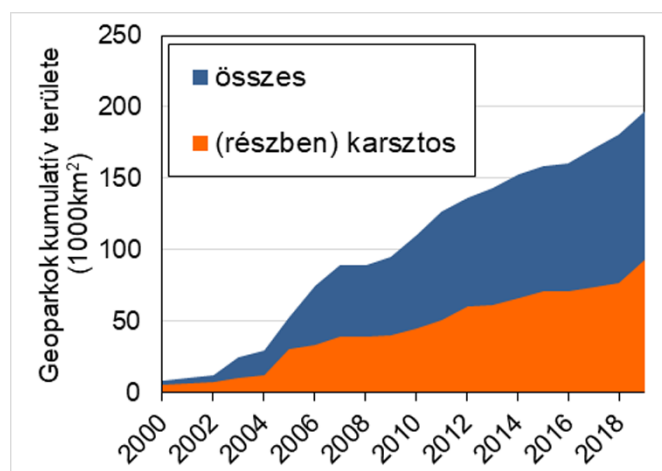
1. ábra: Karsztos, részben karsztos és nem karsztos geoparkok Európában
 Fig. 1: Karstic, partly karstic and non-karstic geoparks in Europe

Eredmények

Az Európai Geopark Hálózat 2000-es megalapítása óta a geoparkok növekedési üteme nagyjából egyenletes és viszonylag magas volt (5,4 új geopark/év) (2. ábra). A (részben) karsztos geoparkok növekedési üteme szintén figyelemre méltó volt 2,7 új alapítással évente. Ennek eredményeként a (részben) karsztos geoparkok az összes geopark számának 49%-át, illetve a geoparkok területének 47%-át teszik ki, ami aláhúzza a karsztos térszínek kiemelkedő szerepét a földtani örökségben és a geoturizmusban. Sőt, ha csak az UNESCO Globális Geopark Hálózatát vesszük figyelembe, akkor a (részben) karsztos geoparkok aránya eléri a 60%-ot.

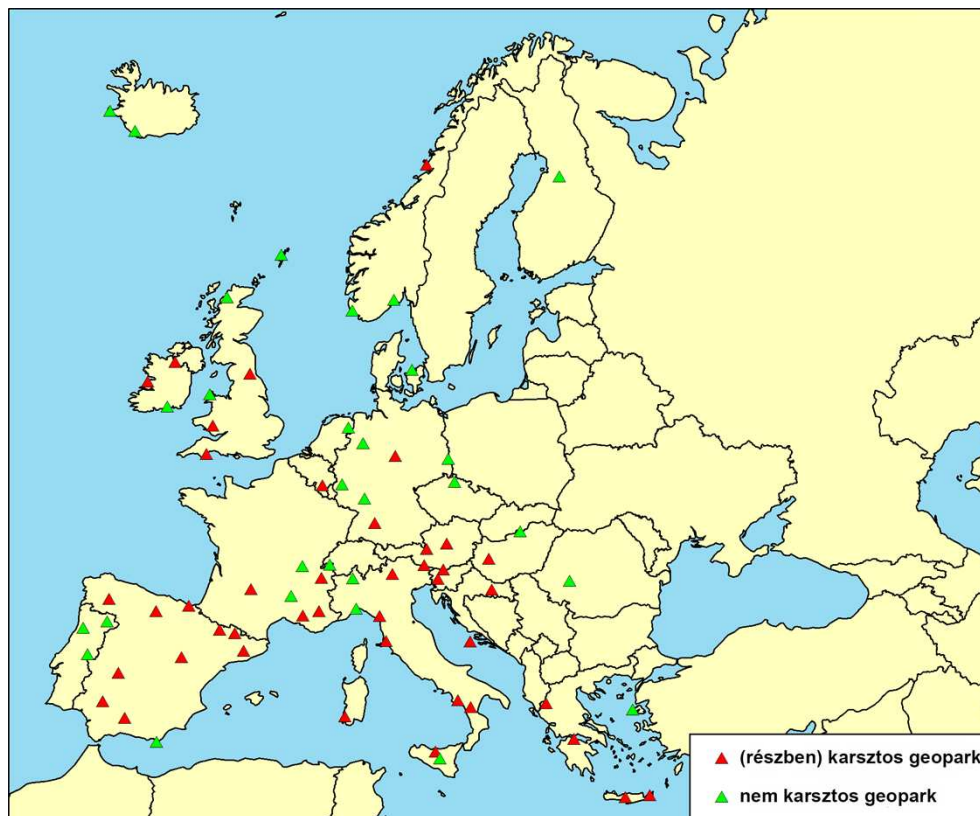


2. ábra: Geoparkok alapításának időszora Európában az évi növekedési rátával
Fig. 2: Timeline of geopark foundations in Europe with the yearly increase rates



3. ábra: Geoparkok területének növekedése Európában
Fig. 3: Increase of area of geoparks in Europe

A geoparkok egyenetlen térbeli eloszlást mutatnak Európa térképén. Több országban egyáltalán nincs geopark (4. ábra). A geoparkok számában Németország, Spanyolország, Egyesült Királyság és Olaszország a vezető országok. Ha csak az UNESCO geoparkokat vesszük figyelembe, akkor Spanyolország és Olaszország a listavezető. Ezen felül Spanyolországban és Olaszországban sok a (részben) karsztos geopark, mivel geoparkjaik többsége (részben) karsztos területen terül el.

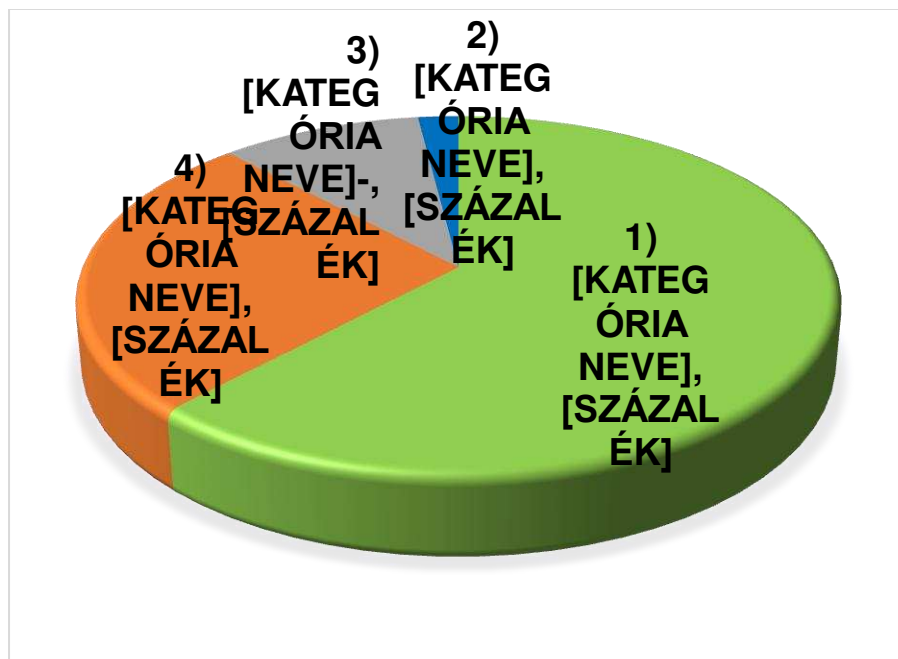


4. ábra: Karsztos (részben) és nem karsztos geoparkok elhelyezkedése Európában
 Fig. 4: Location of karstic (partly) and non-karstic geoparks in Europe

A (részben) karsztos geoparkok meghatározó karsztmorfológiájuk alapján több kategóriába sorolhatók (5. ábra):

- Klasszikus karszt (azaz közephegységek vagy dombságok dolinákkal tarkított felszínekkkel): a (részben) karsztos geoparkok 62%-a tartozik ebbe a csoportba. Példa erre a Papuk (Horvátország) vagy a Sváb Alb (Németország).
- Alpesi karszt: a (részben) karsztos geoparkok 26% -a ebbe a csoportba tartozik. Példa erre a Karawanken (Szlovénia, Ausztria), a Carnic Alps (Ausztria), illetve a Massif des Bauges (Franciaország).

- Belföldi jégtakaróhoz köthető glaciokarszt: a (részben) karsztos geoparkok 10%-a ebbe a csoportba tartozik. Példa erre a Burren (Írország) vagy a Fforest Fawr (Egyesült Királyság).
- Tengerparti (szigeti) karszt: a (részben) karsztos geoparkok 2%-a tartozik ebbe a csoportba. Példa erre a Vis Archipelago (Horvátország).



5. ábra: A különböző karsztípusok megoszlása a geoparkokban
 Fig. 5 : Distribution of different karst types in geoparks
 1 – classical, 2 – coastal, 3 – arctic glacio, 4 - alpine

Turisztikai szempontból a geoparkok a legkiemelkedőbb (brandmark) karsztformáikkal, képződményeikkel jellemezhetők, amelyek ismertté teszik őket a nagyközönség számára. Nyilvánvaló, hogy sokféle szempont alapján lehet kategóriákba sorolni a geoparkokat, mi itt azonban a legjellemzőbb karsztjellemzők alapján kategorizálunk, amelyek ismertté tették/tesznek egyes területeket.

- A barlangok a legtipikusabb brandmark karsztformák, pl. Marble Arch-barlang (Marble Arch Cave), Han-barlangok (Famennes-Ardenne).
- A szurdokok is nagyon népszerűek, pl. Vikos (Vikos-Aoos), Salza (Steirische Eisenwurzen), Verdon (Haute-Provence).

- A mészkő járdák (karrok) többnyire a belföldi jégtakaró tevékenységéhez köthető glaciokarsztokra jellemzők, pl. Burren, North-Pennines.

Ezek a körülmények erősen befolyásolják egy adott karsztvidék lehetséges turisztikai tevékenységeit. A túrázás és a trekking természetesen szinte minden (részben) karsztos geoparkban lehetséges és támogatott, de a barlangászás, a hegymászás, a kanyoning, a rafting és a bújárkodás is sok (részben) karsztos geoparkban lehetséges. A rendelkezésre álló turisztikai információk szerint a geoparkok 74%-a nyújt túrázási lehetőségeket, a geoparkok 38%-ban a hegymászás, 24%-ánál a rafting, 12%-ában a kanyoning kedvelői tölthetik szabadidejüket kedvelt tevékenységükkel. Ezek a számok azt is tükrözik, hogy a geoparkok sok lehetőséget biztosítanak az aktív turizmus számára.

A karsztos térszíneknek a földtani értékei is változatosak, ideértve az exogén és endogén karsztformákat is. Az egykori tengerekben lerakódott meszes üledékekből kialakult mészkőrétegek gyakran a Föld történetének érdekes eseményeit dokumentálják. Ezek az értékek nagyon fontosak a „*sensu stricto*” geoturisták számára, de természetesen ezeknek a geoturistáknak a száma jóval kevesebb, mint azoké a turistáké, akik a karsztterületek esztétikai, rekreációs vagy kalandértékeit élvezik (BOŽIĆ, TOMIĆ 2015, REYNARD 2008, HOSE 2008, ŠTRBA 2019).

A karsztos geoparkok (geo)turisztikai lehetőségeit számos egyéb tényező is befolyásolja. A geoparkok területe eltérő, a legkisebb karsztos geopark a Marble Arch barlang (Egyesült Királyság, Írország), 180 km²-rel, míg a legnagyobb a Sváb-Alb, 6688 km²-rel. A nagy és sokszínű terület lehetővé teszi különböző övezetek létrehozását a természetvédelmi és az idegenforgalmi szempontok szerint. A terület nagysága mellett a földtani felépítés is jelentős tényező lehet. Például a vegyes (allogén) karsztok általában nagyobb geológiai diverzitással rendelkeznek, mint az autogén karsztok, és az előbbi esetben többféle geológiai/geomorfológiai jelenség figyelhető meg. A karsztos földrajzi sokféleség értékelésének GIS-alapú kvantitatív módszerét mutatta be STEPIŠNIK, TRENCHOVSKA (2018), és a szerzők arra a következtetésre jutottak, hogy a magas geológiai diverzitás mutatószámmal rendelkező területek szorosan korrelálnak azokkal a területekkel, amelyeket jelenleg geoturisztikai és oktatási célokra használnak. A geoparkok ismertsége és látogatószáma jelentősen megnő, ha a területen barlang van. Ezenkívül a természeti környezet mellett az egyéb (kulturális vagy rekreációs) turisztikai célok közelsége szintén nagyon fontos tényező lehet a karsztos geoparkok tényleges turisztikai potenciáljában (TELBISZ et al. 2018).

Az idegenforgalom gazdasági előnyeinek és hátrányainak tényeken alapuló bemutatása rendkívül összetett feladat, ezért a legtöbb országban kevés adat áll ehhez rendelkezésre, ha egyáltalán van ilyen (MAYER et al. 2014).

A karsztterületek nagy aránya (49%) a geoparkok körében azonban azt jelenti, hogy a karsztos terek turisztikai vonzerejük miatt valójában a földtani örökségünk egyik legfontosabb szegmensét képezik. Mivel a geoparkok megalapítását elvben a helyiek kezdeményezhetik, nem pedig az államigazgatás, úgy értelmezhetjük a karsztok magas arányát a geopark kategóriában, hogy a karszton élő emberek bizonyos mértékig tisztában vannak geológiai környezetük értékével, és remélik, hogy profitálhatnak is a geoturizmusból.

Összevetve eredményeinket és adatbázisunkat RUBAN (2018) eredményeivel, számos különbséget találtunk a geoparkok kategorizálásában. Néhány példa: vannak geoparkok, melyeket RUBAN „részben karszt alapú” osztályából a saját osztályozásunk szerint „többnyire karsztos” kategóriába (pl. Steirische Eisenwurzen, Sváb-Alb) soroltunk be. Továbbá találtunk több (részben) karsztos geoparkot, amelyek egyáltalán nem szerepeltek RUBAN listáján (RUBAN 2018) mint például a Karni-Alpok, a Pollino vagy a Bakony-Balaton. RUBAN (2018) megállapítása szerint az UNESCO globális geoparkjainak 37%-a tartalmaz karsztformákat világszerte. Még ha ki is hagyott néhány (részben) karsztos geoparkot, helyesen mutatott rá arra a tényre, hogy a karsztok a Globalis Geopark Hálózat nagyon fontos alkotóelemei. Ezenkívül RUBAN (2018) kijelentette, hogy „a karszt erőforrásokat elsősorban más geológiai örökséggel kombinálva hasznosítják”. E megállapítást viszont némileg korrigálnánk, az „elsősorban” helyett az „esetenként” kifejezés a helytálló.

Európában számos kiemelkedő karsztterület van, amelyek nem tartoznak geoparkokhoz. Néhányat más intézményi forma véd, ám egy részüket egyáltalán nem védik. A más formák között a „nemzeti park” kategória mellett meg kell említeni az UNESCO világörökségi listáját, amely számos karsztterületet vagy objektumot tartalmaz (lásd HAMILTON, SMITH 2007, WILLIAMS 2008). Ezen felül a regionális parkok, a természetvédelmi parkok, a természeti emlékek és a védett tájkategóriák szintén látványos karsztjellemzőket tartalmaznak. Itt említünk néhány híres és festői karsztos képződményt a sok közül, amelyek egyelőre nem tartoznak egyik geoparkhoz sem, mint például a Škocjan-barlang, az Eisriesenwelt, a Dachstein, a Krasfennsík, El Torcal de Antequera. Mivel azonban egyre több új geoparkot terveznek, egyre több karsztobjektum válik a geoparkok részévé. A leghosszabb és valószínűleg a leglátogatottabb idegenforgalmi barlang Európában a Postojna-barlang, amely Szlovéniában a leglátogatottabb turisztikai attrak-

ció, azonban nem része semmilyen nemzeti parknak vagy geoparknak. A turisták számára történt 1819-es megnyitása óta 38 millióan látogatták meg a barlangot, és a napi rekord (2018. augusztus 14-én) meghaladta a 14 000 embert. A Postojna-barlang nyilvánvaló tudományos és esztétikai kiválóságán túl a frekventált turisztikai utak közelében lévő kedvező elhelyezkedése is hozzájárult a látogatók számának gyors növekedéséhez.

A karsztos területek menedzselése speciális ismereteket igényel. A barlangok látogatóképességét számos kutató vizsgálta (*CIGNA, BURRI* 2000, *ŠEBELA* et al. 2015), de a turizmus más formái (például a kalandturizmus különféle típusai) szintén kérdéseket vetnek fel. A vízkészletek és a szennyezés mérséklése speciális megközelítést igényel a karszt esetében is (*VAN BEYNEN* 2011). Számos lehetőség létezik a védett karszterületek kezelésében, vannak olyan helyek, ahol a turizmus és a kapcsolódó bevételek részesülnek előnyben, míg másutt a szigorú természetvédelem a fő szabályozó elv (*DUVAL* 2007), de a legtöbb esetben a kettő közötti egyensúly a cél.

A karsztos geoparkokban nehéz megbecsülni a geoturisták arányát. Sok helyen még a turisták teljes száma sem ismeretes. Továbbá attól is függ ez az arány, hogy a „geoturista” fogalmát hogyan definiáljuk (*DOWLING, NEWSOME* 2006, *HOSE* 2008). Úgy gondoljuk azonban, hogy a karsztos terepen nem szabad a „geoturista” meghatározását azokra az emberekre korlátoznunk, akiket elsősorban csak a geológiai jelenségek érdekelnek. Ehelyett mindazokat tekinthetjük geoturistának, akit a barlangok és a karsztvidékek látványos geomorfológiájának bármely eleme érdekel. Ebben az értelemben kijelenthetjük, hogy a karsztos geoparkok a legfontosabb geoturisztikai célpontok.

A barlangturisták motivációit több szerző vizsgálta. *KIM* et al. (2008) a következő tipikus motivációkat azonosította: menekülés a mindennapi stresszes életből, tudáskeresés, újdonságkeresés és szocializáció-keresés. *ALLAN* et al. (2015) hasonló eredményeket kaptak, és a legfontosabb belső motivációkként említik a kikapcsolódást, a menekülést a napi rutinból. *HURTADO* et al. (2014) kidolgozott egy kifinomultabb geoturizmus-típológiai modellt, amely figyelembe veszi mind a motivációt, mind a tapasztalatokat. Ezen tényezők alapján „célzott”, „szándékos”, „alkalmi”, „esetleges” és „véletlen” geoturistákat sorolnak fel. Tanulmányi területükön (Crystal-barlang, Ausztrália) azt találták, hogy a látogatók 38%-a célzott geoturista volt, ami rendkívül magas arányt jelent. Ez a modell nagyon hasznos lehet a jövőbeli tanulmányokban, amelyek felvázolják a karsztos geoparkokat látogató geoturisták profilját. *BOŽIĆ* és *TOMIĆ* (2015) a szurdokok és a kanyonok turizmusát elemezte Szerbia példáján. Csak két fő geoturisztikai kategóriát használtak és megállapították, hogy a legtöbb em-

ber (69%) „*általános geoturista*”, míg 31% „*tiszta geoturista*” (ez utóbbi kategória azokra vonatkozik, akiket kifejezetten érdekelnek a geológiai jelenségek). A fenti eredmények azt is alátámasztják, hogy a karsztos geoparkok kezelésekor figyelembe kell venni, hogy többféle geoturista létezik, de a legnépszerűbb geosite-oknál a leggyakoribb típus az általános geoturista.

Összefoglalás

Az európai karsztterületek reprezentációja a geopark kategóriában igen jelentős, a 102 európai geopark közül 50 (beleértve a geoparkokat, amelyek nem tagjai az Európai Geopark Hálózatnak) részben vagy többnyire karsztos.

A legjellemzőbb morfológiai típus a geoparkokban a klasszikus, kö-zéphegységi karszt dolinákkal. E típus jellemző a (részben) karsztos geoparkok 62%-ában.

A (részben) karsztos geoparkok turizmusa „*sensu lato*” geoturizmusnak tekinthető, ideértve a turisztikai tevékenységek változatos formáit, például a túrázást, a barlangászást, a hegymászást, a raftingot vagy a kanyoningot. A rendelkezésre álló turisztikai információk alapján úgy tűnik, hogy a geoparkok nyitottak a kaland típusú tevékenységekre. A legtöbb esetben a (geo)turizmusból származó előnyök rendkívül fontosak a helyi emberek számára, és bizonyos esetekben a geoparkok valóban hozzájárulhatnak egyes karsztterületek hátrányos társadalmi helyzetének megváltoztatásához.

E tanulmány célja, hogy háttérként szolgáljon a (részben) karsztos geoparkok további tanulmányozásához.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az NKFIH K124497 számú pályázata támogatta.

IRODALOM

ALLAN, M., DOWLING, R.K., SANDERS, D. (2015): The motivations for visiting geosites: the case of Crystal Cave, Western Australia. – *GeoJournal of Tourism and Geosites*, 16, pp. 141–152.

BOŽIĆ, S., TOMIĆ, N. (2015): Canyons and gorges as potential geotourism destinations in Serbia: comparative analysis from two perspectives—general geotourists’ and pure geotourists’. – *Open Geosciences*, 7, pp. 531–546.

CIGNA, A.A., BURRI, E. (2000): Development, management and economy of show caves. *International Journal of Speleology*, 29, pp. 1–27.

- DOWLING, R.K., NEWSOME, D. (2006): Geotourism; Routledge
- DUVAL, M. (2007): Tourism and Preservation Policies in Karst Areas: Comparison Between the Škocjan Caves (Slovenia) and the Ardèche Gorge (France). – *Acta Carsologica*, 35, pp. 23–35; DOI: 10.3986/ac.v35i2-3.225.
- FORD, D., WILLIAMS, P.D. (2013): Karst Hydrogeology and Geomorphology; – John Wiley & Sons 561 p.
- GUNN, J. (2004): Ed. Encyclopedia of Caves and Karst Science; Fitzroy Dearborn New York
- HAMILTON-SMITH, E. (2007): Karst and world heritage status. – *Acta carsologica*, 36, pp. 291–302; DOI: 10.3986/ac.v36i2.198
- HOSE, T.A. (2008): Towards a history of geotourism: definitions, antecedents and the future. – *Geological Society, London, Special Publications*, 300, pp. 37–60; DOI: 10.1144/SP300.5.
- HURTADO, H., DOWLING, R., SANDERS, D. (2014): An exploratory study to develop a geotourism typology model. *International Journal of Tourism Research* 2014, 16, pp. 608–613; DOI: 10.1002/jtr.1954.
- KIM, S.S., KIM, M., PARK, J., GUO, Y. (2008): Cave tourism: Tourists' characteristics, motivations to visit, and the segmentation of their behavior. – *Asia Pacific Journal of Tourism Research*, 13, pp. 299–318.
- MARI L., TELBISZ T. (2018): Karsztvidékek az európai nemzeti parkokban. – *Karsztfejlődés* 23, pp. 207-217.
- MAYER, M., MÜLLER, M., WOLTERING, M., ARNEGGER, J., JOB, H. (2010): The economic impact of tourism in six German national parks. – *Landscape and Urban Planning*, 97, pp. 73–82; DOI: 10.1016/j.landurbplan.2010.04.013.
- REYNARD, E. (2008): Scientific research and tourist promotion of geomorphological heritage. – *Geografia fisica e dinamica quaternaria*, 31, pp. 225–230.
- RUBAN, D. (2018): Karst as Important Resource for Geopark-Based Tourism: Current State and Biases. – *Resources*, 7, 82; DOI: 10.3390/resources7040082.
- ŠEBELA, S., TURK, J., PIPAN, T. (2015): Cave micro-climate and tourism: towards 200 years (1819–2015) at Postojnska jama (Slovenia). – *Cave and Karst Science*, 42, pp. 78–85.
- STEPIŠNIK, U. (2018): Trenchovska, A. A new quantitative model for comprehensive geodiversity evaluation: the Škocjan Caves Regional Park, Slovenia. *Geoheritage* 2018, 10, pp. 39–48; DOI: 10.1007/s12371-017-0216-5.
- ŠTRBA, L. (2019): Analysis of Criteria Affecting Geosite Visits by General Public: a Case of Slovak (Geo)Tourists. *Geoheritage* 2019, 11, pp. 291–300; DOI: 10.1007/s12371-018-0283-2

- TELBI SZ T., MARI L., GRUBER P., KŐSZEGI M., BOTTLIK ZS., STAN-
DOVÁR T. (2018). Képes-e egy nemzeti park a regionális fejlődést előmoz-
dítani? - az Aggteleki Nemzeti Park speciális esete. – in: Fazekas I., Kiss E.,
Lázár I.: Földrajzi Tanulmányok 2018, Debrecen pp. 251-254.
- UNESCO GLOBAL GEOPARKS. elérhető online: [http://www.unesco-
.org/new/en/natural-sciences/environment/earth-sciences/unesco-global-
geoparks/](http://www.unesco-
.org/new/en/natural-sciences/environment/earth-sciences/unesco-global-
geoparks/) (utolsó megnyitás 2019.08.25.)
- VAN BEYNEN, P.E. (2011): Ed. *Karst management*; – Springer: Dordrecht ;
New York, ISBN 978-94-007-1206-5.
- WILLIAMS, P. (2008): *World heritage caves and karst*. – IUCN, Gland 57.

**A TARA NEMZETI PARK (SZERBIA) FELSZÍNALAKTANI BE-
MUTATÁSA ÉS A KARSZTVIDÉK NÉHÁNY TÁRSADALMI JEL-
LEMZŐJE**

**GEOMORPHOLOGICAL FEATURES OF TARA NATIONAL PARK
(SERBIA) AND SOME SOCIAL CHARACTERISTICS OF THIS
KARST AREA**

TELBISZ TAMÁS¹ – BRANKOV, JOVANA^{2,3} – ČALIĆ, JELENA² –
MARI LÁSZLÓ¹

¹ ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C.
telbisztom@caesar.elte.hu

² Geographical Institute “Jovan Cvijić”, Serbian Academy of Sciences and
Arts, Belgrade, Serbia. j.brankov@gi.sanu.ac.rs, j.calic@gi.sanu.ac.rs

³ South Ural State University, Institute of Sports, Tourism and Service,
Chelyabinsk, Russia

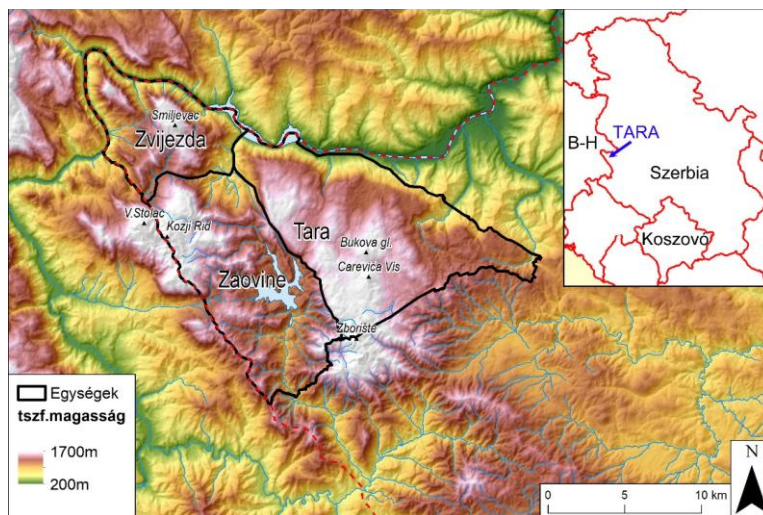
***Abstract:** Tara National Park (Serbia) founded in 1981 is well known for its biodiversity and karst landforms. However, until now, only little information has been published about the geomorphological characteristics of Tara NP. Thus, in this paper, we demonstrate the high geodiversity of Tara NP and we analyse the geomorphology by using both GIS tools and field observations. Especially, the morphometrical parameters of dolines and of the Drina river gorge are discussed in detail. A smaller part of this paper deals with certain social characteristics of the Tara area, because we believe that human-environment relationships are key issues in holistic geographic thinking, further on, we recognized that many European karst areas have similar social characteristics: depopulation, ageing and high unemployment, but there is also a potential in (geo)tourism. The above processes and potentials are present in Tara NP as well, thus, we briefly demonstrate the particular case of Tara NP. In some cases, nature protection and tourism are in conflict, but both of them are important factors in sustainable development, this is why the actual role of tourism and some karst-related touristic values (e.g. canyoning) are also shortly demonstrated in this paper. Most stakeholders agree that rural tourism, ecotourism and local brands can be important factors in the development of this protected area.*

***Keywords:** Tara National Park, doline, gorge, uvala, rural depopulation, sustainable, tourism*

Bevezetés

A Tara Nemzeti Park (NP) Szerbia középső, nyugati részén található, a bosznia-hercegovinai határ mentén (1. ábra). A nemzeti parkot 1981-ben alapították, amihez a karsztos formakincs mellett a biológiai értékek, úgymint az erdők, kiemelten az endemikus szerb lucfenyő (*Picea Omorika*), a jelentős (mintegy 50 egyedből álló) medvepopuláció, illetve a magas geo- és

biodiverzitás is hozzájárult (RADOVIĆ *et al.* 2005; VAKANJAC *et al.* 2015), továbbá jelentős a terület kulturális öröksége is (Rača monostor, Perućac és Rastište nekropoliszai; MILJKOVIĆ, ŽIVKOVIĆ, 2012). Jelenleg a Tara NP egyik mintaterülete az EcoKarst projektnek is, ami a védett karsztos területek ökoszisztéma szolgáltatásait vizsgálja (ARANY *et al.* 2018).



1. ábra: A vizsgált terület domborzati képe, a terület három eltérő domborzati-geológiai egysége
 Fig. 1: Relief map of the study area with the three morphologic-geologic units

A karsztos hegy- és dombvidékekre jellemző elnéptelenedés (TELBIŠZ *et al.* 2005, 2016) a Tara NP kisebb falvaira is jellemző (TOMIĆEVIĆ *et al.* 2012). A nemzeti parkká nyilvánítás a természetvédelmi korlátozások miatt részben konfliktusokat is okoz a helyi lakosság és a nemzeti park között, ugyanakkor lehetőségeket is jelent a munkaalkalom, illetve a turizmus révén (BLAGOJEVIĆ, I., 2012). Fontos megemlíteni, hogy a nemzeti park gazdálkodásában kulcsszerepet játszik az ökológiai szempontokat figyelembe vevő erdőgazdálkodási tevékenység.

Míg a Tara NP biológiai értékeit és turizmusát számos tanulmányban vizsgálták már, addig felszínalaktani elemzések nem nagyon érhetőek el a területről, ezért a jelen tanulmányban elsősorban erre fókuszálunk, célunk a karsztos (és kisebb részben a nem karsztos) formakincs bemutatása és térinformatikai vizsgálata. Röviden kitérünk azokra a kérdésekre is, melyek azt vizsgálják, hogy a társadalmi folyamatok, az elnéptelenedés, a foglalkozási átrétegződés, a turizmus hatásai hogyan érintik ezt a területet. Mindezek a kérdéskörök abba az átfogó NKFI projektbe illenek bele, melynek során azt tanulmányozzuk, hogy a karsztos területeken kialakított nemzeti parkoknak

milyen sajátosságaik vannak, hogyan befolyásolják a helyi lakosok életét (<http://karst.elte.hu/knp/>).

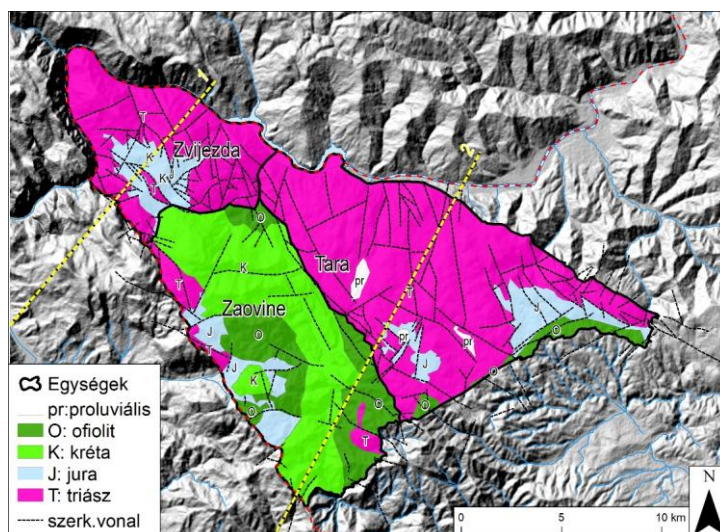
Módszertan

A változatos felszíni formakincs alapját a sokszínű geológiai felépítés jelenti, ezt geológiai térképek és keresztmetsvények alapján mutatjuk be (*OSNOVNA GEOLOŠKA KARTA*). A domborzati jellemzők vizsgálatához az SRTM digitális terepmodell 1'' felbontású verzióját használtuk fel. A Tara NP területét korábban *RADOVIĆ* (2007), illetve *RADOVIĆ et al.* (2005) vizsgálták térinformatikai eszközökkel, részben domborzatmodellt is felhasználva, de az ő eredményeikhez képest a mi vizsgálatunk jobban igazodik a domborzati egységekhez, illetve nagyrészt más paramétereket vizsgáltunk.

A karsztos formakincs kisebb elemeinek jellemzéséhez terepbejárást végeztünk, illetve 1:25 000-es méretarányú topográfiai térképeket használtunk. A töbrök középpontját és körvonalát digitalizáltuk, és térinformatikai, illetve statisztikai programok segítségével vizsgáltuk térbeli mintázatukat, irányultságukat, valamint méret-eloszlásukat. A szurdokok közül a legnagyobb a Drina folyóé, melynek főbb paramétereit (mélység, szélesség, ezek aránya) a Vikos-szurdokra kidolgozott módszer segítségével határoztuk meg (*TELBISZ et al.* 2018, 2019). A társadalmi folyamatok bemutatásához a Szerb Statisztikai Hivatal adatait használtuk fel.

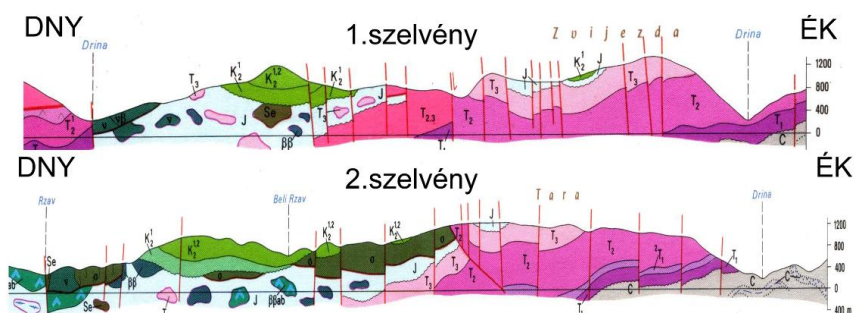
A vizsgált terület földtani adottságai

A Tara-hegység a Dinári-hegyvidék belső vonulatához tartozik, köztanilag összetett felépítésű és tektonikailag igazodik a hegyvidék jellegzetes ÉNy-DK-i csapásirányához. Fő felépítő kőzetei a Parathetys-óceánhoz köthetők: a triászban főleg mészkőképződés zajlott, a jura időszakot változatos ofiolitos összlet (gabbró, diabáz, harzburgit), illetve olisztolitok képviselik, míg a kréta időszakra ismét az üledékképződés jellemző, de a mészkő mellett ekkor már hangsúlyos volt a márga, pala és más nem karsztosodó üledékek kialakulása is. Hidrogeológiai szempontból a triász mészkövek jól karsztosodottak, a repedezett jura kőzetek félig áteresztőnek tekinthetők, míg a feküben lévő paleozoos palák vízzáróként működnek (*VAKANJAC et al.*, 2015).



2. ábra: A vizsgált terület egyszerűsített geológiai térképe (OSNOVNA GEOLOŠKA KARTA alapján)
 Fig. 2: Simplified geologic map of the study area (after OSNOVNA GEOLOŠKA KARTA)

Az általunk vizsgált 278 km²-es terület nagyrészt átfed a nemzeti park területével, de domborzati, illetve geológiai okokból kisebb eltérések előfordulnak. A terület (2. ábra) mintegy 2/3-án, az északi és keleti részekén a triász kőzetek meghatározók, míg déli 1/3-án az ofiolitok és kréta üledékek elegyét találjuk, bár kisebb foltokban itt is előbukkan a triász mészkő. A keresztmetszvényekről (3. ábra) leolvasható, hogy a hegységet szerkezeti gyűrődések és vetődések is alakították, a magasabb részek kiemelt, tetőhelyzetű szinklinálisként értelmezhetők. A triász mészkőplátók teknőjében néhol megmaradtak a jura szilikátos üledékek, míg a délnyugati részekén a platókkal egyező magasságban a kréta üledékek húzódnak. A Drina-szurdok mély bevágása az északi részekén feltárja a vastag triász rétegsort, sőt északkeleten az alatta lévő karbon üledékes-metamorf összletet is eléri.

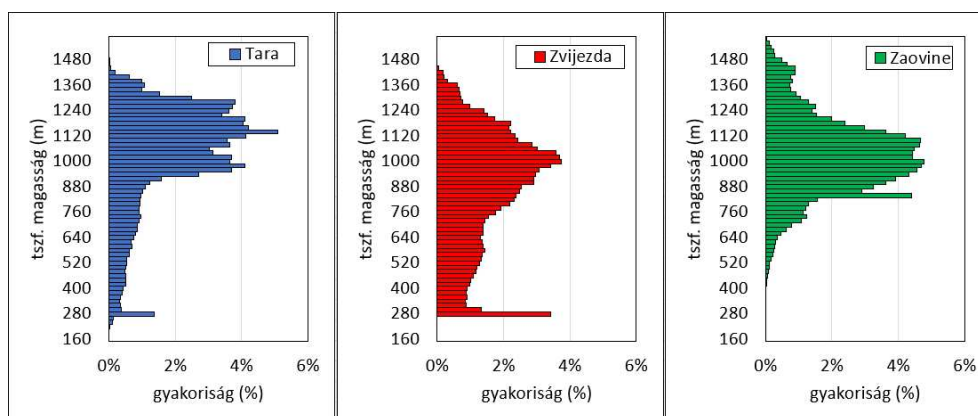


3. ábra: Geológiai keresztmetszvények a vizsgált területről (OSNOVNA GEOLOŠKA KARTA alapján). A szelvények helyét ld. a 2. ábrán

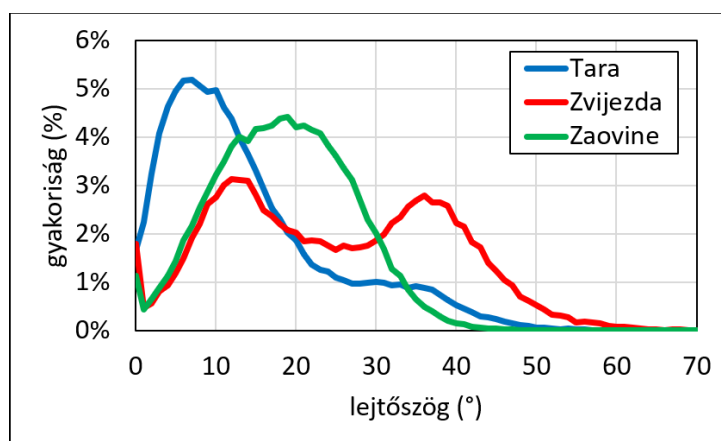
Fig. 3: Geological cross-sections (OSNOVNA GEOLOŠKA KARTA alapján). For profile locations see Fig. 2

Fő domborzati elemek és ezek térinformatikai jellemzése

A fenti geológiai kép nagyrészt tükröződik a domborzati adottságokban is. Figyelembe véve tehát a geológiai, domborzati és a később tárgyalandó karsztos formakincs elhelyezkedését is, 3 nagy egységet különítettünk el a vizsgált területen belül. Az északnyugati egység a *Zvijezda*, mely 1445 méterig emelkedik (Smiljevac-csúcs), területileg legnagyobb a *Tara-fennsík*, mely magasságát tekintve kevéssel alacsonyabb (Carevića Vis, 1426 m), mint az előző. A délkeleti egység a *Zaovine*, itt található a szerb rész legmagasabb csúcsa (Kozji Rid, 1591 m), ám valójában a határ túloldalán magasodó V. Stolac a legmagasabb pont 1675 méter tengerszint feletti magassággal. E csúcsok mindegyike triász mészkőből épül fel.



4. ábra: Magassági hisztogramok a vizsgált területről. Az egységek lehatárolását ld. az 1. ábrán
Fig. 4: Elevation histograms of the study area. Unit boundaries can be seen in Fig. 1



5. ábra: Lejtőszög hisztogramok a vizsgált területről. Az egységek lehatárolását ld. az 1. ábrán
Fig. 5: Slope histograms of the study area. Unit boundaries can be seen in Fig. 1

A domborzati egységek pontosabb jellemzésére raszteres térinformaticai eszközök segítségével magassági és lejtőszög hisztogramokat készítettünk (4, 5. ábrák). Ezekről leolvasható az egységek karakterisztikus felszínének magassági tartománya, a területre jellemző lejtőszög-tartomány, amit összefüggésbe hozhatunk a fő alakító folyamatokkal. A Zvijezda és Zaovine jellemző szintje 840-1140 m közötti, míg a Tara ezekhez képest 100 méterrel feljebb található. A jellemző szintek hasonló tengerszint feletti magasságra utalhat arra, hogy ezek egykor egy közös lepusztulási felszínhez tartoztak. Jellegében eltér ugyanakkor a három hisztogram: a Tara hisztogramján kifejezetten markánsan különülnek el a nagy gyakoriságú felszínnek, ami a terület karsztos fennsík-jellegével és nagyon meredek peremi lejtőivel hozható kapcsolatba. A Zvijezda esetében a gyakorisági csúcs fokozatos átmenettel csökken mind fölfelé, mind lefelé, ami a fluviálisan felszabdalt tájakra jellemző. Ez elsőre meglepő, hiszen a Zvijezda jelentős részben triász mészkőből áll, ám itt a jura szilikátos kőzetek is jelentős súlyt képviselnek, továbbá nagy a szerkezeti vonalak sűrűsége, ami lehetővé tette a felszíni vízhálózat kialakulását és a felszín erős tagoltságát. Végül a Zaovine hisztogramja az előző kettő közti átmeneti típusként jellemezhető. A hisztogramokon megfigyelhető egy-egy kiugró szint, ami az egyes területeken belül elhelyezkedő mesterséges tavak (Zaovine-tó, Perućac-tó) kiterjedt vízfelületeivel van összefüggésben. A lejtőszög-hisztogramok ugyanezen tényezők és felszínformáló folyamatok hatására a következőket mutatják: a Tara egység fennsík jellege miatt a hisztogram csúcserőssége 10° alatt található (így a töbrök nagyszámú kifejlődésének egy fontos alapfeltételét teljesíti). A nem karsztos Zaovine esetében a fluviálisan felszabdalt tájakra jellemző haranggömb-szerű alak és 20° közeli maximum gyakoriság jellemző, míg a Zvijezda haranggömbje „kétpúpú”, hiszen ezen az egységen belül akadnak kisebb karsztos fennsík-részletek (bár ezek nem annyira laposak, mint a Tara esetében) és meredek szurdok peremek is.

A karsztos formakincs

Karrok

Mivel a terület alapvetően középhegységi jellegű, erdővel sűrűn (80%-ban) borított, ezért a talajerózió nem jelentős, így nagyrészt talaj alatti karrokkal találkozhatunk, melyek itt-ott részlegesen kihantolódva figyelhetők meg (6. ábra A). Nyílt karrokkal elsősorban a meredek szurdokperemek mentén találkozhatunk, melyek általában nehezen megközelíthetők. A szerkezeti ha-

tás, a törésvonalakhoz igazodó jelleg többnyire erősen rányomja a bélyegét a karrokra is (6. ábra B).

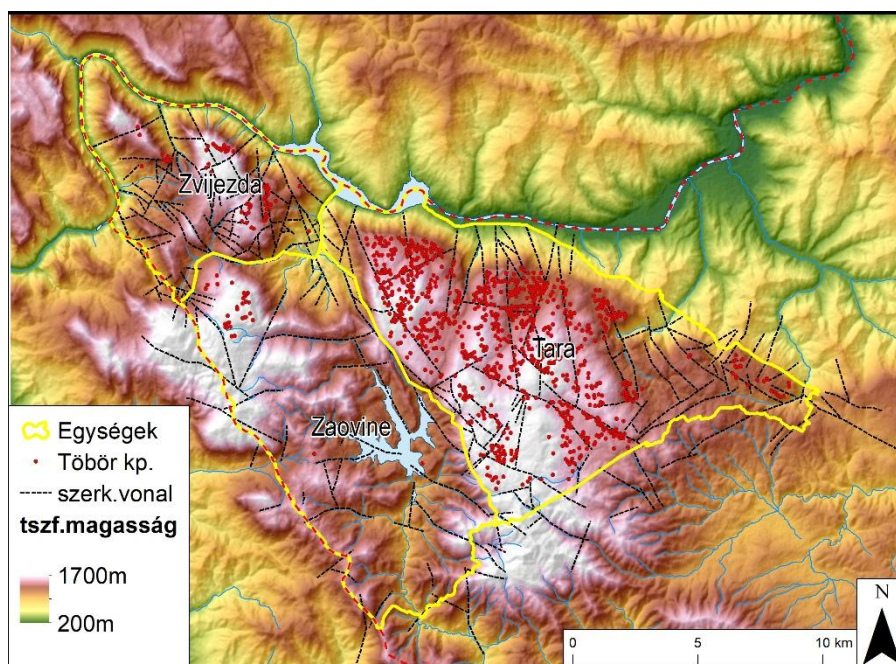


6. ábra: A) Kihantolódó talaj alatti karrok; B) szerkezeti karrok a Tara-fennsík peremén
Fig. 6: A) exhuming subsoil karren; B) structurally preformed karren at the Tara plateau edge

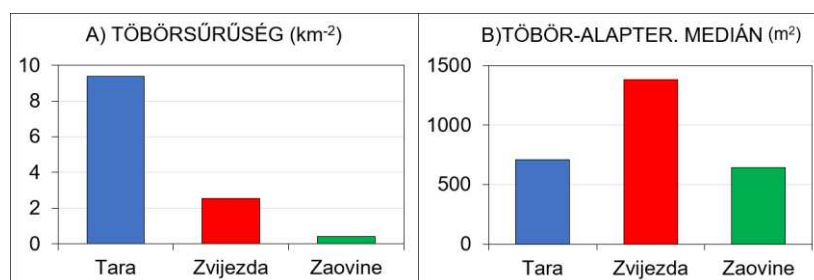
Töbrök

Az 1:25 000-es méretarányú topográfiai térképek alapján a vizsgált területen 1025 töbrök található (7. ábra). A méretarányból adódóan a kisebb formák nem jelennek meg, így ez a szám egy alsó becslésnek tekinthető. Terepi felmérésünk alapján, mely három mintaterületen, összesen 70 töbrörré terjedt ki, azt tapasztaltuk, hogy a térképhez képest a terepen átlagosan 71%-kal több e formák száma. A topográfiai térkép alapján a töbrök 91%-a (azaz 928 db) a Tara-fennsíkon található, ami közzettanilag és domborzatilag is alkalmas a töbrök kifejlődéséhez. A Zvijezda terület közzettanilag részben megfelelő, ám a fentiekben bemutatott erős domborzati szabdaltsága miatt nem túl nagy itt a töbrök száma (66 db), a Zaovine egységben pedig alárendelt a karsztosodásra alkalmas kőzetek kibukkanása, így mindössze 31 töbrök található itt. Mindezeknek megfelelően a töbrök-sűrűség értékei (8. ábra A), melyeket úgy számoltunk ki, hogy csak a töbrösödésre alkalmas, 20°-nál kisebb átlagos lejtésű térszíneket vettük figyelembe, az alábbi módon alakulnak: 9,4 töbrök/km² a Tara, 2,6 töbrök/km² a Zvijezda és 0,4 töbrök/km² a Zaovine egységre. A méreteket tekintve pedig azt kapjuk, hogy a töbrök alapterülete 152 m² és 28115 m² között alakul, a „tipikus töbrök” méretét

kifejező alapterület-medián értéke pedig 711 m^2 . Ha ezeket a számokat összevetjük más karsztos területekkel (pl. Gömör-Tornai-karszt, *TELBISZ et al.* 2011; Királyerdő: *TELBISZ et al.* 2015; Miroc: *TELBISZ et al.* 2007), akkor az derül ki, hogy a Tara-fennsík esetében közepes, a többi terület esetében kifejezetten ritka a töbör-sűrűség, és a töbrök mérete is lényegesen kisebb, mint például a fent említett jellegzetes középhegységi karsztvidékeken.

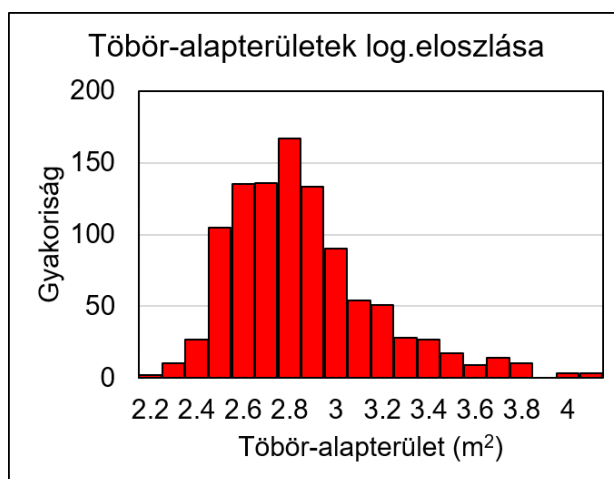


7. ábra: A töbrök eloszlása a vizsgált területen
 Fig. 7: Distribution of dolines in the study area



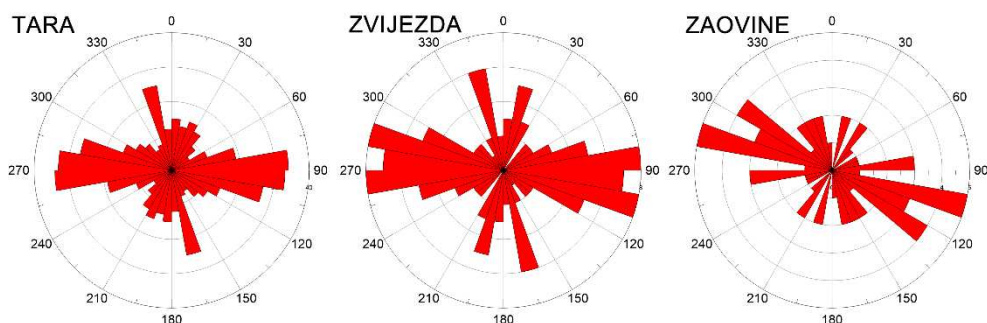
8. ábra: A) Töbör-sűrűség; B) Töbör-alapterület mediánja a részegységekre
 Fig. 8: A) Doline density; B) Doline area median of the study units

A töbrök eloszlása itt is közelítőleg lognormális (9. ábra), azonban a méretarány adta korlátok miatt a szemilogaritmikus ábrázolású hisztogramon enyhén ferde az eloszlás, mivel a kisebb méretű töbrök ilyen méretarány mellett nem szerepelnek a térképen. A töbrök szerkezeti meghatározottságát jól jellemzi az a tény, hogy a töbrök-középpontok 31%-a 100 m-nél közelebb, 51%-a 200 m-nél közelebb, 67%-a pedig 300 m-nél közelebb helyezkedik el valamelyik szerkezeti vonalhoz. A töbrök tengelyek irányítottságát rózsadiagramokon lehet ábrázolni (10. ábra). Ezek – a hegység csapásirányának megfelelő, nagyjából ÉNy-DK-i iránytól kismértékben eltérően – a Tara és a Zvijezda esetében Ny-K-i elsődleges irányítottságot mutatnak, míg a Zaovine viszonylag kisszámú töbre alapján NyÉNy-KDK-i a jellemző tengelyirány.



9. ábra: A töbr-alapterületek gyakorisági eloszlása szemilogaritmikus ábrázolásban

Fig. 9: Frequency distribution of doline area in semilogarithmic graph

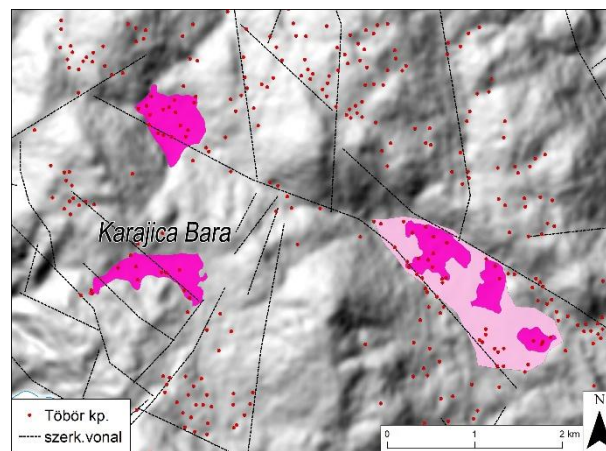


10. ábra: Töbrötengelyek irányítottsága

Fig. 10: Orientation of doline axis

Nagy kiterjedésű, zárt mélyedések

ĆALIC (2011) tanulmánya alapján nem a néhány összenőtt formából álló ikertöbröket tekintjük uvalának, hanem az ezeknél jelentősebb kiterjedésű (kb. km² nagyságrendű), általában hosszúkásan megnyúlt, tucatnyi kisebb zárt mélyedést (töbröt) tartalmazó összetett formákat. Ezen uvalák jellemzően markánsabb szerkezeti vonalokhoz kapcsolódnak, kiemelt jellegük miatt nincs nagyobb, összefüggő, nem karsztos kőzetből álló üledékes kitöltésük (de kisebb vastagságú kitöltés azért előfordulhat).



11. ábra: Nagy kiterjedésű zárt mélyedések (uvalák)

Fig. 11: Large, closed depressions (uvalas)



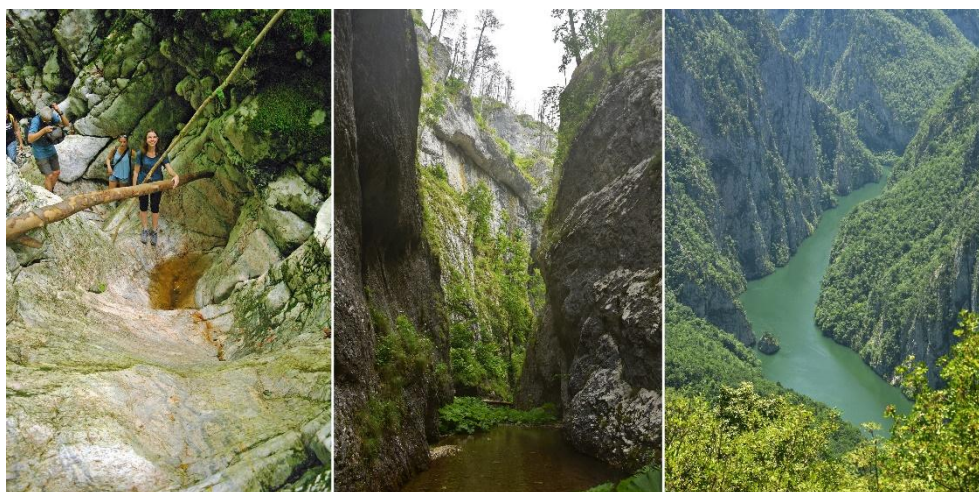
12. ábra: Fénykép a Karajica bara mélyedésről (1,2: töbrök;3 : proluviális üledékbe vágó vízfolys)

Fig. 12: Photo of Karajica bara depression (1,2: dolines; 3: stream cut into proluvial sediments)

A topográfiai térképek alapján 5 ilyen formát tudunk lehatárolni, melyeket a legkülső zárt szintvonallal definiáltunk (11. ábra). Valójában azonban ezek közül három forma egy nagyobb egységet alkot, csak a szintvonalak zártsága erre a nagyobb egységre már nem teljesül. A fent említett feltételeknek ezek a formák jórészt megfelelnek. A (összetett) forma kiterjedése 1,6 km², míg a két önálló, nagyobb mélyedése 0,38 és 0,41 km². Ez alapján uvaláknak tekinthetők ezek a formák, noha az aljzatukon proluviális üledékek, illetve az egyik esetben (12. ábra „Karajica bara”) jura szilikátos kőzetek is megjelennek, amin időszakos vízborítás is kialakulhat. Ez némi eltérést, a poljékre jellemző tulajdonság megjelenését jelenti a ČALIĆ (2011) féle definícióhoz képest.

Szárazvölgyek, szurdokok

Szárazvölgyek elsősorban a Tara kiterjedt fennsíkján jellemzők, ezek irányát erősen meghatározzák a szerkezeti vonalak.

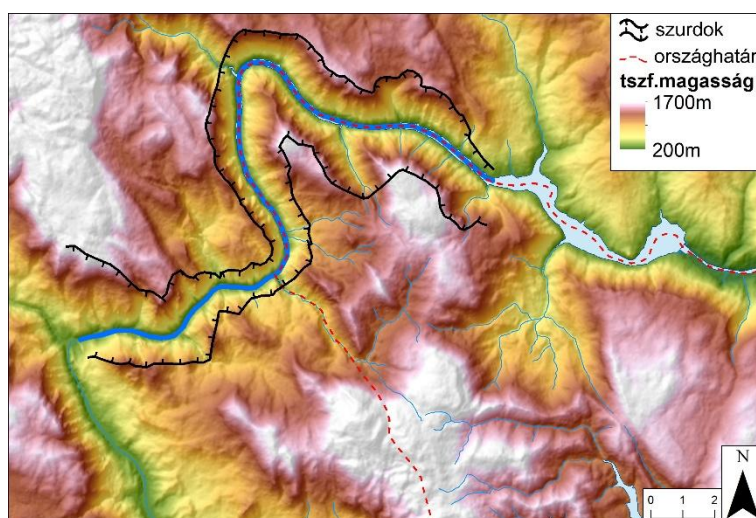


13. ábra: Szurdokok a Tara NP-ban. Bal: Rača, közép: Beli Rzav, jobb: Drina
Fig. 13: Gorges in Tara NP. Left: Rača, centre: Beli Rzav, right: Drina

A hegységben több kisebb szurdok is található, illetve meghatározó, regionális léptékben is jelentős felszínforma a Drina folyó szurdoka, mely éles töréssel, több oldalról körbeveszi a teljes vizsgált területet.

A kisebb szurdokok egy része szárazabb időszakokban normal túrázás keretében bejárható, mint például a Rača szurdok, melynek legnagyobb mélysége 320 méter, amihez 1 km-es szélesség tartozik (13. ábra), míg más részük közepes, vagy nehéz canyoning (mély keskeny kanyon) során ismer-

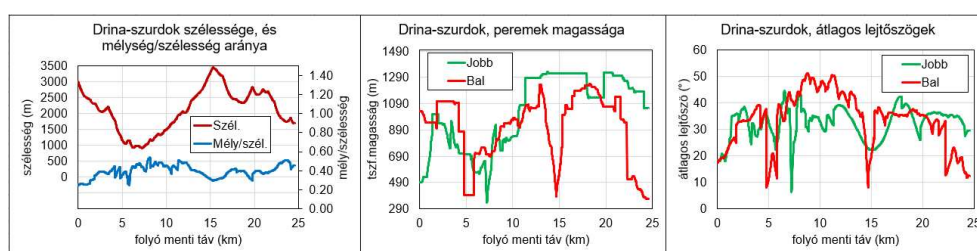
hető meg, mint például a Beli Rzav, vagy a közelmúltban feltárt Zvijezda-szurdok, amit Szerbia legnagyobb esésű kanyonjának tartanak. E szurdok esésgörbéje összesen 350 m szintkülönbséget mutat, és 40 darab, 5 és 40 m közti magasságú vízésés jellemzi.



14. ábra: A Drina-szurdok digitális terepmodellje
 Fig. 14: Digital terrain model of Drina river gorge

A Drina szurdok (14. ábra) morfológiai paramétereit az SRTM 1'' adatbázis alapján az alábbi módszerrel határoztuk meg: a DTM-ből számított lejtőszög-térkép, valamint a magasság, az árnyékolt domborzatmodell és a görbület alapján meghatároztuk a szurdok bal és jobb peremvonalát, valamint a legmélyebb pontokat összekötő vonalat (thalweg). Ezután 20 m távolsággal pontokra bontottuk a vonalakat. Majd a thalweg (a legmélyebb pontokat összekötő vonal) minden egyes pontjára meghatároztuk a hozzá legközelebb eső baloldali, illetve jobboldali perempontot. Végül kiszámítottuk a szintkülönbséget a szurdoktalp aktuális pontja és a baloldali, valamint a jobboldali perempont között, illetve e szintkülönbségek átlagát is. Szélességnek a bal- és jobboldali perempontok thalweg-től mért távolságának összegét vettük, végül a mélységet osztottuk a szélességgel, hogy a mélység/szélesség arányt megkapjuk. Így a szurdok teljes vonalára vonatkozóan, függvényszerűen megkaptuk a mélység, illetve a szélesség és a mélység/szélesség arány változását (15. ábra). Továbbá kiszámítottuk mind thalweg pontra a perempont és a szurdok legmélyebb pontja alapján vett átlagos lejtőszöget. A tényleges lejtőszögek ettől némiképp eltérnek, hiszen többnyire nem egyenletes lejtő jellemzi a szurdok oldalait. A szurdok vizs-

gált hossza 25 km, maximális mélysége 1040 m, szélessége 1000 és 3500 m között változik. Maximális szélesség/mélység aránya 0,54. A maximális átlagos lejtőszög 51° . Mindezen adatok alapján a Drina legtöbb paraméterében valamelyest elmarad a hasonló módszerrel vizsgált Vikos-szurdok paraméterei mögött, de így is egy jelentős mélységű szurdokról van szó, amely kiterjedésében hosszabb, és a mesterséges duzzasztásnak köszönhetően akár végig lehet hajózni a folyó ezen szakaszán.



15. ábra: A Drina-szurdok morfológiai paramétereinek változása a szurdok hossza mentén

Fig. 15: Changes of morphometrical parameters of Drina gorge along the thalweg

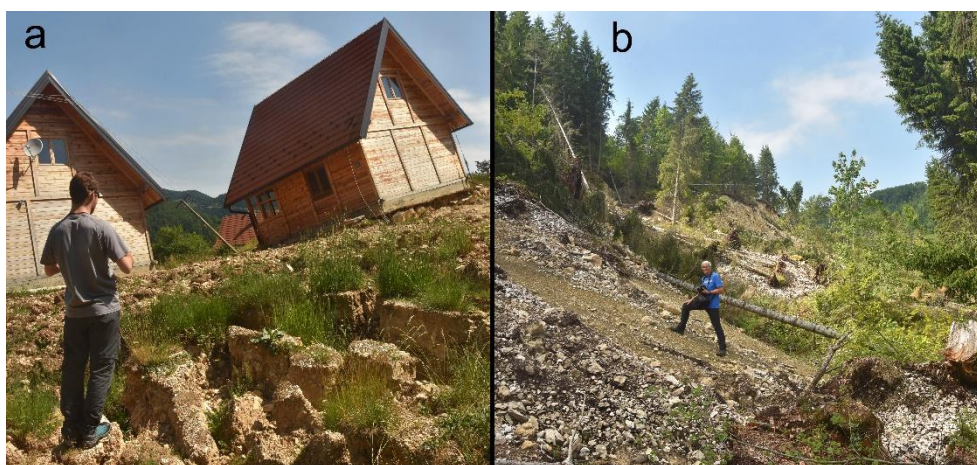
Barlangok

A Tara NP-ban 34 barlang található, ezek azonban viszonylag rövidek és szűkek, így elsősorban barlangászok számára jelenthetnek célpontot, monografikus feldolgozásuk jelenleg is zajlik. Ugyanakkor a mészkővonulat keleti folytatásában 35-40 km-re a Tarától két idegenforgalmi barlang is található, a Potpečka pećina, mely a legnagyobb szádájú barlang Szerbiában (50 m magas, 22 m széles a bejárata), illetve a Stopića pećina, ami 2 km hosszú, és barlangi vízeséséről, illetve szép tetarata kiválásairól nevezetes.

Antropogén formák

A teljesség igénye nélkül, de fontosságuk miatt elkerülhetetlen a területet érintő hidrológiai beruházások említése. A Drinán 1966-ban hoztak létre egy gátat Peručacnál, melynek célja az energiatermelés és a vízgazdálkodás. Ez a gát több 10 km hosszú tavat duzzaszt vissza a fent említett szurdokban, alapvetően befolyásolva ezzel a táj képét, illetve a hidrológiai viszonyokat. A működés gazdaságosságát erősen befolyásolták a vízjárás ingadozásai, ezért 1983-ban egy újabb víztározót létesítettek a területen, a Zaovine-tavat, amelynek csillag alakja jelzi, hogy egy fluviális völgyekkel tagolt felszínen alakították ki. A két tó a Tara-fennsík alatt egy csőlagúttal van összekap-

csolva, így lehetővé téve a szivattyús-tározós erőművi működtetést. A duzzasztás és az energiatermelés szükségleteihez igazodó működtetés („*csúcsra járatás*”) jelentősen megváltoztatta a felszín alatti vizek természetes rendszerét, valamint a völgytalphoz közel eső részeken az ökológiai feltételeket. Továbbá a már eleve mesterségesen létrehozott Zaovine-tó esetében a vízszint jelentős ingadozása (leeresztése) miatt 2019 elején csuszamlások következtek be a tó melletti hegyoldalakon (16. ábra).



16. ábra: 2019-es csuszamlás a Zaovine-tó partján. a) kibillett faházak; b) szakadásfal
Fig. 16: Landslide in 2019 next to Zaovine Lake. a) tilted houses; b) landslide scar

Társadalmi folyamatok

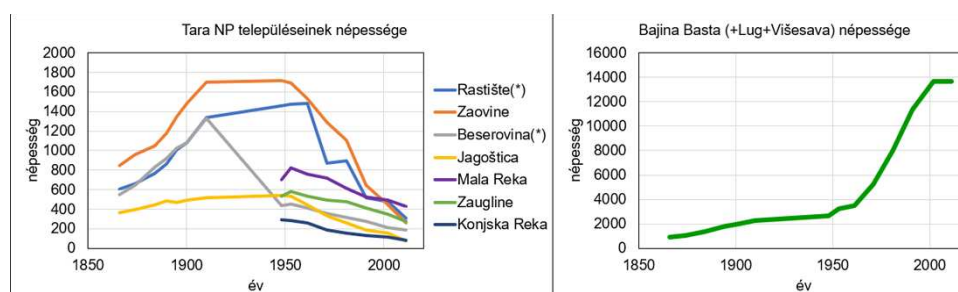
Terjedelmi korlátok miatt ezeket a folyamatokat csak vázlatos formában ismertetjük ebben a tanulmányban.

Népességváltozások

Jelenleg 7 olyan település van, amely teljesen vagy nagyrészt a nemzeti park területére esik. Ezek népesség változását 1866-tól napjainkig követhetjük a népszámlálások adatai alapján (17. ábra). 1866-ban még csak 4 település fedte le a területet, de a 2. világháború után néhány kisebb település önállóvá vált. A két világháború közti népszámlálások település szintű adatai sajnos a Szerb Statisztikai Hivatalban sem érhetők el, feltehetőleg elvesztek. Megállapítható, hogy a 19. század második felétől az első világháborúig nőtt a települések népessége. A két háború közti időszak egészére nagyjából stagnálás jellemző (de a részletek a fentiek miatt nem ismertek), majd a 2.

világháború után egységesen fogyás jellemző a településekre. Ennek során népességük $\frac{3}{4}$ -ét elvesztették, így mára apró, illetve törpefalvak jellemzők a karsztvidéken, amelyek egyébként is szórt jellegűek, tehát a 100-200 fős népesség is adott esetben nem egy településtömbben helyezkedik el.

Ezek a folyamatok a tágabb térség többi településén is hasonlóképpen alakultak, a környező hegy- és dombvidék szinte valamennyi településére fogyás jellemző, néhány viszonylagosan központi helyzetű város kivételével. A Tara esetében ez Bajina Bašta városát (illetve a vele összenőtt Lug és Višesava falvakat jelenti), melyek a 2. világháború végétől a rendszerváltásig tartó időszakban több mint ötszörös népességgyarapodáson mentek keresztül (17. ábra).

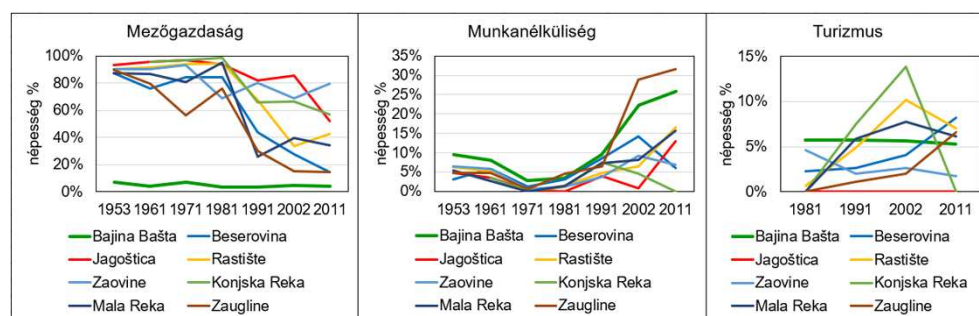


17. ábra: Népességszám változások a Tara NP településein, illetve Bajina Bašta városában.

(*: szétválással érintett település)

Fig. 17: Population changes in the villages of Tara NP and in Bajina Bašta town

(*: division of the settlement occurred during the study period)



18. ábra: A) mezőgazdasági dolgozók aránya; B) munkanélküliek aránya; C) Turizmusban dolgozók aránya a teljes népességből (utóbbi adat csak 1981-től érhető el)

Fig. 18: A) Agricultural workers; B) Unemployed people; C) Tourism workers as a proportion of total population (this data is available only since 1981)

A népességcsökkenés együtt járt az előregedéssel, illetve a foglalkozási átrétegződéssel (18. ábra). A mezőgazdaságból élő népesség aránya a 2. világháború utáni 88-93%-ról 14-80%-ra csökkent, leggyorsabb ütemben

az 1980-as években. A rendszerváltás utáni, részben háborús évtizedben a munkanélküliség drámai növekedését figyelhetjük meg, de településenként jelentős eltérésekkel. Egyes településeken (pl. Zaugline) akár 30%-ot is elért a munkanélküliség, míg máshol – épp az elöregedés, elvándorlás miatt – alacsony értékek figyelhetők meg (18. ábra).

Turizmus jellemzői

A turizmus a szocialista évtizedek alatt elenyésző volt, az 1990-es évtizedben a háború nehezítette a helyzetet, így lényegében csak a 21. században látunk némi emelkedést, de minden településen 10% alatt marad a turizmusban dolgozók aránya (18. ábra).

A közeli Zlatibor-hegység és Tara Nemzeti Park turizmusának profilja erősen eltérő. A Zlatibor nem karsztos terület, ezért természetvédelmi szempontból kevésbé érzékeny, így itt sícentrumot és nyári pihenőkörzetet alakítottak ki a tömegturizmus igényeinek megfelelően, ami természetesen jelentős környezeti terhelést is jelent (RISTIĆ *et al.* 2009).

A Tara, mivel karsztos terület és magas a biodiverzitása, sok szempontból érzékeny és a legmagasabb szintű (nemzeti parki) védeltséget élvez, így itt a tömegturizmus nem cél és nem is megvalósítható. Sípályák híján, télen minimális a turizmus, legfeljebb sítúrázásra van lehetőség, nyáron viszont a természetjárás különböző formái lehetségesek, illetve a környezeti neveléshez kapcsolódó programok, erdei iskolák is jelentősek. Ennek nagy hagyományai vannak itt, a gyerektáborok a szocializmus időszakában is működtek már ezen a területen, és a Tara NP gyerektáborainak hasonló ismertsége volt, mint nálunk a Zánkai úttörőtábornak. A főszezon itt májustól júniusig tart (KOSTIĆ *et al.* 2018). Mindkét területre jellemző a belföldi turisták túlnyomó többsége, illetve a privát szállások magas aránya (a Tara NP esetében mindezek még jellemzőbbek). A szállásokra érkező vendégek száma a Zlatiborban az elmúlt években fokozatosan nő, jelenleg mintegy 200 ezer fő érkezik ide évente, ám a Tara NP-ban 50-60 ezer fő körüli stagnálás tapasztalható a statisztikai hivatal adatai szerint. A Tara NP azonban saját adatai alapján a látogatószámot 200 ezer főre teszi, ám konkrét látogatószámlálás híján ez csak egy becsült érték.

Következtetések

A Tara NP területén a geodiverzitás és ezzel részben összefüggően a biodiverzitás is kiemelkedően magas. Ennek megfelelő védelmet nyújt a nemzeti park. A terület a mérsékelt övi, középhegységi karsztvidékek jel-

lemző formakincsével rendelkezik. Földtani, domborzati, felszínalaktani szempontból három jellegzetes egységre (Tara, Zaovine, Zvijezda) osztható.

A Tara NP-ban a karsztosodáshoz kapcsolódó kiemelkedő látnivalók, melyek a turizmus szempontjából is fontosak: a fennsíkperemi kilátóhelyek, a karsztforrások közelében települt Rača monostor, a kisebb kanyonok, valamint a Drina-szurdokban felduzzasztott tó, melyen sétahajókázás is lehetséges. Ám ez határvíz (ami bizonyos adminisztratív problémákkal is jár) ezért egyelőre nem vonz túl sok látogatót ez a program. Mindezek mellett megemlíthetők még a területtől 35-40 km-re fekvő idegenforgalmi barlangok (Potpečka, Stopića) is.

Ezekre az értékekre alapozva, illetve a jelen tanulmányban nem tárgyalt egyéb kulturális látnivalókat is figyelembe véve, komplex turisztikai desztináció lenne itt kialakítható, beleértve a határ túloldalán fekvő látnivalókat is (köztük a bosznia-hercegovinai Višegradban lévő középkori hidat a Drinán). Ennek azonban még éppen csak bontakoznak a jelei. A turizmus fejlesztésében mindenképpen a fenntarthatóság szempontjait kell előtérbe helyezni (vö. *KOSTIĆ et al.* 2018), illetve fontos a helyi lakosság tudatosságának növelése és bekapcsolása az ökoszisztéma megőrzésébe (*TOMIĆEVIĆ et al.* 2010; *ARANY et al.* 2018).

Népesedési szempontból erős az esély a hegyi falvak szinte teljes kihalására, amelyből a falusi turizmus, az öko-turizmus, a helyi termékek kialakítása jelenthet esetleg kiutat, ám erre a településeknek önerőből nincsenek meg az adottságaik, csak külső erőforrások segítségével valósítható meg mindez (*BLAGOJEVIĆ*, 2012).

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az NKFIH K124497 számú projektje támogatta. Köszönjük továbbá Ranko Milanovićnak, a Tara NP munkatársának segítségét is.

IRODALOM

- ARANY I., ASZALÓS R., KUSLITS B., TANÁCS E.* (2018): Ecosystem services in protected karst areas. Interreg Danube Transnational Programme, ECO KARST project. http://www.interreg-anube.eu/uploads/media/approved_project_output/0001/21/6fa4681195937ba917ef3137dcfaa4431498df71.pdf
- BLAGOJEVIĆ, I.* (2012): Sustainable Landscape Management in Tara National Park (Village Jagoštica, Serbia). – *Geographica Pannonica* 16, pp. 94–102.

- ČALIĆ, 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](http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.029)
- KOSTIĆ, M., LAKIĆEVIĆ, M., MILIĆEVIĆ, S. (2018): Sustainable tourism development of mountain tourism destinations in Serbia. – *Economics of Agriculture* 65, pp. 843–857. <http://dx.doi.org/10.5937/ekoPolj1802843K>
- MILJKOVIC, O., ZIVKOVIC, L. (2012): Possibilities for the development of ecotourism in protected areas of Western Serbia. – *Journal of the Geographical Institute Jovan Cvijic, SASA* 62, pp. 65–80. <http://dx.doi.org/10.2298/IJGI1203065M>
- OSNOVNA GEOLOŠKA KARTA SFRJ 1:100000 (1970-1980): Geološka Institut Beograd.
- RADOVIĆ, D., STEVANOVIĆ, V., MARKOVIĆ, D., JOVANOVIĆ, S., DZUKIĆ, G., RADOVIĆ, I. (2005): Implementation of GIS technologies in assessment and protection of natural values of Tara national park. – *Archives of Biological Sciences* 57, pp. 193–204.
- RADOVIĆ, D. (2007): Evolving GIS at Tara National Park (Serbia) 9. – *Bocconea* 21, pp. 183-191.
- RISTIĆ, R., VASILJEVIĆ, N., RADIĆ, B., RADIVOJEVIĆ, S. (2009): Degradation of landscape in Serbian ski resorts-aspects of scale and transfer of impacts. – *Spatium* 20, pp. 49–52. <http://dx.doi.org/10.2298/SPAT0920049R>
- TELBISZ T., MARI L., KOHÁN B., ČALIĆ, J. (2007): A szerbiai Miroč-hegység töbreinek térinformatikai és GPS-es terepi vizsgálata. – *Karsztfejlődés XII*, pp. 71-90.
- TELBISZ, T., ÁDÁM, E. (2011): Milyen lehetett a Gömör–Tornai-karszt nagyléptékű domborzata a negyedidőszak elején? – In: Csapó, Tamás; Kocsis, Zolt; Puskás, János; Tóth, Gábor; Zentai, Zoltán (szerk.) *A Bakonytól Madagaszkárig: Tanulmánykötet a 65 éves Veress Márton tiszteletére*. Szombathely, Magyarország: Savaria University Press, pp. 25-34.
- TELBISZ T., BOTTLIK ZS, MARI L., PETRVALSKÁ A. (2015): Exploring Relationships Between Karst Terrains and Social Features by the Example of Gömör-Torna Karst (Hungary-Slovakia). – *Acta Carsologica*, 44(1), pp. 121-137. <http://dx.doi.org/10.3986/ac.v44i1.1739>
- TELBISZ T., BOER Á., CSERNÁTONI A., IMECS Z., MARI L., BOTTLIK ZS., SZABÓ O. (2015): A Királyerdő karsztvidéke: morfológiai kérdések és élet a karszton. – *Karsztfejlődés XX*, pp. 167-184. <http://dx.doi.org/10.17701/15.167-184>
- TELBISZ T., IMECS Z., MARI L., BOTTLIK ZS. (2016): Changing Human-Environment Interactions in Medium Mountains, the Apuseni Mts (Roma-

nia) as a Case Study. – *Journal of Mountain Science*, 13(9), pp. 1675–1687. <http://dx.doi.org/10.1007/s11629-015-3653-0>

TELBIŠZ, T., STERGIU, C. L., MINDSZENTY, A., CHATZIPETROS, A. (2019): Geological and Geomorphological Characteristics of Vikos Gorge and Tymphi Mountain (Northern Pindos National Park, Greece) and Karst-Related Social Processes of the Region. – *Acta Carsologica*, 48(1), pp. 29-42.

TELBIŠZ, T., STERGIU, C. L., MINDSZENTY, A., CHATZIPETROS, A. (2019): A Vikos-szurdok és a Tymphi-hegység karsztjelenségei, valamint ezek kapcsolata a természetvédelemmel és a turizmussal. – *Karsztfejlődés XXIII*, pp. 187-206. <http://dx.doi.org/10.17701/18.187-206>

TOMIĆEVIĆ, J., SHANNON, M.A., VULETIĆ, D. (2010): Developing local capacity for participatory management of protected areas: the case of Tara National Park. – *Šumarski list*, 134(9-10), pp. 503-515.

TOMIĆEVIĆ, J., BJEDOV, I., GUDURIĆ, I., OBRATOV-PETKOVIĆ, D., SHANNON, M.A. (2012): Tara National Park - Resources, Management and Tourist Perception. – in: Sladonja, B.(edt.): *Protected Area Management*. pp. 73-91. <http://dx.doi.org/10.5772/51197>

VAKANJAC, V.R., STEVANOVIĆ, Z., STEVANOVIĆ, A.M., VAKANJAC, B., ILIĆ, M.Č. (2015): An example of karst catchment delineation for prioritizing the protection of an intact natural area. – *Environmental Earth Sciences* 74, pp. 7643–7653. <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-015-4390-y>

**NÉHÁNY GLACIOKARSZTOS TERÜLET ÉS A BAKONYVIDÉK
AKNAFEJLŐDÉSÉNEK ÖSSZEHOSONLÍTÁSA**

**A COMPARISON OF THE SHAFT DEVELOPMENT OF SOME
GLACIOKARST AREAS AND OF THE BAKONY REGION**

VERESS MÁRTON¹ – HEGEDŰS ANDRÁS² – CIKOVEC, PAVLE³ –
RUBAN DMITRY A.⁴ – PÉNTEK KÁLMÁN⁵

¹ELTE, SEK, Földrajz Tanszék, 9700 Szombathely, Károlyi G. tér 4.

²Duna-Ipoly Nemzeti Park Igazgatóság, 1025 Budapest, Pusztaszeri u. 35.

³Department of Geography, University of Munich (LMU), Luisenstrasse 37
80333 Munich Pavle.Cikovac@campus.lmu.de

Southern Federal University 23-ja linija Street 43 Rostov-na-Donu 344019
Russia

⁵ELTE-SEK Matematika Tanszék, 9700 Szombathely, Károlyi
Gáspár tér 4.

veress.marton@elte.sek.hu

Abstract: In glaciokarst areas and in the Bakony Mountains we can make a conclusion from specific shaft lengths and shaft patterns to shaft development. We calculated the specific length of shafts in some karst areas, the average specific shaft length of the shafts of some areas and of their part areas and we investigated the relation between the altitude of shaft floors and the specific length values of the shafts. Taking the specific shaft lengths and shaft patterns into consideration it can be stated that the shafts (or some of them and some parts of the shafts) developed paragenetically in the studied karst areas. This was caused by surface water inflow, the rise of karst water level and their simultaneous effect. As a result, shaft systems, bifurcating and storeyed shafts develop. On glaciokarsts the shafts may constitute a system with phreatic passages: either because a phreatic environment developed in the vadose zone due to the permanent impoundment of karst water or because the phreatic passage got into the vadose zone since the karst became elevated. On glaciokarsts the following shaft development types were differentiated: glacial-high mountain surface flood development type (1), glacial-high mountain karst water and surface flood development type (2), glacial karst water and surface flood later phreatic development type (3), shaft with a passage that got into the vadose zone (4).

Keywords: shaft, specific shaft length, shaft development, vadose zone, phreatic zone, glaciokarst

Bevezetés

E tanulmányban a fajlagos aknahosszak és az aknamintázatok felhasználásával néhány glaciokarsztos terület (magashegységi) és a Bakonyvidék aknáinak a genetikai osztályozását és összehasonlítását mutatjuk be.

Az aknák a karszt vadózus zónájának képződményi. Kialakulhatnak oldódással, vagy eróziósan (*FORD, WILLIAMS* 2007). Az oldódásos erede-

tüeket nevezik elsődleges vadózus aknáknak (*FORD, WILLIAMS 2007*). Az oldódásos aknák a kőzet folytonosságát megszakító felületek mentén leszivárgó vizek által képződnek, miután a falak vizei oldóképességüket nagy mélységig lejutva is megőrzik (*WHITE 1988*). Az eróziós eredetű aknák freatikus járatok továbbfejlődésével képződnek (*FORD, WILLIAMS 2007*).

Az aknahossz lehet potenciális-, tényleges- és feltárt aknahossz (*VERESS 2018, 2019*). A potenciális aknahossz az a hossz, amelyet egy akna elérhet fejlődése során, adott vadózus zóna vastagságnál és a preformáló felületek adott térbeli helyzeténél. A tényleges hossz adott időpontban az akna hossza, a feltárt hossz az ismert hossza az aknának. Az aknák lehetnek egyszerű aknák, összetett aknák, aknarendszerek, szétágazó aknák, emeletes aknák és aknák freatikus járatrészsel (*VERESS 2018, 2019*). Az egyszerű aknák kivételével a tényleges aknahossz meghaladhatja a potenciális aknahosszt, az egyszerűéknél legfeljebb elérheti.

Az akna mintázatára hatással van, hogy milyen mértékű és intenzitású felszíni vízbefolyások és karsztvizes hatások érték. Ezek ugyanis a már meglévő aknában elárasztásokat okoznak, miáltal paragenetikus aknafejlődés történik. A paragenezis során a már meglévő vízzel kitöltött üregben vagy annak felső részén felfelé irányuló oldódás történik (*PALMER 1991, FARRANT 2004, PASINI 2009*). A paragenetikus aknafejlődés során újabb aknaszakaszok képződhetnek (*VERESS 2018, 2019*). A paragenezis végbe-mehet a vadózus zónában (*PASINI 2009*), a freatikus zónában (*FORD, WILLIAMS 2007*), az epifreatikus zónában (*SLABE 1995*).

Vizsgáltuk a Bakonyvidéken az elárasztásokhoz kapcsolódó aknafejlődést fajlagos aknahosszaik elemzésével, valamint a felszíni eredetű és karsztvizes potenciális elöntés figyelembevételével (*VERESS 2018, 2019*). Elkülönítettünk felszíni elöntéses-, karsztvizes-felszíni elöntéses fejlődési típust. (A Keszthelyi-hegység aknáinak elöntéstől függetlenül létrejött, főleg tektonikus eredetű hasadék aknák.)

Módszerek

- Kiszámítottuk a mintaterületek (Bakonyvidék, Lovčen-Njegusi-polje, Kaukázus, Orjen hegységek) 138 aknájának fajlagos aknahosszát. A fajlagos aknahosszt az akna összhossz és mélység hányadosa adja (*VERESS 2018, 2019*).
- A fajlagos aknahosszak átlagait képeztük mintaterületenként, ill. részterületenként.
- A Lovčen-Njegusi polje területén a fajlagos aknahosszak és az aknatalpak magassága közti kapcsolatot vizsgáltuk.

A mintaterületek



1. ábra: Mintaterületek

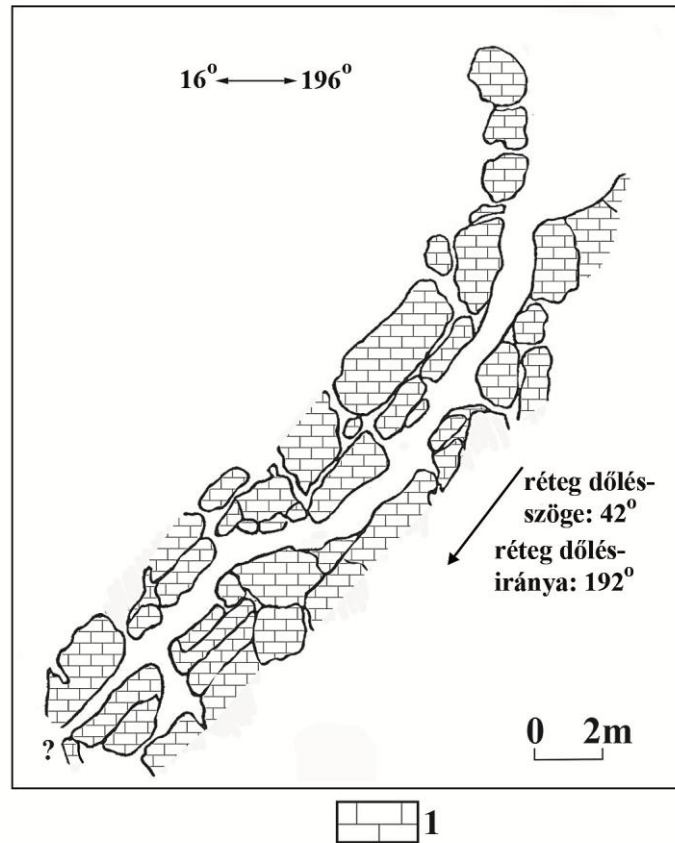
Jelmagyarázat: 1. Bakonyvidék, 2. Lovćen-Njegusi-polje, 3. Kaukázus, 4. Orjen

Figure 1: Sample areas

Legend: 1. Bakony Region, 2. Lovćen-Njegusi-polje, 3. Caucasus, 4. Orjen Mountains

A mintaterületeket az 1. ábrán mutatjuk be. A Bakonyvidék területe különböző fejlődéstörténetű rögökre (PÉCSI 1980, 1991) különül. Ezek főleg triász karbonátokból, kisebb részben jura-, kréta- és eocén mészkövekből épülnek fel (BUDAI, KONRÁD 2011), de egyes rögök karbonátos kőzeteire (Kab-hegy) bazalttakaró települt. Felszínének magassága 150-700 m közötti, területe 4300 km² (ebből a Bakony hegység területe 2200 km²), az évi csapadék mennyisége 650-800 mm közötti. Középhegységi karszt, ahol 83 db akna fajlagos hosszát számítottuk a következő rész mintaterületekről (zárójelben tüntettük fel a vizsgált aknák számát): Tési-fennsík (46 db), Hárskúti-medence (7 db), Kab-hegy (11 db), Som-hegy és Száraz-Gerence közti terület, Eleven-Förtési töbör csoport, Márvány-árok környéke (összesen 12 db) (ez utóbbi hármat együttesen alább Kőrös-hegy környékeként említjük) és a Keszthelyi-hegység (7 db). A Bakonyvidék aknái között előfordulnak egyszerűek-, aknarendszerek-, összetettek-, szétágazók-, és emeletes aknák (VERESS 2018). Az egyszerű aknák egy törés, vagy réteglap mentén alakultak ki (2. ábra). Az összetett aknák különböző helyzetű töré-

sek és réteglapok mentén (3. ábra) képződtek. Az aknarendszereknek a fő-aknái mellett a felszín elérő mellékaknái vannak (4. ábra). A szétágazó aknák bejáratuktól lefelé több részre (5. ábra), míg az emeletes aknák több szintre különülnek (6. ábra).

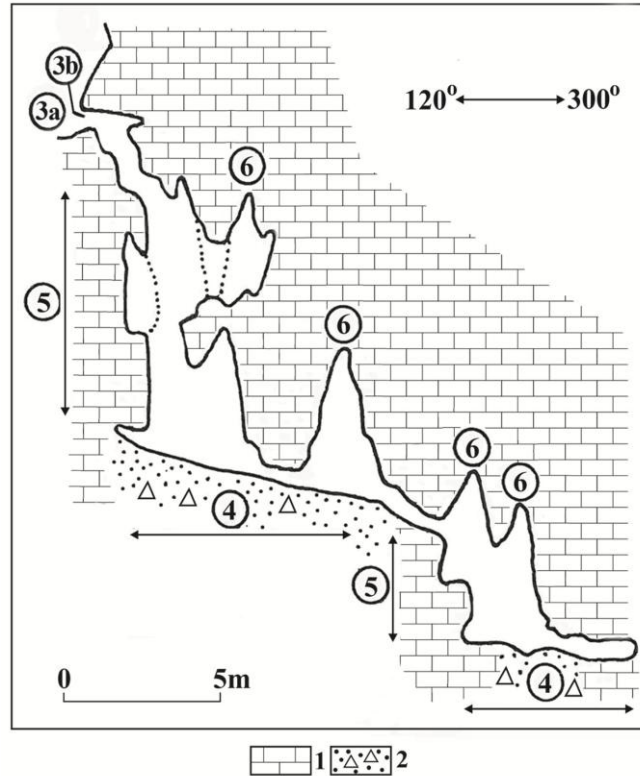


2. ábra: Réteglap mentén kialakult egyszerű akna: G-5/a jelű depresszió aknája (Hárskúti-medence, VERESS 2018)

Jelmagyarázat: 1. bezáró kőzet

Figure 2: Simple shaft that developed along bedding plane: the shaft of the depression marked G-5/a (Hárskút basin, VERESS 2018)

Legend: 1. host rock



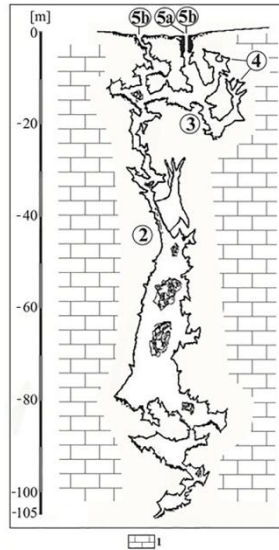
3. ábra: Törés- és réteglap mentén kialakult összetett akna: Ereszes-zsomboly hosszmetsete, Hárskúti-medence (VERESS 2018)

Jelmagyarázat: 1. bezáró kőzet, 2. bemosott talaj és törmelék, 3a. utánsüllyedékes dolina, 3b. bejárat, 4. réteglap mentén kialakult szakasz, 5. törés mentén kialakult szakasz, 6. paragenetikus vakakna

Figure 3: Complex shaft that developed along fracture and bedding plane: longitudinal profile of Ereszes shaft, Hárskút basin (VERESS 2018)

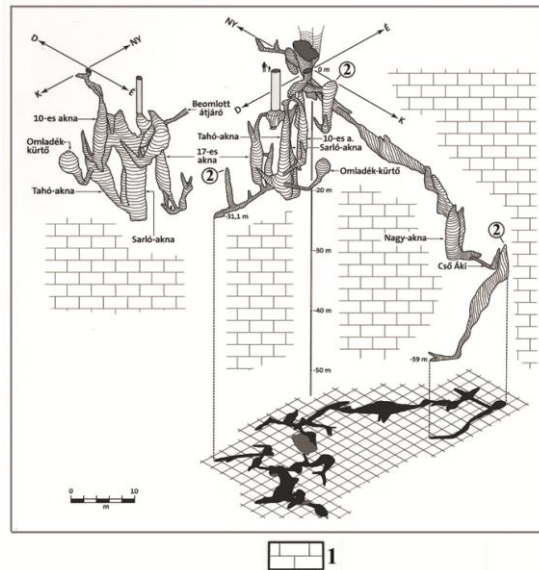
Legend: 1. host rock, 2. washed-in soil and debris, 3a. subsidence doline, 3b. entrance, 4. section that developed along bedding plane, 5. section that developed along fracture, 6. paragenetic blind shaft

A Lovčen-Njegusi polje területe a Dinári-hegység parti vonulatában a Kotori-öböl (Montenegro) mentén helyezkedik el 870-1700 m tengerszint feletti magasságban. Barlangkataszterileg négy részterületre különíthető: a Njegusi-poljére, a Lovčenre, az Északi-zónára és a Középső zónára. Karsztvízszintje az Adria szintjének közelében helyezkedik el. A csapadék mennyisége a Lovčen egyes részein a 4000 mm-t is elérheti. Aknáinak feltáráásával a feltárt szakaszok dokumentálásával több, mint egy évtizede magyar barlangkutatók foglalkoznak (KISS, TAKÁCSNÉ BOLNER 2006, TAKÁCSNÉ BOLNER 2006). E mintaterületről 21 aknát vontunk be a vizsgálatba.

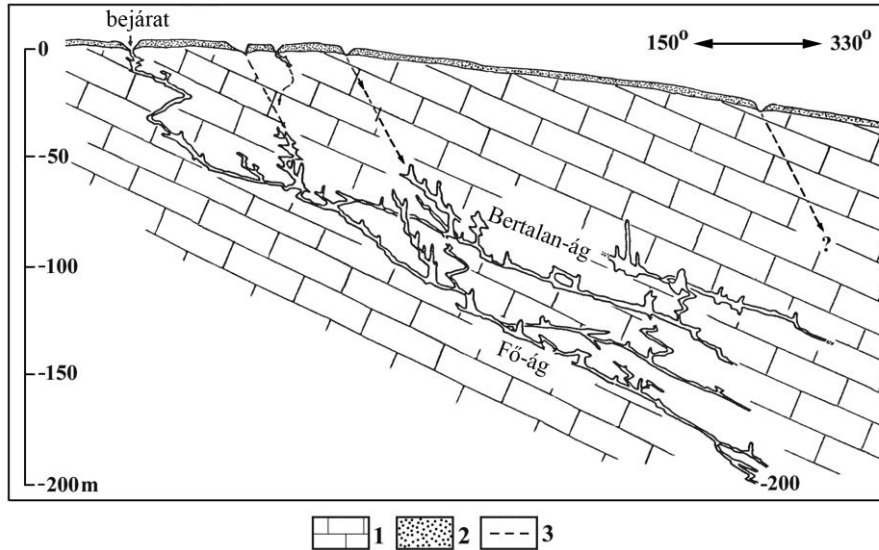


4. ábra: Aknarendszer: Háromkürtő akna hosszszelvénye (Tési-fennsík, VERESS 2018)
 Jelmagyarázat: 1. bezáró kőzet, 2. főakna, 3. mellékakna, 4. paragenetikus vakakna, 5a. utánsüllyedéses dolina, 5b. bejárat

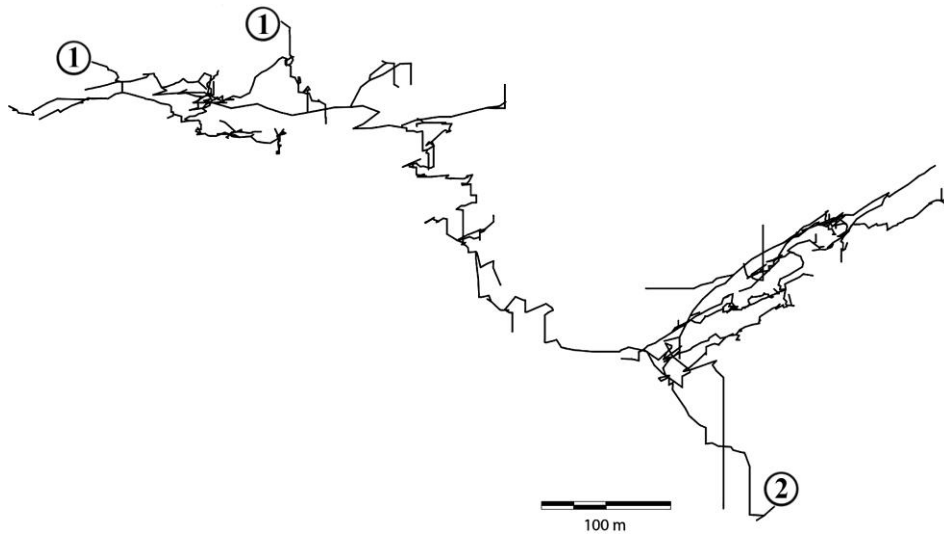
Figure 4: Shaft system: the longitudinal profile of Háromkürtő shaft (Tési Plateau, VERESS 2018)
 Legend: 1. host rock, 2. main shaft, 3. tributary shaft, 4. paragenetic blind shaft, 5a. subsidence doline, 5b. entrance



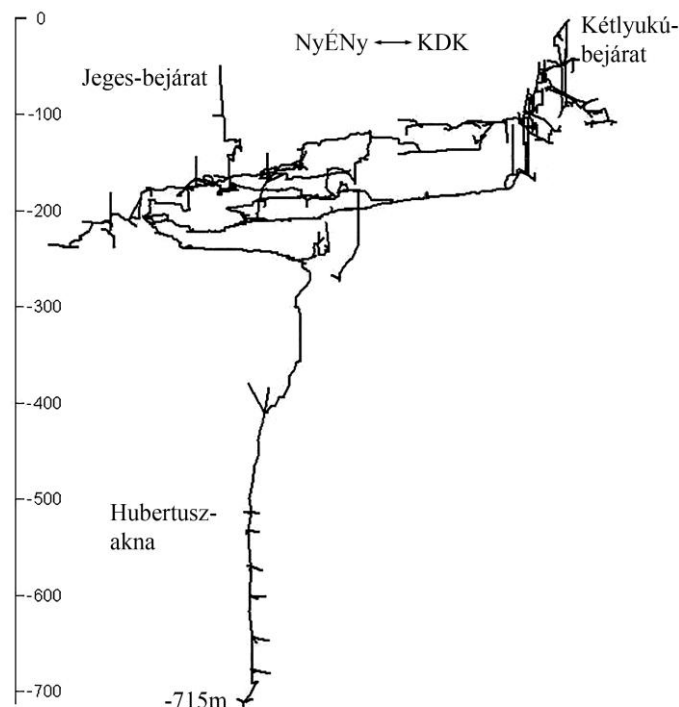
5. ábra: Szétágazó akna: Öreg-Köves víznyelő aknája (Kab-hegy, VERESS 2018)
 Jelmagyarázat: 1. bezáró kőzet, 2. paragenetikus vakakna
 Figure 5: Bifurcating shaft: the shaft of Öreg-Köves ponor (Kab Mountain, VERESS 2018)
 Legend: 1. host rock, 2. paragenetic blind shaft



6. ábra: Emeletes akna: Alba Regia-barlang (Tési-fennsík, VERESS 2018)
 Jelmagyarázat: 1. bezáró kőzet, 2. fedő, 3. törés
 Figure 6: Storeyed shaft: Alba Regia Cave (Tési Plateau, VERESS 2018)
 Legend: 1. host rock, 2. cover, 3. fracture



7. ábra: Njegusi-barlang hosszmetsete (Njegusi-polje felmérte: Börcsök, Hegedűs, Polacsek, Takácsné Bolner, Kunisch, Szabó, 2008-2019 között)
 Jelmagyarázat: 1. bejárat, 2. szifon
 Figure 7: The longitudinal profile of Njegusi Cave (Njegusi-polje)
 Legend: 1. entrance, 2. siphon

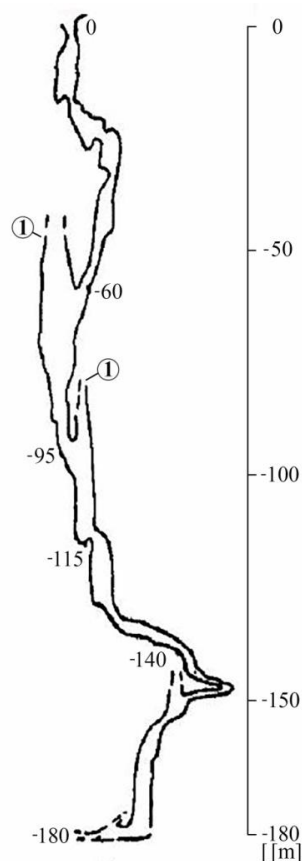


8. ábra: Kétlyukú-Jeges barlangrendszer hosszmetsete (Lovčen felmérte: Nagy, Hegedűs, Kunisch, Nyerges 2009-2019 között)

Figure 8: The longitudinal profile of the Kétlyukú-Jeges cave system (Lovčen)

A Njegusi-polje területe $6,2 \text{ km}^2$, magassága 870-1200 m közötti. A polje aljzat kőzetei felső triász alsó-jura tűzköves és középső-jura oolitos mészkövek (DIMITRISEVIČ 1997). A Lovčen gleccserei a poljében végződtek el, fluvioglaciális üledékeket hátrahagyva, tehát kialakulása szerint piedmont típusú polje. 6 db barlangjának (számozásuk 1-től 6-ig) számítottuk a fajlagos hosszát. Közülük a Njegusi-barlang (fajlagos aknahossza 16,32) összetett rendszer. Függőleges (vagy közel függőleges) aknák váltakoznak vízszintes, freatikus (TAKÁCSNÉ BOLNER 2006) járatrészekkel (7. ábra), akárcsak a lovčeni Kétlyukú-Jeges barlangrendszer esetében is (8. ábra). A függőleges (vadózus) aknák a freatikus járatokat mind felülről, mind alulról is közrefoghatják. A Njegusi-barlangnál tapasztalható az is, hogy vadózus aknák freatikus járatokat harántolnak, ill. levágnek továbbá, hogy freatikus járatok vadózus módon fejlődtek tovább (TAKÁCSNÉ BOLNER 2006). A Duboki do barlang viszont áramlásos (de nem freatikus) formakincsel rendelkezik (TAKÁCSNÉ BOLNER 2006), amely a barlang vízkitöltés melletti áramlásos eredetére utal. A Njegusi-polje és a Kotori öböl között van a Lovčen, amely az eocén flisre tolódott mezozoikumi kar-

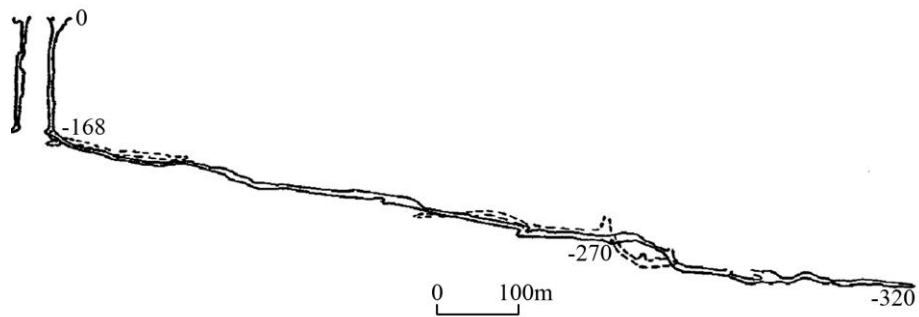
bonátokból épül fel (de hasonló a felépítés a többi részterületen is), területe 21,8 km². Glaciálisan átalakított, két ÉNy-DK-i irányú gerincre különül (ŽEBRE, STEPISNIK 2015). Magassága 1300-1400 m közötti. E területen 6 db akna (számozásuk 7-től 12-ig) került be a feldolgozásba. Közülük a Kétlyukú-Jeges barlangrendszer összetett rendszer (8. ábra). Az Északi zóna a Njegusi-poljéjtól É-ra elhelyezkedő terület, amelyet Ny-ról a Kotori-öböl határol. Kiterjedése 30 km², magassága 900-1400 m közötti. Ezen részen nem volt jégelborítás (STEPISNIK, ŽEBRE 2011). Az egység területéről 5 akna (számozásuk: 13-tól 17-ig) fajlagos hosszát számítottuk. A középső zóna kiterjedése 25 km², magassága 1300-1400 m közötti. Az egység területén volt jégelborítás, ahonnan 4 akna fajlagos hosszát (számozásuk: 18-tól 21-ig) számítottuk.



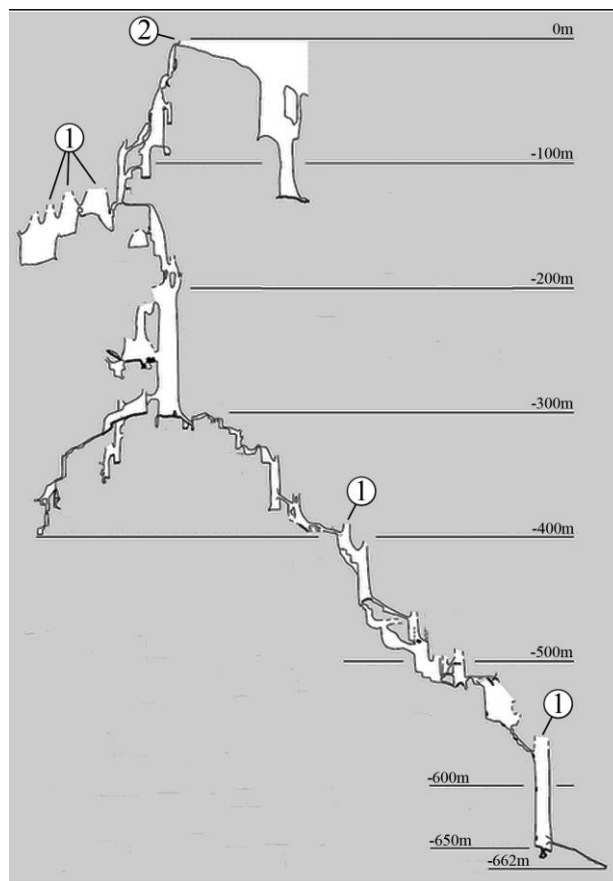
9. ábra: A Kuntsev-barlang (Lagonaki-magasföld, Kaukázus) hosszmeteszete (DUBLJANSZKIJ et al. 1987)
Jelmagyarázat: 1. paragenetikus vakakna

Figure 9: The longitudinal profile of Kuntsev Cave (Lagonaki Highlands, the Caucasus) (DUBLJANSZKIJ et al. 1987)

Legend: 1. paragenetic blind shaft



10. ábra: Az Abszolute-barlang (Lagonaki-magasföld, Kaukázus) hosszmetsete (DUBLJANSZKIJ et al. 1987)
 Figure 10: The longitudinal profile of Absolute Cave (Lagonaki Highlands, the Caucasus) (DUBLJANSZKIJ et al 1987)



11. ábra: A Jeskyně Kozi dira-barlang (Orjen-hegység) hosszmetsete (<https://www.suchy-zleb.cz/cs/cerna-hora-2010/kd-mapa/>)

Jelmagyarázat: 1. vakkürtő
 Figure 11: The longitudinal profile of Jeskyně Kozi dira Cave (Orjen Mountains)
 Legend: 1. blind shaft

A Kaukázus nagy kiterjedésű, változatos felépítésű hegység. Geológiáját, tektonikáját számos munkában lehet megtalálni (*RUBAN* 2007a, 2007b, *TRIKHUNKOVA* et al. 2019 stb.). Alább csak a vizsgált aknák hordozó területeinek bemutatására szorítkozunk. A területek és aknáik bemutatásához az adatokat *DUBLJANSKIJ* et al. (1987), *LOZOVAJ* (1984), *RUBAN* (2018) munkáiból nyertük. Innen 22 aknát vizsgáltunk. A vizsgálatba bevont aknák rész mintaterületei a Lagonaki magasföld, a Sary-Tala masszívum, a Dzehntu vonulat, az Abishira-Akhuba vonulat, a Sochi terület, az Arabika masszívum.

A Lagonaki magasföld a Nyugat-Kaukázus legmagasabb (1500-2800 m között van felszínének magassága) része. Felső júra mészkövekből épül fel. A magasföld területe eljegesedett, a csapadék mennyisége elérheti a 3000 mm-t. 9 akna fajlagos aknahosszát vizsgáltuk, közülük kettő hosszmetrát mutatjuk be (*9, 10. ábrák*).

A Sary-Tala masszívum a Középső-Kaukázusban helyezkedik el. Felszínének magassága 1500 m feletti. Felépítő kőzetei alsó kréta mészkövek. Felszíne kuszta szerű vonulatokkal tagolt, a csapadék mennyisége 1000 mm feletti. Jégelborítás a masszívum területén nem volt. Innen 2 aknát vontunk be a feldolgozásba.

A Dzehntu vonulat a Középső –Kaukázusban van, felszínének magassága 2000 feletti. Felépítő kőzetei felső devon és alsó karbon márványos mészkövek pala betelepülésekkel. A csapadék mennyisége 1500 m feletti. Területén az egykori jégelborítás meglete bizonytalan. 1 akna került be a feldolgozásba.

Az Abishira-Akhuba vonulat a Középső-Kaukázus része, felszínének magassága 2400-2700 m közötti. Alsó karbon mészkövek építik fel. Itt egykori jégelborítás feltételezhető. Csapadék mennyisége 1500 mm-nél több. Innen 2 akna fajlagos hosszát számítottuk.

A Sochi terület a Középső-Kaukázus része, felszínének magassága 300-1000 m közötti. Felépítő kőzetei felső júra és felső kréta mészkövek. A csapadék mennyisége 1500-2000 mm közötti. Jégelborítás ezen területen nem volt. Innen 3 barlang fajlagos hosszát számítottuk.

Az Arabika-masszívum a Középső-Kaukázus déli részén van, felszínének magassága 1900-2300 m közötti. Felépítő kőzetei felső júra mészkövek. A csapadék mennyisége 1500 mm-nél több. Egykori jégelborítás feltételezhető. Innen 5 akna fajlagos hosszát számítottuk.

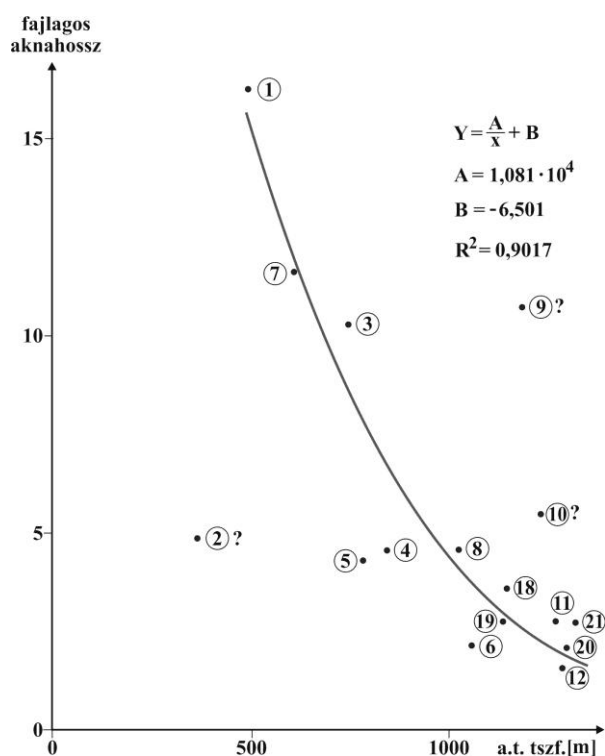
Az Orjen-hegység a Dinári-hegység parti vonulatában van Montenegró, Horvátország és Bosznia-Hercegovina határán. 400 km² területű, felszínének magassága 1300-1800 m közötti. Felépítő kőzetei júra, kréta és eocén mészkövek (*RIDANOVIĆ* 1966). Magasabb részei gerincszerű vo-

nulatokból állnak, amelyek fennsíkokat és völgyeket különítenek el (ŽEBRE, STEPIŠNIK 2015). A csapadék mennyisége 5000 mm-t is eléri (MAGAŠ 2002). Az Orjenből 12 akna fajlagos hosszát számítottuk. Az akna egyikének hosszmetését a 11. ábrán mutatjuk be.

Eredmények

Függvénykapcsolat mutatható ki (12. ábra) a Lovčen-Njegusi-polje területén az aknatalpak tengerszint feletti magassága és az akna fajlagos hossza között, ha eltekintünk az Északi zóna aknáitól (ahol nem volt jég), valamint a Pipás-barlang, a Miloseva-barlang és a Duboki do barlangoktól. Előzőek kihagyását omlásokkal átalakult jellegük, a Duboki do barlangét különleges, intenzív vízbeáramlásra utaló formakincse (TAKÁCSNÉ BOLNER 2006) indokolja. E barlangra alább még visszatérünk. A függvénykapcsolat mutatja, hogy minél alacsonyabb tengerszint feletti magasságú az akna talpa, annál nagyobb a fajlagos hossza (tehát annál nagyobb a hossza a mélységéhez képest). Azért, mert az egyre alacsonyabb talpmagasságú barlangok fajlagos hossza (pl. Njegusi-barlang és a Kétlyukú-Jeges-barlang) egyre nagyobb, mert egyre hosszabb freatikus szakaszokkal rendelkeznek, annak ellenére, hogy vadózus környezetben vannak. A freatikus szakaszok a karsztvíz egykori megemelkedése során az alacsonyabb talpú aknáknál nagyobb eséllyel alakulhattak ki, mint a magasabb talpmagasságú barlangoknál (pl. az Ötóraittea barlang). Emiatt ezen barlangoknál vadózus és inaktív freatikus szakaszok váltakoznak, vagy akár vadózus szakaszok lehetnek a freatikusok alatt. Ugyanakkor függvénykapcsolatot az aknatalpak és a fajlagos hosszak között a többi glaciokarsztos mintaterületeken nem lehetett kimutatni.

Minden mintaterületen előfordulnak nagy- és kicsi fajlagos hosszúságú aknák. Nagy fajlagos aknahosszú akna az Alba-barlang (Tési-fennsík), a Njegusi-barlang (Njegusi-polje), a Vilina-barlang (Orjen), az Abszolute-barlang (Kaukázus, Lagonaki-magasföld). A fenti sorrendben a fajlagos aknahosszak: 17,96, 16,32, 11,00, 7,56. Kicsi fajlagos aknahossz jellemzi a Bezimena-barlangot (Orjen), a Csengő-zsombolyt (Tési-fennsík), az Ötóraittea-barlangot (Lovčen), és a Kuntsev-barlangot (Kaukázus). Fajlagos aknahosszaik a fenti sorrendben: 1,79, 1,75, 1,70, 1,53. Az eltérések ugyanazon területen belül, az akna eltérő meredekségével és összetettségével magyarázható.



12. ábra: A Lovčen-Njegusi-polje területén az aknatalpak tengerszint feletti magassága és fajlagos aknahosszuk közti kapcsolat

Jelmagyarázat: 1. Njegusi-barlang, 2. Duboki do, 3. Dögös-barlang (Zestoka pečina), 4. Szamaras-barlang (Bojanovica), 5. Meander-barlang, 6. Sólyom-barlang, 7. Kétlyukú-Jeges barlangrendszer (Dvorupa-Ledena jama), 8. Lahner-barlang (jama Lahner), 9. Pipás-barlang (jama Koje pusi lulu), 10. Miloševa pečina, 11. Anna-barlang (pečina Ana), 12. Ótórái-tea-barlang (jama JN-1), 18. Jama Golubišnica, 19. Panoráma-barlang, 20. Bence-lika (jama Du-2), 21. Szamócás-barlang (Durdevacka jama)

Megjegyzés: a ? azon barlangoknál szerepel, amelyeknek a fajlagos aknahosszát nem vettük figyelembe a függvény előállításánál

Figure 12: The relation between the altitude of shaft floors and their specific shaft length in the area of the Lovčen-Njegusi-polje

Legend: 1. Njegusi cave, 2. Duboki do, 3. Dögös cave (Zestoka pečina), 4. Szamaras cave (Bojanovica), 5. Meander cave, 6. Sólyom cave, 7. Kétlyukú-Jeges cave system (Dvorupa-Ledena jama), 8. Lahner cave (jama Lahner), 9. Pipás cave (jama Koje pusi lulu), 10. Miloševa pečina, 11. Anna cave (pečina Ana), 12. Ótórái-tea cave (jama JN-1), 18. Jama Golubišnica, 19. Panoráma cave, 20. Bence-lika (jama Du-2), 21. Szamócás cave (Durdevacka jama)

Notice: question mark can be find at caves, the specific shaft length of which was not taken into consideration when making the function

Ha a fajlagos aknahossz és a vadózus zóna jelenlegi vastagságának viszonyát tekintjük (glaciokarsztokon ennek vastagsága nagy) megállapítható, nagy fajlagos aknahosszú aknák, de kicsi fajlagos hosszúak is lehetnek vastag vadózus zónánál. Vastag vadózus zóna és nagy fajlagos aknahosszra példa lehet a már említett az Abszolute-barlang (vadózus zóna jelenlegi vastagsága kb. 2000 m) és a Njegusi-barlang (vadózus zóna jelenlegi vastagsága 870 m). De glaciokarsztokon előfordulnak kicsi fajlagos hosszú barlangok

is. Így a Hippopotamus-barlang fajlagos aknahossza 1,14, a hordozó vadózus zóna vastagsága 1700-2000 m. Alacsony hegységben, mint a Bakonyvidék, a vadózus zóna vastagsága a glaciokarsztok vadózus zónáikhoz képest kicsi, bár mint alább láthatjuk, ezek számottevően különbözhetnek a hegységen belül. Így a Bujó-lik (Kab-hegy) fajlagos aknahossza 5,27 a hordozó vadózus zóna vastagsága 50-100 m. A Bakonyvidéken egyre nagyobb vadózus zóna vastagságoknál tapasztalható a fajlagos aknahossz csökkenése. Így a Kőrös-hegy környékén a vadózus zóna vastagsága nagyobb (230-445 m), míg az aknák átlagos fajlagos aknahossza kisebb (1,23), mint a Kab-hegy (3,89) esetében (VERESS 2018).

I. táblázat:
Table I.

Különböző területek szerinti csoportosításban az átlagos fajlagos aknahosszak
Average specific shaft lengths according to different areas

terület	aknaszám	átlagos fajlagos aknahossz	részterület	aknaszám	átlagos fajlagos aknahossz
Lovčen-Njegusi-polje	21	5,71	1	16	5,71
			2	13	5,36
Orjen	12	2,85			
Kaukázus	22	3,47	3	4	5,00
			4	5	1,48
			5	2	11,85
			6	1	6,22
			7	2	2,31
			8	3	2,11
			9	5	1,62
Bakonyvidék	83	2,05 ¹	10	11	3,89
			11	46	2,73
			12	7	2,04
			13	12	1,23
			14	7	42,64

¹Keszthelyi-hegységgel az átlagos fajlagos aknahossz: 7,85

1. Északi zóna nélkül, 2. Északi zóna, a Duboki do a Pipás-barlang és a Miloseva-Pecina-barlang nélkül, 3. Lagonaki-magasföld területéről: Absolute-barlang, Canyon-barlang, Turista-barlang, C55-75-55-barlang, 4. Lagonaki-magasföld területéről: Soaring Bird-barlang, Dnieps-barlang, Golden Key-barlang, Kuntsev-barlang, Hippopotamus-barlang, 5. Sary-Tala masszívum, 6. Dzehntu vonulat, 7. Abishira-Akhuba-vonulat, 8. Sochi terület, 9. Arabika masszívum, 10. Kab-hegy, 11. Tési-fennsík, 12. Hárskúti-medence, 13. Kőrös-hegy és környéke, 14. Keszthelyi-hegység

¹With the Keszthely Mountains the average specific shaft length is 7,85

1. without the Northern zone, 2. without Northern zone, Duboki do, Pipás cave and the Miloseva-Pecina cave, 3. from the area of Lagonaki Massif: Absolute cave, Canyon cave, Tourist cave, CSS-75-55 cave, 4. from the area of Lagonaki Massif: Soaring Bird cave, Dniens cave, Golden Key caae, Kuntsev cave, Hippopotamus cave, 5. Sari-Tala Massif, 6. Dzehntu range, 7. Abishira-Akhuba range, 8. Sochi area, 9. Arabica Massif, 10. Kab Mountain, 11. Tési Plateau, 12. Hárskút basin, 13. Kőrös Mountain and its environs, 14. Keszthely Mountains

A fajlagos aknahossz és a hordozó vadózus zóna vastagságának viszonyából megállapítható:

- A vastagabb vadózus zónák esetén nagyobb eséllyel alakulnak ki mélyebb (és így akár hosszabb) aknák, de a vastagabb vadózus zóna vastagság növekedése közvetlenül nem idézi elő a fajlagos aknahossz növekedését.
- Nagyon kicsi vadózus zóna esetében a fajlagos aknahossz értéke érzékenyen reagál a vadózus zóna vastagság változására.
- De kimutatható (ld. fentebb) az is, hogy a Lovčen-Njegusi-polje területén, az aknátalpak egyre közelebbi helyzete a karsztvízszinthez az aknák fajlagos hosszának a trendszerű változását (növekedését) okozza.

Összehasonlítottuk területenként és alterületenként számbavett aknák az átlagos fajlagos aknahosszait is (*I. táblázat*). Látható, hogy a Bakonyvidéken ezek az értékek kisebbek, mint a glaciokarsztos területeken. Eltérnek egymástól a különböző glaciokarsztos területek aknáinak átlagos fajlagos aknahosszai is (Orjen 2,85, Kaukázus 3,47, Lovčen-Njegusi-polje 5,13). A Kaukázus részterületeit illetően megállapítható, hogy nagy fajlagos aknahosszak vannak (igaz az esetszám kicsi a Sary-Tala masszívum és a Dzehntu vonulat aknáinál (11,85 ill. 6,22) ill. kicsi fajlagos hosszak mutatathatók ki az Arabika-fennsíkon (1,62). Eltérő fajlagos aknahosszak vannak a Lagonaki magasföld területén. Itt az Abszolút-, a Kanyon-, a Turista-, a CSS-75-55 aknák átlagos fajlagos hossza nagy, 5,00. Ezek az aknák rendelkeznek többnyire freatikus részekkel. A freatikus részekhez azonban csak felülről kapcsolódik vadózus típusú (függőleges) akna (10. ábra). Ugyanakkor a Soaring Bird-, a Dniepr-, a Golden Key-, a Kuntsev-, a Hippopotamus-barlangok átlagos fajlagos aknahossza kicsi, 1,48. Ezek az aknák nem rendelkeznek inaktív freatikus járatrészekkel. Megállapítható, hogy a fajlagos aknahosszakra glaciokarszton nemcsak az akna mintázata hat, hanem a freatikus járatok jelenléte vagy hiánya is.

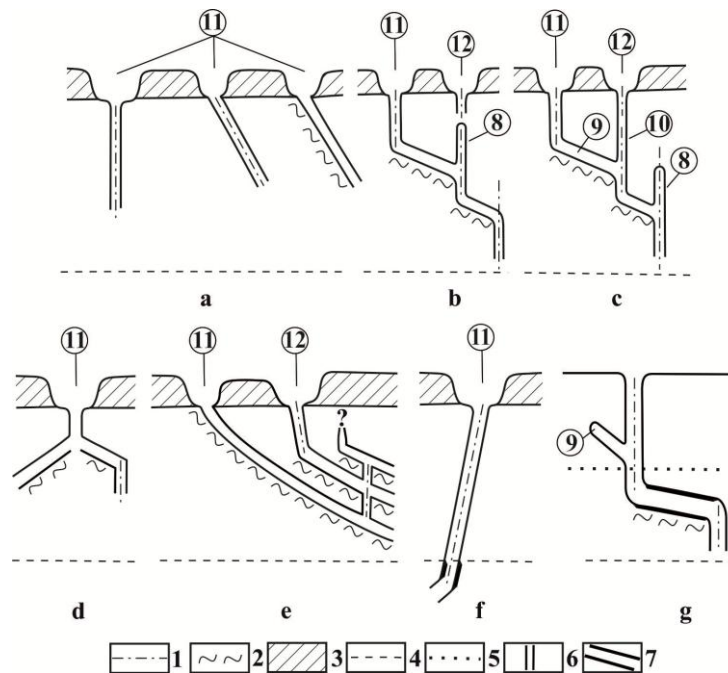
Megvitatás

Az aknamintázatok és a fajlagos aknahosszak glaciokarsztokon (de részben a Bakonyban is) az alábbiak lehetnek.

- Kicsi, vagy viszonylag kicsi fajlagos aknahosszú aknák vakkürtökkel, vagy vakkürtök nélkül. Vakkürtős aknák előfordulnak a Bakonyban, mint az Ereszes-zsomboly (*3. ábra*), de a glaciokarsztokon is, mint a Kuntsev-barlang (*9. ábra*), Ezen aknáknál paragenetikus aknafejlődés történhet, miáltal vakkürtök alakulnak ki. Az elárasztás felszíni vízbeáramlás során történik. Az akna elárasztás, vízzel kitöltés, bizonyítékai a Bakonyvidéken az aknák depresszióiban csapadékos időszakban kialakult árvízi tavak az akna-falak üledék és növényhulladék bevonatai (*VERESS 1987*). A felszíni eredetű elárasztás miatt a kitöltés valószínűleg rövid idejű. Ezért a vakkürtök nem

fejlődnek ki (vagy kisebb eséllyel), vagy ha igen, nem fejlődnek a felszínig. Így aknarendszerek nem alakulnak ki. A megfigyelések szerint azonban előfordulnak olyan aknák is (G-5/a jelű depresszió aknája, Hárskúti-medence), ahol közvetlenül is megfigyelhető volt előntés, vakkürtök mégsem alakultak ki (2. ábra). Felszíni elárasztással (vagy elárasztás nélkül) alakulnak ki az egyszerű aknák (2, 13a. ábrák) és az összetett aknák (3, 13b. ábrák). Az átlagos fajlagos hosszak szerint a Kaukázusban az Arabika-fennsík, a Lagonaki-magasföld egy része (vagy egyes aknái) és a Kőrishegy környéki területen mehet végbe kiterjedten ilyen típusú aknafejlődés. A glaciális-magashegységi felszíni előntéses típusú (glaciokarszton), valamint felszíni előntéses típusú (középhegységben) nevezzük az ilyen aknafejlődést.

- Nagy, de változatos fajlagos aknahosszú (pl. a Tési-fennsík két aknáját tekintve a Háromkürtő-zsombolynak a fajlagos aknahossza 3,43, míg az Alba-Regia-barlangnak 17,98) és változatos mintázatú aknák jönnek létre, akkor, ha az elárasztás felszíni vízbeáramláshoz és a megemelkedő karsztvízszinthez is köthető. A karsztvízes elárasztás hosszabb idejű, mint a felszíni eredetű, ami kedvez a vakaknak mellékaknává fejlődésének. Különösen akkor, ha a vakakna felett felszíni vízbevezetés is van (6. ábra). Az aknák lehetnek összetett aknák (4, 13c. ábra), szétágazók (5, 11, 13d. ábrák) és emeletes aknák (6, 13e. ábrák). Az aknák mintázatára a helyi morfológia és a földtani viszonyok is hatással vannak (pl. aknajáratok képződnek egymás felett az újabb és újabb helyeken létrejövő vízbevezetések hatására). Az átlagos fajlagos hosszak szerint az Orjen-hegység, a Lovčen-Njegusi-polje Északi zónája, a Kaukázus Sochi terület, valamint a Bakonyvidék területéről a Kab-hegy, a Tési-fennsík és a Hárskúti-medence terület aknái tartoznak ezen aknafejlődési típusba. Ide sorolható a nagy fajlagos hosszú (4,9) Duboki do is, amely extrém, tartós felszíni elárasztás során jött létre. *TAKÁCSNÉ BOLNER* (2006) szerint a balrangnak nincsenek freatikus eredetű járatai. Viszont formakincse intenzíven áramló vízkitöltés során alakult ki. Ez jól értelmezhető a Njegusi-poljébe belépő gleccser olvadékvizei által kiváltott tartós vízkitöltéssel. Az ilyen genetikájú aknákat a glaciális-magashegységi karsztvíz- és felszíni előntéses, valamint a karsztvíz- és felszíni előntéses típusú (Bakonyvidék középhegységi karszt) akna fejlődési típusba soroljuk.



13. ábra: Aknatípusok mintázatuk szerint

Jelmagyarázat: 1. törés, 2. réteglap, 3. fedő, 4. karsztvízszint, 5. egykori karsztvízszint, 6. vadózus környezetben kialakult aknarész, 7. freatikus környezetben kialakult aknarész, 8. paragenetikus vakakna, 9. főakna, 10. mellékakna, 11. fődepresszió, 12. mellékdepresszió, a. egyszerű akna, b. aknarendszer, c. összetett akna, d. szétágazó akna, e. emeletes akna, f. akna aktív freatikus járatrésszel, g. akna inaktív freatikus járatrésszel, a-e: vadózus környezetű akna, f. részben vadózus részben freatikus környezetű akna, g. az inaktív freatikus járatrészt létrejöhet a karsztvízszint egykori megemelkedésével, vagy a terület egykori megemelkedése során

Figure 13: Shaft types according to their pattern

Legend: 1. fracture, 2. bedding plane, 3. cover, 4. karst water level, 5. former karst water level, 6. shaft section that developed in vadose environment, 7. shaft section that developed in phreatic environment, 8. paragenetic blind shaft, 9. main shaft, 10. tributary shaft, 11. main depression, 12. tributary depression, a. simple shaft, b. shaft system, c. complex shaft, d. bifurcating shaft, e. storeyed shaft, f. shaft with active phreatic passage section, g. shaft with inactive phreatic passage section, a-e: shaft with vadose environment, f. shaft with partly vadose and partly phreatic environment, g. the inactive phreatic passage section may develop by the former rise of karst water level or by the former rise of the area

- Nagy fajlagos akna hosszú akna jelentős freatikus résszel (13g. ábra) jöhet létre, amelynek két változata különböztethető meg. Az egyiknél inaktív freatikus és vadózus szakaszok váltakoznak, ill. a freatikus szakaszok alatt és felett vadózus típusú aknák vannak (7, 8. ábrák). A másik változat, amikor a freatikus szakaszra a felszín felől rákapcsolódik a vadózus eredetű aknarész (10. ábra). Az előző akna fejlődési típusát a glaciális karsztvíz- és felszíni elöntéses, majd freatikus fejlődésű típusnak nevezzük. Ekkor a vadózus zónát elfoglalja a karsztvíz. Ez akkor következik be, ha a jég a karsztforrásokat elfedi és emiatt a karsztvíz visszaduzzad (FORD 1979). Ekkor a vadózus zónában freatikus üregesedés történik (VERESS et al.

2019). Ezt az aknafejlődést reprezentálják a Lovčen-Njegusi-polje terület aknái (12. ábra), ahol az egyre alacsonyabb talpú aknák fajlagos hosszai egyre nagyobbak, mert az egyre alacsonyabb talpú aknákat egyre nagyobb eséllyel öntötte el a visszaduzzadó karsztvíz a glaciálisokban. Kétségtelen azonban, hogy az Északi zóna aknáinál, bár nem volt jégelborítás, mégis nagy fajlagos aknahosszak vannak. Ennek lehetséges magyarázata, hogy a Lovčentől az Északi zóna távolsága kicsi, miáltal a karsztvíz visszaduzzadása a jégelborítás területétől ide is áterjedhetett. Karsztvíz visszaduzzadásra alacsonyabb karsztokon is van esély, mint a Bakonyban a Kab-hegy, vagy a Tési-fennsík aknáinál (VERESS 2018, 2019). Ez azonban csapadékos időben következnek be és így rövid idejű. A rövid idejű visszaduzzadás a vadózus zónában nem képes létrehozni önálló freatikus járatokat, hanem a már meglévő vadózus akna részekén, mint említettük mellékaknák kialakulásához járul hozzá.

A másik esetben, amikor a vadózus zóna freatikus járatra kapcsolódik rá, jön létre akna, vadózus zónába kerülő freatikus járattal fejlődési típus. Freatikus környezetből vadózus környezetbe került, pl. a Stirovača-barlang (Horvátország, BOČIČ et al. 2012). Ez a jelenség azért lehetséges, mert a glaciokarszt nagymértékben megemelkedik, és így a freatikus járat környezete vadózussá alakul. A kiemelkedés során képződő akna ezt követően rákapcsolódik a vadózus környezetű freatikus járatra. Ilyen aknák vannak a Kaukázusban (Lagonaki-magasföld már említett aknáinak egy része (pl. az Absolute-barlang) a Sary-Tala masszívum területének aknái, ahol az NSS-53 akna fajlagos aknahossza 12,63 míg a Su-Akan barlangnál ez az érték 11,09. A Kaukázus 1-3 mm/év emelkedése (VINCENT et al. 2016) során ahhoz, hogy az aknák, ill. freatikus járataik jelenlegi magasságaikba kerüljenek legalább 1-2 millió évnél kellett eltelnie. Ezen aknák freatikus járatainak a kialakulása a visszaduzzadó karsztvízszint alatt nem történhetett meg, miután kizárható, hogy a gleccserek (ha léteztek is) a hegység karsztforrása-it, amelyek a Fekete-tenger szintjéhez simulnak, elfedték volna. Tehát a freatikus járatok a hordozó terület megemelkedésének eredményeként kerültek vadózus környezetbe.

Következtetések

A fajlagos aknahosszt meghatározó tényezők a preformáló felület térbeli helyzete, a vízbefolyás intenzitása, mértéke, időtartama, az aknatalp közelsége a karsztvízszinthez, a karsztvízszint visszaduzzadása, annak mértéke és időtartama a paleofreatikus járatokkal összekapcsolódás lehetősége.

A fajlagos aknahosszak eltérőek aknánként és karszterületenként. Általában nagyobbak glaciokarsztokon, mint középhegységi (Bakonyvidék) karsztokon. A glaciokarsztok nagyobb fajlagos aknahossza magyarázható, az intenzívebb felszíni vízbepótlások nagyobb esélyével (sok csapadék, glaciális eredetű és hó eredetű olvadékvizek) freatikus járat részek esetleges meglétével. A fajlagos aknahossz értéke utal az akna fejlődési módjára és a terület karsztos fejlődésére. Az aknák mintázata (és fejlődése) gyökeresen megváltozik, amikor elárasztódnak. Felszíni eredetű elárasztódás, vagy rövid idejű, szakaszos karsztvizes elárasztódás esetén az aknák egyre összetettebbek lesznek. Hosszú idejű folyamatos elárasztódásnál (az akna freatikus környezetbe kerül) a vadózus eredetű részek freatikus eredetű szakasszal, vagy szakaszokkal egészülnek ki.

Glaciokarszt (magashegység) aknafejlődési típusai a glaciális-magashegységi felszíni elöntéses típus (1), a glaciális-magashegységi karsztvíz- és felszíni elöntéses típus (2), amelynek elkülöníthető egy extrém elöntési változata (ld. Duboki do), a glaciális karsztvíz- és felszíni elöntései majd freatikus fejlődési típus (3) és az akna, vadózus zónába kerülő freatikus járattal (4).

Középhegységi karszton elkülöníthető típusok: felszíni elöntéses (Kőrös-hegy és környéke), karsztvíz és felszíni elöntéses (Kab-hegy, Tési-fennsík, Hárskúti-medence) és tektonikus (Keszthelyi-hegység) akna fejlődési típus.

IRODALOM

- BOČIČ N, FAIVRE S, KOVACIC M, HORVATINCIC N* (2012): Cave development under the influence of Pleistocene glaciation in the Dinarides – an example from Štirovača Ice Cave (Veles Mt., Croatia). – Zeitschrift für Geomorphologie Vol. 56(4) pp. 409–433.
- BUDAI T., KONRÁD GY.* (2011): Magyarország földtana – Pécsi Tudományegyetem, Pécs 102 p
- DIMITRIJEVIČ, M.D.* (1997): Geology of Yugoslavia – Geol. Inst. „GEMINI” Spec. Publ., Belgrád 187 p.
- DUBLJANSKIJ, V.N., KLIMCHUK, A.B., KISELEV, V.E., VAKHRUSHEV, B.A., KOVALEV, YU.N., MEL'NIKOV, V.P., RYZHKOV, A.F., TINTILOZOV, Z.K., CHUJKOV, V.D., CHURUBROVA, M.L.* (1987): Krupnye karskovye polosti SSSR. III. Speleologicheskie provintsii Bol'shogo i Malogo Kavkaza (Big karst caves of the USSR. III. Speleological provinces of the Greater and Lesser Caucasus). VINITI, Kiyv, 257 p. (in Russian)
- FARRANT A.* (2004): Paragenesis – In: Gunn J. (szerk.), Encyclopedia of Caves and Karst Science. Fitzroy Dearborn, New York – London: pp. 569 - 571.

- FORD DC* (1979) A review of alpine karst in the Southern Rocky Mountains of Canada. *Bulletin of the National Speleological Society*, 41 pp. 53-65.
- FORD DC, WILLIAMS PW* (2007) *Karst Geomorphology and Hydrology*. – Unwin Hyman, London, 561 p.
- KISS A., TAKÁCSNÉ BOLNER K.* (2006): Montenegro-Njegusi 2003 – Karszt és Barlang 2002-2003 évfolyam, pp. 80-83.
- LOZOVOJ, S.P.* (1984): Lagonakskoe nagor'e (Lagonaki Highlands). Krasnodarskoe knizhnoe izdatel'stvo, Krasnodar, 160 p. (in Russian)
- MAGAŠ D.* (2002): Natural-geographic characteristics of the Boka Kotorska area as the basis of development. *Geoadria* 7(1) pp. 51–81.
- PALMER A.* (1991): Origin and morphology of limestone caves – *Geological Society of America Bulletin* 103 pp. 1-21.
- PASINI G.* (2009): Terminology matter: paragenesis, antigravitátive erosion or antigravitational erosion? – *International Journal of Speleology* 38(2) pp. 129-138.
- PÉCSI M.* (1980): A Pannóniái-medence morfogenetikája - *Földrajzi Értesítő* 29 pp. 105-127.
- PÉCSI M.* (1991): *Geomorfológia és domborzatminőség - Földrajz Tudományos Kutató Intézet*, Budapest 296 p.
- RIDANOVIĆ J.* (1966): Orjen – La montagne Dinarique. *Radovi geografskog instituta sveučilišta u Zagrebu*, vol. 5. Geografski institut, Sveučilište u Zagrebu, Prirodoslovno-matematički fakultet: Zagreb.
- RUBAN DMITRY A.* (2007a): Jurassic transgressions and regressions in the Caucasus (northern Neotethys Ocean) and their influences on the marine biodiversity - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 251 pp. 422–436
- RUBAN DMITRY A.* (2007b): Major Paleozoic-Mesozoic unconformities in the Greater Caucasus and their tectonic reinterpretation: a synthesis – *GeoActa*, 6, pp. 91-102, Bologna
- RUBAN, D.A.* (2018): Aesthetic properties of geological heritage landscapes: Evidence from the Lagonaki Highland (Western Caucasus, Russia). - *Journal of the Geographical Institute "Jovan Cvijić" SASA* 68, pp. 289-296.
- SLABE T.* (1995): *Cave Rocky Relief – Znanstvenaraziskovalni Center Sazu*, Ljubljana. 128 p.
- STEPIŠNIK U., ŽEBRE M.* (2011): Glaciokras Lovcena – E – *Geograf Z. Ljubljana* 82
- TAKÁCSNÉ BOLNER K.* (2006): Morfogenetikai megfigyelések a Njegusi-polje (Montenegro) nagy barlangjaiban – *Karsztfejlődés XI* pp. 289-300.
- TRIKHUNKOVA, YA.I. ZELENINA, E.A., SHALAEVAA, E.A., MARININB, A.V., NOVENKOC, E. YU., FROLOVD, P.D. REVUNOVAE, A.O., NOVIKOVAC, A.V. KOLESNICHENKOA, A.A.* (2019): Quaternary river

terraces as indicators of the Northwestern Caucasus active tectonics – Quaternary International 509 pp. 62–72

VERESS M (1987) Karsztos mélyedések működése bakonyi fedett karszton – Földrajzi Értesítő 36(1-2) pp. 91–114.

VERESS M. (2018): A Bakonyvidék genetikai aknatípusai – Karsztfejlődés XXIII. pp. 55-84.

VERESS M. (2019): Shaft Lengths and Shaft Development Types in the Vadose Zone of the Bakony Region (Transdanubian Mountains, Hungary) – Journal of Soil and Water Science, 3(1) pp. 54-74.

VINCENT, S.J., BRAHAM, W., LAVRISHCHEV, V.A., MAYNARD, J.R., HARLAND, M. (2016): The formation and inversion of the western Greater Caucasus Basin and the uplift of the western Greater Caucasus: Implications for the wider Black Sea region Tectonics 35(12), pp. 2948-2962

WHITE WB (1988) Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains. – Oxford University Press, New York – Oxford 464 p.

ZEBRE M, STEPIŠNIK U (2015a) Glaciokarst landforms and processes of the southern Dinaric Alps. – Earth Surface Processes and Landforms DOI: 10.1002/esp. 3731

ŽEBRE M, STEPIŠNIK U (2015b) Glaciokarst geomorphology of the Northern Dinaric Alps: Snežnik (Slovenia) and Gorski Kotar (Croatia), – Journal of Maps, DOI: 10.1080/17445647.2015.1095133 pp. 873-881.

**A BÉKE-BARLANGBAN VÉGREHAJTOTT SZÉN-DIOXID
CSÖKKENTŐ MŰSZAKI BEAVATKOZÁSOK HATÁSA A
BARLANGI KLÍMA VISSZARENDEZŐDÉSÉRE**

**THE IMPACT OF TECHNICAL INTERVENTION ON CARBON-
DIOXIDE REDUCTION IN THE BÉKE CAVE TO REDUCE THE
CAVE CLIMATE**

STIEBER JÓZSEF¹ - DR. LEÉL-ŐSSY SZABOLCS²

¹STIEBER Környezetvédelmi Kft., 1181 Budapest, Nyerges u. 6.,

stieber@stieber.hu

²ELTE-TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott
Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C;

losz@geology.elte.hu

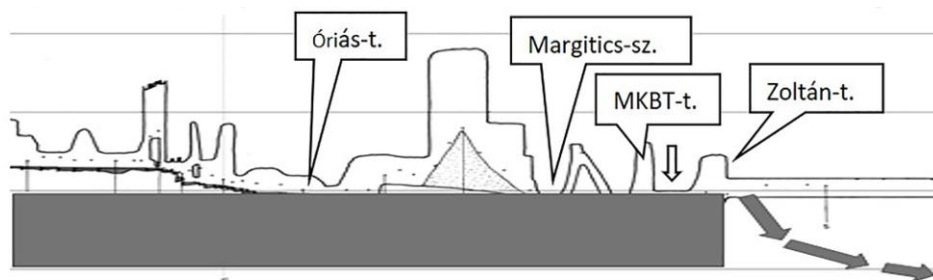
Abstract: In the summer of 2010, the entrance to the "Exploration Branch" of the Béke Cave collapsed, then from February 2013, the end siphon of the cave was blocked, so that only 3 of the known entrances through May 2015 were air traffic through the "Main Entrance". After the "Exploration Branch" was cleaned up in the spring of 2015, a perceptible draft appeared and within a few hours the air pressure-difference leveled and the draft stopped. Given the exploration entrance and the "Staircase Entrance" (Mount of Szomor Entrance), nearly the same altitude, there was no air-flow that would have ventilated the cave. Temperature and humidity values have not changed over the last 50 years, however, the infiltrated carbon-dioxide could no longer vent out of the cave, its concentration showed a seasonal variation (closely correlated with the amount of precipitation), because the carbon-dioxide content of the infiltrating water determined the degree of enrichment. Concentration increased steadily inward in the "Main Branch" and exceeded ten times its previous values, which resulted in bat deaths, drastic decline of bat population, slowing of stalactite formation, acceleration of stalactite degradation, and cure visitation and therapeutic use. As the siphon clogging and evolved water levels proved to be durable, the Aggtelek National Park Directorate carried out technical interventions to drain most of the water out of the cave and to dry out the floodplains, except for the "Pink-Tufa Corridor". Ventilation of the cave started, which, justifying the above described, was slowly, after almost 1 year, returned to its original state. Researchers approached the blocked siphon from both sides, while assessing the cave's climate reversal. As the water receded, the previously closed crevices opened and the atmosphere of the cave also changed. The cave has undergone unprecedented dehydration, resulting in the appearance of new types of mineral deposits. The newly published results also close the 5-year observation series, summarizing our experience in observing this rare natural phenomenon.

Keywords: Dripstone cave, Speleotherapy, cave wind, changable CO₂ level, cave syphon, cave stream

1. Bevezetés

2013 és 2016 között havi rendszerességgel végeztünk vízkémiai és klimatológiai vizsgálatokat 2 napon keresztül a Béke-barlangban, melynek keretében 1520 m-nél („Buzogány”) szén-dioxid loggert helyeztünk el 24 órára.

Munkánkat az elnyert OTKA- 101 664 sz. „Hazai szárazföldi karbonát-képződmények komplex geokémiai, paleoklimatológiai és tektonikai vizsgálata” pályázat (témafelelős: Demény Attila) keretében, az ÉMIKTF 5232-10/2012 sz. kutatási engedélye alapján az ANPI, mint vagyonkezelő hozzájárulásával és útmutatása alapján végeztük. A 2013. év első felében lezajlott hóolvadás, majd eső következményében a barlangban árvizek uralkodtak, a Kőhorog-oldali „Margitics-szifon” vízzel elzáródott és (már korábban) a „Felfedező-ág” felszínre nyíló aknája is beomlott. Az „MKBT-terem” teljes egészében víz alá került, a túlfolyó víz pedig a „Zoltán-terem” vízgyűjtő-csővéen keresztül talált utat a szabadba (3, 4, 5. ábrák). Az árvizekkel együtt kritikus szén-dioxid emelkedés mutatkozott, mely több órás barlangtűrák alatt akár mérgezést is okozhatott volna. A kockázat miatt az Aggteleki Nemzeti Park Igazgatósága a barlang látogatását 2013 májusától felfüggesztette.



1. ábra: A sötétített terület a „Margitics-szifon” környékén a Komlós-patak visszaduzzadt szintjét mutatja, melyben az „MKBT-terem” és a „Margitics-szifon” víz alá került. A jobb oldali nyílak az elfolyás irányát mutatják a „Zoltán-terem” gyűjtő csövéen keresztül a szabadba.

Fig. 1. The shaded area around the "Margitics-siphon" shows the level of Komlós stream, in which the "MKBT room" and under "Margitics-siphon" has been water. The right arrow shows the direction of the run-off through a "Zoltán room" manifold to the outside.

A barlang ma ismert bejáratai és a vizsgálati helyszínek bemutatása

A barlangot 1952. augusztus 4.-én az Aggteleki „Bibic-töbörben”, 321 m tszf. magasságban, a „Felfedező-ágon” keresztül nyitotta meg Jakucs László vezetésével a közel 100 fős kutató brigád, mely korábban el volt zárva a külvilágtól (JAKUCS, 1959). Jakucs Lászlónétól (szóbeli közlés, 2015) tudjuk, hogy a napjainkban használt, az aggteleki „Szomor-hegy” oldalában, 338 m tszf.- nyíló „Lépcsős-bejárat” elődje a „Pokol-szakadékára” vezető létra volt, mely 1953-ban lett kibontva. Az 1954-ben kiépített „Lépcsős-bejárat” mai napig megőrizte formáját és zárt állapotban rajta 10 x 10 cm-es denevér-röptető nyíláson keresztül történik a légcsere. 2015 májusában a denevér-röptető nyílást a kétszeresére tágitották. A Jósavfői „Kő-horog” oldali,

271 m tszf. magasságban nyíló „Terápiás-bejáratot” 1964-ben építették ki (KERÉNYI *et al.*, 1966). Az ajtó tömör, de környezetében több nyíláson keresztül is biztosítva van a légforgalom. Boldogh Sándortól (ANPI) tudjuk (szóbeli közlés, 2015), hogy a „Felfedező-ág” felső szakasza 2010-ben omlott be, így azon levegő attól kezdve már nem áramlott át. A bejárat kitisztítása csak 2015 tavaszán történt meg. A „Margitics-szifon” eltömődésével a „Terápiás-bejárat” légforgalma is megszűnt, mindkettőt kereszttel jelöltük az 1. ábrán. Vizsgálatunk időszakában a barlangot a „Lépcsős-bejáraton” keresztül értük el, vizsgálati helyszíneinket pedig a „Lépcsős-bejárat” alatti lépcsőház „Fő-ágba” csatlakozásától számított távolságok szerint azonosítottuk: 120 m-nél, 560 m-nél és 1520 m-nél (6. ábra).



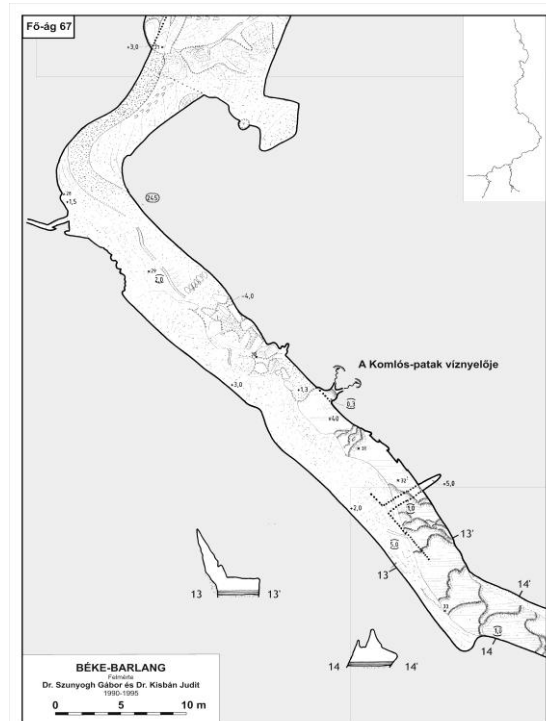
2. ábra: Az „MKBT-terem” víz alatt.
Fig. 2. "Chamber MKBT" under water

A Zoltán-teremből túlfolyó víz ebbe a gyűjtő-csőbe távozik



3. ábra: A túlfolyó víz a "Zoltán-terembe" jut, innen túlfolyó-csővön át távozik.

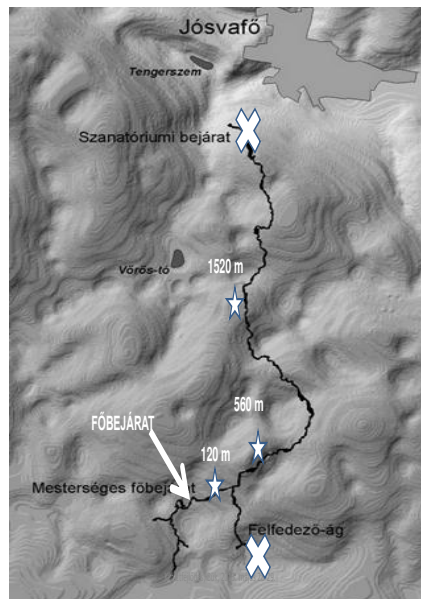
Fig. 3. The overflowing water reaches "Chamber Zoltán" and leaves this place through a decantation tube



4. ábra: A Rózsaszín-tufagátak folyosójának vízzel elöntött szakasza, benne a Komlós-patak eltömődött víznyelőjével
 Fig. 4. Water-flooded section of the Pink Tufa Corridor, with its clogged sinkhole in the Komlós Creek



5. ábra: A Rózsaszín-tufagátak folyosójának szifonban végződő végpontján, 3,8 tf% szén-dioxidban, 2015 februárban
 Fig. 5. At the end of the Pink Tufa Corridor siphon end, 3.8 vol% carbon dioxide, February 2015



6. ábra: 2013 és 2015 között, a Szanatóriumi bejárat és a Felfedező-ág között sem volt légforgalom, egyedül a Mesterséges főbejáraton közlekedett levegő a barlangba
 Fig. 6. Between 2013 and 2015, there was no air traffic between the Sanatorium entrance and the Exploration Branch, only the artificial main entrance air to the cave

2. Alkalmazott vizsgálati módszer bemutatása

A vizsgálatokat 32 hónapon keresztül, havi rendszerességgel, 2 egymás utáni napon végeztük, 4 mintavételi helyszínen és a felszínen. A meteorológiai adatokat az OMSZ által rögzített Jósvalói mérőállomásról óránként, a bejáraton légforgalom fizikai jellemzőit naponta egyszer, a klíma-paramétereket 120 m-nél és 560 m-nél naponta egyszer, míg a bejáraton átáramló levegő és az 1520 m-nél megtalálható barlangi levegő szén-dioxid tartalmát 24 órán keresztül percnként regisztráltuk. A szén-dioxid koncentráció mérésére NDIR módszert alkalmaztunk, a bejáratnál diffúz kamrával, míg 1520 m-nél extraktív mintavétellel. Mindkét műszer belső memóriával rendelkezett az adatok tárolására.

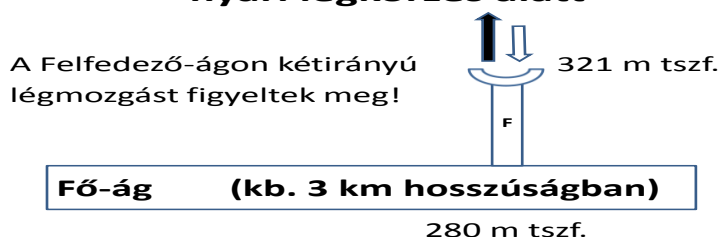
3. Eredmények

Tények a barlang légköri állapotával kapcsolatban

A Béke-barlang 1952. augusztus 4.-éig el volt zárva a külvilágtól. 1952-1953 között csak a „Felfedező-ágat” ismerték, ezen keresztül a levegő két-

irányú mozgását tapasztalták (JAKUCS, 1953, 1959). 1953-ban megnyílt a jelenleg használt „Lépcsős-bejárat” (a mai főbejárat), így a levegő már a két bejárat között is áramolhatott. 1964-től nyílt meg a „Terápiás-bejárat”, így a barlangi levegő a „Fő-ágon” keresztül is mozoghatott (KERÉNYI *et al.*, 1966). A 7. ábrán a barlang áramlási modelljét mutatjuk be, 1952-1953 között, téli-nyári légkörczés alatt.

Áramlási modell 1952-1953 között, téli-nyári légkörczés alatt



7. ábra: 1952-1953 között télen a hideg-levegő beáramlott a „Felfedező-ágon”, majd a barlangban felmelegedve a bejárat szelvény felső harmadában kifelé távozott. Nyáron a meleg-levegő a bejárat szelvény felső harmadában lépett be, majd lehűlve az alsó harmadban, kifelé távozott.

Fig. 7. Between 1952-1953 the winter and cold air flowed into the "Explorer-side" and then warmed up in a cave in the upper third of the front section left out. In summer the hot air in the upper third of the front section came in and then getting cold in the lower third, it went out.

Szén-dioxid-adatok az 1952-1953 közötti időszakból

A barlangi szén-dioxid koncentrációra 1953-ig csak közvetett adatokból tudunk következtetni. A Béke-barlang felfedezéséről szóló könyvből (JAKUCS, 1953), és az egykori kutatóktól tudjuk, hogy hosszabb idejű lent tartózkodás alatt sem jelentkeztek a szén-dioxid ismert tünetei (fejfájás, gyengeség, szapora légzés...stb.). Karbidlámpáik fényét nem találták narancssárgának vagy kormozónak, még a végponton sem, vagyis a szén-dioxid tartalom bizonyosan 2 tf. % (20000 ppm) alatt volt.

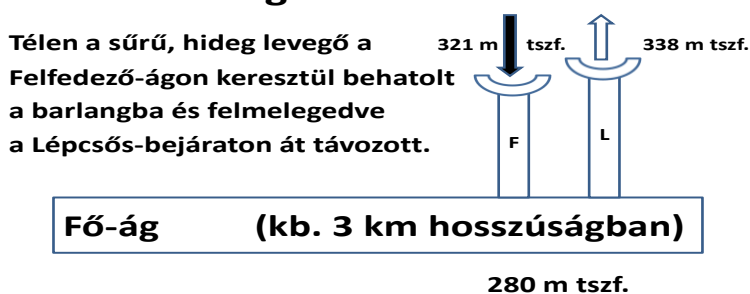
Szén-dioxid-adatok az 1953-1964 közötti időszakból

A Béke-barlang gyógyhatásának hasznosítása című kéziratban olvashatjuk, hogy a kutatók a barlangi levegő szén-dioxid tartalmának éves átlagértékét 1959-ben 0,3 tf. % (3000 ppm), 1961-ben 0,08 tf. % (800 ppm), 1962-ben 0,06 tf. % (600 ppm)-ben határozták meg (KERÉNYI *et al.*, 1966).

Az 1953-1964 közötti téli rekonstruált áramlási modellt a 8. ábrán mutatjuk be. Ezen időszakban, nyári légkörczés esetén a légáramlás iránya

fordított volt. Meg kell említenünk, hogy a „Fő-ág” és a felszín között kb. 40 m a szintkülönbség, mely a „Felfedező-ág” és a „Lépcsős-bejárat” esetében is jelentős un. kéményhatást eredményez. Az áramlás alapja a két bejárat közötti 17 m szintkülönbség, mely jelentős nyomás és sűrűségkülönbséggel jár együtt.

Áramlási modell 1953-1964-között, téli légkörzés esetén



8. ábra: 1953-1964 közötti téli rekonstruált áramlási modell bemutatása.
Fig. 8. Presentation of winter flow model reconstructed from 1953 to 1964.

Szén-dioxid-adatok az 1964-2013 közötti időszakból

Jakucs László mérései alapján (1965) tudjuk, hogy a szén-dioxid tartalmat a „Lépcsős-bejárat” alatt a „Fő-ágban” 0,12 tf. % (1200 ppm), míg a „terápiás-részben” 0,14 - 0,38 tf. % (1400-3800 ppm) mérte (KERÉNYI *et al.*, 1966).

Stieber József a fokozottan védett barlangok állapot-felvételezése kapcsán a Béke-barlang klímaadatait 2000-ben és 2010-ben újra megmérte és átszámolta. A barlangi levegő szén-dioxid tartalmát több ponton történő mérés alapján 0,2 tf. % (2000 ppm) átlagértékben rögzítette (a „terápiás-részben” 0,3 tf. % (3000 ppm)-et mutatott ki).

Az 1964-2013 közötti téli rekonstruált áramlási modellt a 9. ábrán mutatjuk be. Ezen időszakban, nyári légkörzés esetén a légáramlás iránya fordított volt.

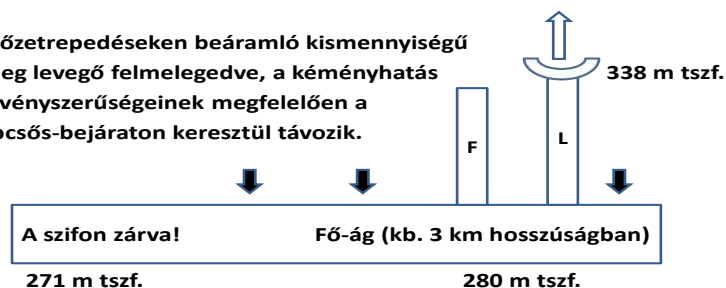
tapasztaltuk. Változás az eredményekben a nagymennyiségű csapadék le-
hullásával párhuzamosan volt tapasztalható, amikor 2013 februárjában (25-
26-án 24 órán keresztül) elvégzett vizsgálatunk alkalmával a „*Buzogánynál*”
(1520 m-nél) 8000 – 10000 ppm (0,8 - 1,0 tf. %) körüli értékeket regisztrál-
tunk, melyek ötszörösen meghaladták a korábban itt mért adatokat. Ekkor
még bizonyosan nyitva lehetett a „*Margitics-szifon*”, mert a felszíni lég-
nyomás változásait 3 óras késéssel követte a szén-dioxid koncentráció vál-
tozása (10. ábra).

2013 márciusában elvégzett vizsgálatunk alkalmával tapasztaltuk
először, hogy a „*Buzogánynál*” (1520 m-nél) a felszíni légnyomás változása
már csak 12 órás késéssel fejtette ki hatását a regisztrált szén-dioxid kon-
centrációra. Mindkét oldalon nyitott barlang esetében ez nem, – vagy max.
1-2 órás késleltetéssel - tapasztalható. A barlangban mért téli szén-dioxid
koncentráció értékei sokszorosára emelkedtek a korábban mért értékeknek
(10. ábra). Ebben az időszakban a 120 m-nél és az 560 m-nél mért szén-
dioxid koncentrációkban nem mutattunk ki jelentős emelkedést, vagyis a
lejtésviszonyoknak megfelelően a szén-dioxid a végpont felé vándorolt,
légmozgás hiányában ott gyűlt össze és ott koncentrált. A szén-dioxid
értékek a „*Buzogánynál*” (1520 m-nél) meghaladták a 20000 ppm-et (2,0 tf.
%-ot), a végpont felé haladva valószínűleg ennél jóval magasabb értékeket
mérhettünk volna. Az eredmények bebizonyították számunkra, hogy a
„*Margitics-szifon*” eltömődött, az emelkedő vízszint pedig feltöltötte az
„*MKBT-terem*” felé vezető átjárót, elzárva a levegő útját. A barlang zsáksze-
rűvé változott, ahol a szén-dioxid fokozatos emelkedésére lehet számítanunk.

Új áramlási modellt kellett felállítanunk, mivel a 3 bejáratból ismét
csak 1, a „*Lépcsős-bejárat*” maradt nyitva. A vízszint és a beszivárgás
mennyisége is fokozatosan emelkedett, akárcsak az általuk bejuttatott szén-
dioxid mennyisége a barlangban. Az új áramlási modellt a téli légközérésre ép-
pen úgy, mint a várható nyári légközérésre is megszerkesztettük (11, 12. ábrák).

Új áramlási modell jelent meg 2013 telén

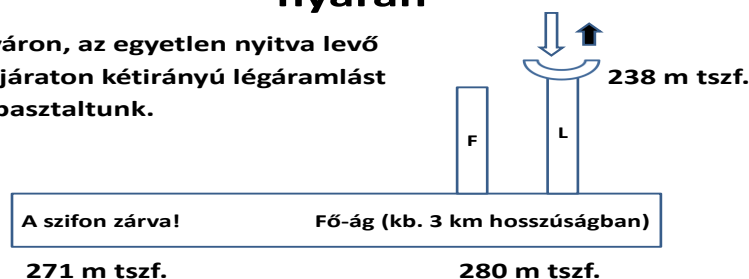
A kőzetpedéseken beáramló kismennyiségű hideg levegő felmelegedve, a kéményhatás törvényszerűségeinek megfelelően a Lépcsős-bejáraton keresztül távozik.



11. ábra: Téli légkörzésre készített modell 2013 márciusában
Fig. 11., Winter atmosphere-life model set up in March 2013

Új áramlási modell jelent meg 2013 nyarán

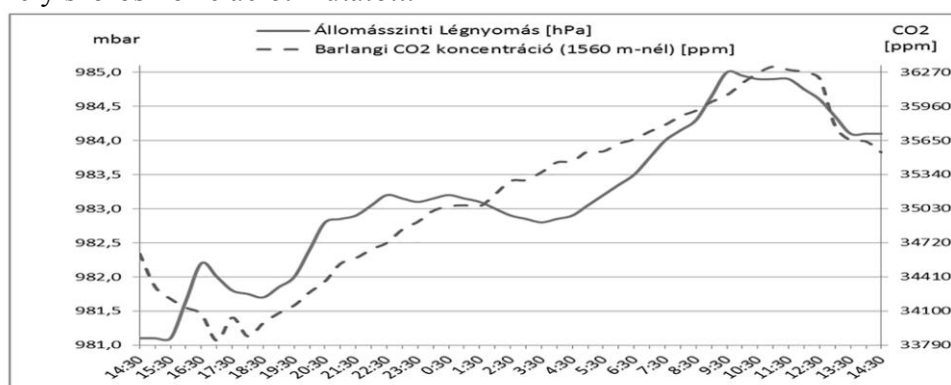
Nyáron, az egyetlen nyitva levő bejáraton kétirányú légáramlást tapasztaltunk.



12. ábra: A téli légkörzési modellből levezetett nyári légkörzési modell
Fig. 12. Summer atmosphere-life model deducted from winter atmosphere-life model

2013 nyarán a tartósan barlangi levegő hőmérséklete fölött maradó felszíni hőmérséklet hatására a „Lépcsős-bejáraton” kifelé áramlott a barlangi levegő, melynek mennyiségét a felszíni légnyomás is erőteljesen szabályozta. A beszivárgó és a bent rekedt víz mennyisége egyaránt elérte a maximumot, akárcsak a szén-dioxid értéke (13. ábra). Már 120 m-nél és

560 m-nél is jelentős emelkedés mutatkozott a szén-dioxid koncentrációkban, vagyis a lejtésviszonyoknak megfelelően a szén-dioxid a végponton gyülemlt fel. Mivel a „Felfedező-ág” bejárata már 2010-ben beomlott, ezért a barlang légköre kizárólag a „Lépcsős-bejáratra” korlátozódott. A hatalmas szén-dioxid tömegre ismét a felszíni légnyomás gyakorolt hatást, annak parciális nyomását emelve a koncentrációja is emelkedett, mely szoros korrelációt mutatott.



13. ábra: Az eddig mért legmagasabb szén-dioxid koncentráció napi menete a „Buzogánynál” (1520 m-nél).
 Fig. 13. The highest measured carbon dioxide concentration in the daily course rated “Buzogány” (1520 m).

2014 januárjában ismét „alacsony” értékeket észleltünk, melyek így is ötszörösen haladták meg a korábbi évtizedekben rögzített adatokat, és megegyeztek a 2013 januárjában rögzített értékekkel. A 13. ábrán látható, hogy a „Buzogánynál” (1520 m-nél) rögzített szén-dioxid koncentráció értékei jól korrelálnak a felszíni légnyomás-változással, vagyis még mindig zárva van a „Margitics-szifon”, csak a téli intenzív felszíni levegő beáramlás és a további szén-dioxid bejutásának hiánya hígítja a felgyülemlt szén-dioxid tömeget.

A nagyon meleg nyári napokat kivéve tavasztól-őszig kétirányú légáramlás tapasztalható a „Lépcsős-bejáraton”, mely 24 órán belül többször vált irányt (15. ábra). Az irányváltást a hőmérséklet-különbség és a légnyomás-változás befolyásolja. Amikor éjszaka a felszíni hőmérséklet 10 °C alá csökken, megindul a barlangi levegő kiáramlása a szabadba, mely a bejáraton a szén-dioxid növekedését okozza. Most a hőmérséklet-különbség okozza az irányváltást, a légnyomás még nyugalmi helyzetben van. A hirtelen és meredeken emelkedő felszíni légnyomás még napkelte előtt megfordítja a légáramlás irányát, és megindul a felszíni levegő beáramlása, mely a bejárati térség szén-dioxid koncentrációját csökkenti. A nap további részében a 10 °C feletti felszíni levegő hőmérséklete okozza a légáramlást, mely

napnyugtáig befelé áramló marad. Ez az állapot azonban nem teszi lehetővé a belső járatrészek leszellőzését, ezért ott a szén-dioxid koncentrációja továbbra is magas marad.

2015 májusában az ANPI megbízására a NOVA-ALPIN Kft. leszivattyúzta az „MKBT-terem” vizét és a „Margitics-szifont”, valamint eltávolította az omlási dugót a „Felfedező-ág” bejáratából. Berczik Páltól (NOVA-ALPIN Kft.) tudjuk (szóbeli közlés, 2015), hogy a „Margitics-szifonban” dolgozók erős fejfájásra, rosszullétre panaszkodtak, ami megerősíti korábbi észleléseinket. A víz azonban néhány órán belül visszatöltődött, így a szifon ismételen elzáródott.

Számításaink szerint a 3 km hosszúságú, átlagosan 4 m széles „Fő-ágban” nyári időszakban, 2 méter magasságig (tehát 24 000 m³-ben), 3 tf% koncentráció esetén kb. 1400 kg szén-dioxid halmozódik fel, melyet nyitott bejáratokon keresztül 2013 előtt mért kb. 500 Nm³/h térfogatáramot feltételezve is legalább 48 óra kell az eltávolításához. Figyelembe véve azonban a felhalmozódott szén-dioxid tömegének kezdeti tehetetlenségét, valamint azt, hogy az átáramló levegő nem csak a járatszelvény alsó szakaszában fog közlekedni és a „Terápiás-bejárat” valamint a „Lépcsős-bejárat” közötti kb. 3 km-es távolságot, a „Fő-ágban” kialakuló 10 cm/s-os maximális légáramlat is legalább 80 óra elteltével érkezik meg az egyik pontból a másikba. Látható, hogy ideális állapotot feltételező számításaink is több napon át tartó, intenzív szellőztetés esetére lettek átszámolva, mely néhány órás szivattyúzás alatt nem teljesülhetett.

Berczik Pál (NOVA-ALPIN Kft.) megerősítette (szóbeli közlés, 2015), hogy a „Felfedező-ágon” mért kezdeti légáramlás 12 órán belül kiegyenlítődött, leállt. A „Felfedező-ág” és a „Lépcsős-bejárat” közötti 17 méteres szintkülönbség kéményhatása jelentősebb helyi légkörzés kialakulását nem teszi lehetővé. Jelen állapotban a „Lépcsős-bejáraton” keresztül 10°C-os hőmérsékletkülönbség esetén 130 Nm³/h légforgalom mérhető, aminek csak elenyésző része áramlik át a „Felfedező-ágon”, 90%-a a „Fő-ágban” közlekedik, kevesebb mint 1 cm/s áramlási sebességgel. 1450 m-nél érezhető a felszint megközelítő felső járatok felé áramló intenzív légáramlat, ha azonban a két pont közötti útra számolunk, akkor kiderül, hogy a levegő ezt az utat több mint 40 óra alatt teszi meg és a közte lévő 2 méter vastag, átlagosan 2 tf% koncentrációjú, 12 000 m³ térfogatú, 470 kg tömegű szén-dioxid réteget 100 óra alatt szellőztetné át. Mindez akkor teljesülne, ha feltételezzük, hogy az átáramló levegő csak a járatszelvény alsó 2 méterét használja és a barlang légterébe további szén-dioxid nem jut be. Az eredmények azonban ezt megcáfolják, vagyis a felszabaduló szén-dioxid és az áramlási viszonyok meghaladják a jelenlegi térfogatáram által kifejtett szellőzés ha-

tékonyságát, így a szén-dioxid koncentráció csökkenésében érezhető változás nem történik. Utolsó mérésünkre 2015 júniusában került sor, mely alkalommal a felszínen tartósan rossz idő, hűvös, szeles, csapadékos időjárás volt tapasztalható. Ekkor, a felszín és a barlang közötti kis hőmérsékletkülönbségnek köszönhetően a „*Felfedező-ágban*” föliával elszűkített szelvényen, mérőperem beiktatása mellett sem sikerült légforgalmat kimutatnunk.

A végső döntés meghozatala

Nincs adatunk róla, hogy a felfedezés előtt milyen volt a Béke-barlang klímája, de azt követően nyitva volt a Felfedező-ág, kiszellőzött a barlangi szén-dioxid, mivel rendelkezésre álló információink annak jelenlétét nem erősítették meg. 1954-2013 között a barlangi szén-dioxid átlagértéke télen 1000 ppm (0,1 tf. %), nyáron 3000 ppm (0,3 tf. %) között mozgott, értéke a felszíni hőmérséklettel és a légnyomással korrelált. A hőmérséklet és a relatív-nedvesség adatokban az elmúlt 60 évben nem mértek változást.

2013-tól a barlangi szén-dioxid értéke 1520 m-nél télen 10000 ppm (1 tf. %), nyáron 30000 ppm (3 tf. %) körül mozog, értéke a felszíni hőmérséklettel és a légnyomással csak kis mértékben korrelál. Téli időszakban a beszivárgás mennyisége jelentősen csökken, a beszivárgó vizek oldott szén-dioxid tartalma pedig elsősorban a talajréteg mikrobiológiai aktivitásától függ, amely szoros összefüggést mutat a környezeti hőmérséklettel. Télen az amúgy is lecsökkent beszivárgással még kevesebb szén-dioxid jut be. A lehullott csapadék mennyisége szoros korrelációt mutat a barlangi szén-dioxid koncentrációjával. A „*Lépcsős-bejárat*” denevér- röptető-nyílása és a kőzet-repedések közötti légszűrés sem elegendő ahhoz, hogy a lecsökkent szén-dioxid mennyiségét a belső járatrészekből kiszellőztesse.

1520 méterhez képest 2900 méternél a barlangi szén-dioxid tartalom megduplázódik, vagyis a barlang egy lejtős zsákként működik. A vízszint az elmúlt 2 évben a szifon környékén nem csökkent, a leszivattyúzást követően néhány órán belül visszatöltődött, vagyis a Komlós-forrás vízvezetési útvonala tartósan leszűkült.

Boldogh Sándor (ANPI) tájékoztatott bennünket (szóbeli közlés, 2015), hogy a jelentősen megnövekedett szén-dioxid koncentráció és a „*Felfedező-ág*” elzáródásának következtében a barlang több pontján a denevér populáció egyedszáma a tizedére csökkent és a „*Felfedező-ágból*” 30 elpusztult egyed tetemét gyűjtötték be. Biztonsági okokból korlátozni kellett a barlang látogatását, ami évente több száz barlangászt és turistát érint. A barlang gyógytermei jelen állapotban teljesen alkalmatlanok mindenfajta hasznosításra, hiszen a korábban kimutatott gyógyhatású levegő nem tud átha-

tolni a víz alatt lévő szifonon a gyógytermekbe. A „Zoltán-teremben” 30 cm-es vízben kell járnunk, míg az „MKBT-terem” elzáródott a külvilágtól. A villamos berendezések teljes cseréjére szorulnak! Lelassult a cseppkőképződés folyamata, mivel a kőzetnyomás alól kikerülő telített oldat szén-dioxid leadó képessége is lecsökken, így az telítetlen oldatként tovább oldja a már kirakódott cseppkőképződményeket. Csepegővíz-kémiai vizsgálataink az oldatban maradó kalcium-ionok kb. 25%-os növekedését mutatják, mely nem válik ki a cseppkőképződés során. A lecsöppenéskor képződő aeroszol is jelentős szénsavat tartalmaz, így részt vesz a felgyorsult cseppkő-degradációban, mely néhány évtized alatt a barlang képződményeinek visszaoldódásához vezet (hasonló jelenséget figyelhetünk meg az Esztarosi Földvári Aladár-barlangban). A terápiás tevékenység újraindítása ilyen körülmények között lehetetlen, akárcsak a barlangban történő túrázás, mely veszélyes.



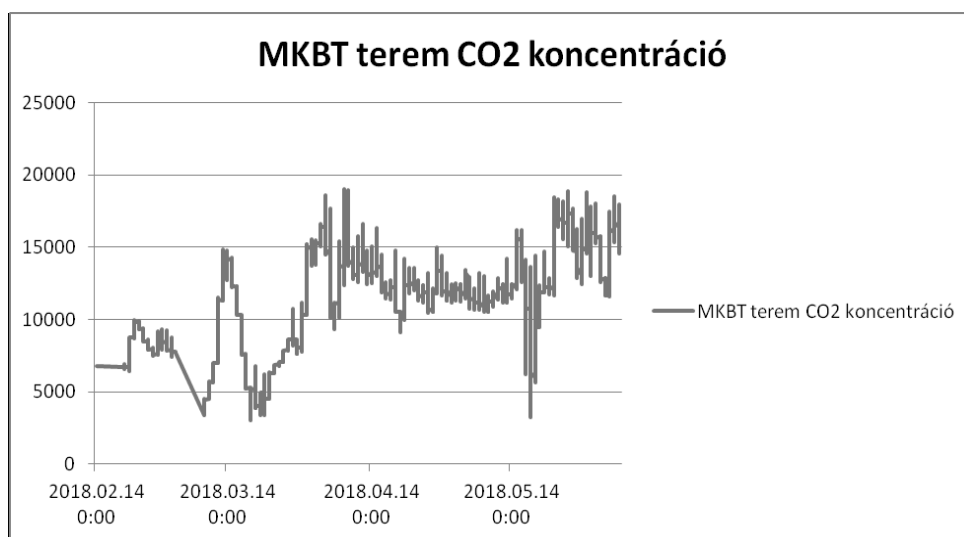
14. ábra: A nagy mennyiségű hordalékot és a meder mélyítésből felszabadult kőzetanyagokat ideiglenes sín pár kiépítésével, kézi erővel történő mozgatással juttatták a felszínre
Fig. 14. Arge amounts of sediment and rock material released from the dredging have been brought to the surface by the construction of a temporary shingle, manually moved

Mivel az állapot lassan 4 éve fenn áll, világossá vált, hogy csak a műszaki beavatkozás segíthet a Béke-barlang klímájának helyreállításában. Az ANPI, mint vagyongekezelő, a természetvédelmi értékek megóvására és a barlang szén-dioxid mentesítésére közbeszerzési eljárást folytatott le, melyet 2017-ben az „ESZTRAMOS” Konzorcium nyert el. Az Európai Unió pályázati forrás a „KEHOP – 4.1. Élőhelyek és fajok természetvédelmi helyzetének javítása, a természetvédelmi kezelés és bemutatás infrastruktúrájára”.

„*fejlesztése*” felhívás keretében került leírásra. A több mint egy évig tartó nagy szabású munkálatok során lecsapolták és folyamatosan elvezetik a Margitics-szifon vizét, megtisztították a Gyógytermeget és a szifon kényelmes elérése érdekében egy ember által könnyen járható betonozott alagutat építettek ki az MKBT-terem és a Margitics-szifon közé (14. ábra).

A szén-dioxid lassú távozása a barlangból

Számításaink szerint a „*Fő-ágban*” kb. 1400 kg szén-dioxid halmozódott fel, melyet nyitott bejáratokon keresztül 2013 előtt mért térfogatáramot feltételezve is legalább 48 óra kell az eltávolításához. Figyelembe véve azonban a felhalmozódott szén-dioxid tömegének kezdeti tehetetlenségét, valamint azt, hogy az átáramló levegő nem csak a járatszelvény alsó szakaszában fog közlekedni, ez az időtartam jelentősen megnövekedhet. Ez így is történt: csaknem 6 hónap kellett a felgyülemlött szén-dioxid távozásához (15. ábra).



15. ábra: 2018 tavaszáig az egykori gyógy-termek víz alatt álltak, nem volt légmozgás. Áprilistól leszivattyúzták a szifont és megindult az átszellőzés. A mérési ponton folyamatos levegőbefújás mellett is hónapokig magas értéket regisztráltunk.

Fig. 15. Until spring 2018, the former spa facilities were under water, with no air movement. From April, the siphon was pumped out and the venting started. At the measurement point, even with continuous air supply, high values were recorded for months.

4. Összefoglalás

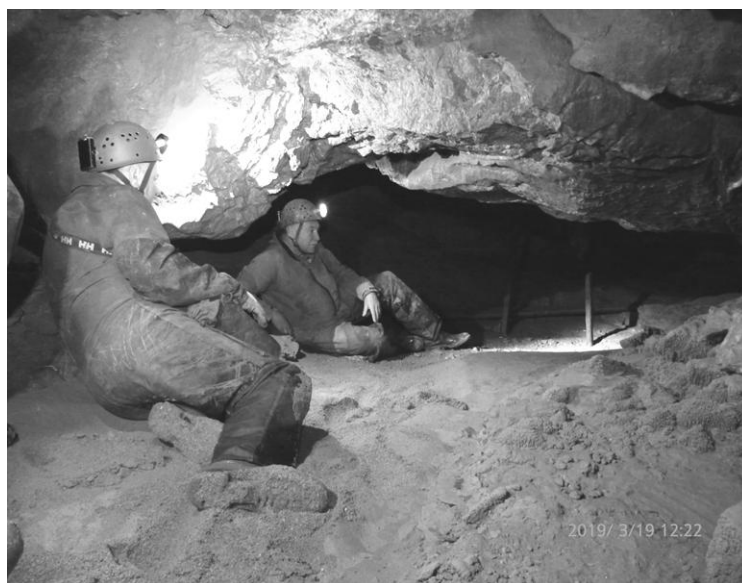
A 2013-tól végzett rendszeres vízkémiai vizsgálataink és klimatológiai méréseink alapján jelentős változás következett be (elsősorban a levegő CO₂ tartalmának tekintetében) a Béke-barlang korábbi, 1952-es felfedezés kori, ill. a jelenlegi főbejárat megnyitása után kialakult légkörzési állapotokhoz képest.

Ennek két oka is volt: 2010 nyarán beomlott a Béke-barlang "*Felfedező-ágának*" bejárata, majd 2013 februártól eltömődött a barlang végponti szifonja, így a 3 ismert bejáratból 2015 májusáig csak a "*Főbejáraton*" keresztül történt légforgalom. A Felfedező-ág 2015 tavaszán történt kitakarítását követően érzékelhető huzat jelent meg, majd néhány órán belül megtörtént a légnyomás-különbség kiegyenlítődése és a huzat leállt. Tekintettel a Felfedező-bejárat és a Lépcsős-bejárat (Szomor-hegyi-bejárat) közel azonos tengerszint-feletti magasságára, nem tudott kialakulni akkora légforgalom, mely a barlangot átszellőztette volna. Irodalmi adatok alapján áramlási modelleket készítettünk mind a felfedezés utáni, mind az új bejáratok megnyitását követő, és a szifon eltömődés után kialakult helyzetről. Elméletünk szerint a hőmérsékleti- és páratartalom-értékek az elmúlt 50 évben nem változtak, azonban a beszivárgással bejutó szén-dioxid a szifon eltömődése után már nem tudott kiszellőzni a barlangból, koncentrációja évszakos változást mutatott (szorosan korrelálva a felszínre hulló csapadék mennyiségével), mivel a beszivárgó víz szén-dioxid tartalma határozta meg a feldúsulás mértékét. A koncentráció a "*Fő-ágban*" befelé haladva folyamatosan emelkedett, és meghaladta a korábbi értékek tízszeresét, mely denevérpusztulásokat, denevér populáció drasztikus csökkenését, a cseppkőképződés folyamatának lelassulását, a cseppkődegradáció felgyorsulását és a barlang látogatásának valamint gyógyászati célú hasznosításának korlátozását eredményezte. Mivel a szifon eltömődése és a kialakult vízszint tartósnak bizonyult, így az Aggteleki Nemzeti Park Igazgatósága műszaki beavatkozásokat hajtott végre, mellyel a víz nagy részét levezette a barlangból, és a Rózsaszín-tufagátak folyosó kivételével (*16. ábra*) az addig elöntött járatok szárazra kerültek. Megindult a barlang átszellőzése, mely a korábban már leirtakat igazolva, igen lassan, közel 1 év után került az eredeti állapotba. A kutatók mindkét oldalról megközelítették az elzáródott szifont és közben felmérték a barlangi klíma visszarendeződését. A víz elvonulásával megnyíltak korábban elzárt hasadékok és a barlang légkörzésében is változás állt be. A barlang talán eddig nem látott mértékű kiszáradáson ment keresztül (*17, 18. ábra*), mely új ásványkiválások megjelenését eredményezte.



16. ábra: A rózsaszín-tufagátak folyosója mindkét irányból átjárhatatlan. A képen az Óriás-terem felől próbálkoztunk, sikertelenül.

Fig. 16. The corridor of pink tuffs is impassable in both directions. In the picture we tried from the Giant's Hall, unsuccessfully.



17. ábra: A szerzők a kiszáradt „Rumos-szifonban” ülnek 2019. március 19.-én.

Fig. 17. The authors sit in the dried-out "Rumos siphon" on March 19, 2019



18. ábra: 2019 márciusában Stieber József száraz lábbal áll az un. „kútban”, ahol korábban mellig érő víz felett kellett átkelni, éveken át.

Fig. 18. In March 2019, József Stieber stands with his dry feet in the so-called. In a "well" where they had to cross the breast water before, for years.

A 2450 m körüli sziklagát felrobbantása, átvésése stb. esetén talán magától lecsapolódik a tó. Viszont itt ránézésre minimális a patak lejtése, nem biztos, hogy teljesen le tudja vezetni a tavat. Dugulás itt máskor, már a történelem előtti időkben is előfordulhatott: ezt bizonyítja, hogy az egész Óriás-teremben mennyezetig (közel 10 méteres magasságig) csúszós, masz-szív, vastag vörös agyag borítja a terem oldalát, ami a gyakori és hosszan tartó vízzel való feltöltődésre, és az abból történt leülepedésre utal. A tó leszívása után a Komlós-patak víznyelőjének kitisztítása következik. Ez viszont lehet, hogy technikailag nehéz feladatnak bizonyul: nem tudni milyen mélyen töltődött fel a víznyelő és ki vagyunk téve az újabb és újabb eltömődésének. Ha nem oldjuk meg véglegesen az új szifon felszámolását, majd az eredeti állapot visszaállítását, újra bekövetkezhet a légcserre leállása, a barlang szén-dioxiddal való ismételt feltöltődése. Ebben az esetben viszont lehetetlenné válik a tervezett terápia-visszaállítása.

A most megjelentetett eredmények egyben lezárják az 5 éves észlelési sorozatot, összefoglalva e ritka természeti jelenség megfigyelésével szerzett tapasztalatainkat

Köszönetnyilvánítás

A barlangtérképek és hossz-szelvények rendelkezésre bocsátásáért szeretnénk köszönetet mondani Szunyogh Gábornak és Kisbán Juditnak. A vizsgálatok nem jöhettek volna létre Kiss Klaudia, Sztratiev Balázs, Leél-Őssy Zsolt és Stieber Bence aktív részvétele nélkül.

IRODALOM

- FODOR I.* (1984): A barlangok éghajlati és bioklimatológiai sajátosságai. – Akadémiai kiadó, Budapest, 190 p.
- HERCZEG L.* (2008): A szén-dioxid koncentráció hatása az ember közérzetére és az irodai munka teljesítményére. – Doktori értekezés, BME Gépészmérnöki kar
- JAKUCS L.* (1953): A Béke-barlang felfedezése. – Művelt Nép Könyvkiadó, Budapest, 94 p.
- JAKUCS L.* (1959): Felfedező utakon a föld alatt. – Gondolat kiadó, Budapest, 254 p.
- JAKUCS L.* (1971): A karsztok morfogenetikája. - A karsztfejlődés variációi. – Akadémiai kiadó, Budapest, 310 p.
- KERÉNYI B., BÍRÓ ZS., KIRCHKNOPF M.* (1966): A Béke-barlang gyógyhatásának hasznosítása, kézirat, 100 p.
- LEÉL-ŐSSY SZ., STIEBER J.* (2014): Különös szén-dioxid szintek a Béke-barlangban. – Karsztfejlődés XIX. pp. 225 – 230.
- STIEBER J., LEÉL-ŐSSY SZ.* (2015): Megváltozott vagy csak visszaváltozott a Béke-barlang klímája? – Karsztfejlődés XX. pp. 225 – 230.
- SZUNYOGH G., KISBÁN J.* (2004): A Béke-barlang. – A Komlós-patak felszín alatti útja – Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság Jósvalő, 140 p.

HATÁROZOTT INTEGRÁL ALKALMAZÁSA BARLANGOK TÉRFOGATÁNAK MEGHATÁROZÁSÁHOZ

THE APPLICATION OF DEFINITE INTEGRAL FOR THE DETERMINATION OF CAVE VOLUME

TARSOLY PÉTER – BEKK TÍMEA

**Óbudai Egyetem Alba Regia Műszaki Kar
Geoinformatikai Intézet**

8000, Székesfehérvár, Pirosalma u. 1-3., tarsoly.peter@amk.uni-obuda.hu

Abstract: The small-size caves disposed also with a specific and unique microclimate, which differs from the climate of the surrounding environment. The microclimate parameters of the small-size caves linked strongly from the changes of the outer climate. The relationship between the cave and the environment can be understand through the volume of the cave and the air flow between the cave and the environment. The knowing of these parameters are very important for modelling in different dates the temperature and humidity of a cave, and the ventilation between the cave and the environment. When there are unique cross-section characterized parts of the caves, than based on the method of orthogonal surveying, the shape of the cave-parts can be modelled with polynoms. Using the definite integral the area of the cross-section can be calculate, and knowing the length of the unique cross-section characterized parts of the caves the volume can be determinate. In our investigation we determinate the volume of two wool-sack caves, the quantity of the ventilation between the caves and the environment in summer and winter season, too, and the duration of the complete ventilation. Based on the investigation between 2010 and 2016, we modified the bio- and microclimatological model of the wool-sack caves in the Fodor and Gressel cave climatological systems.

Keywords: definite integral, cave, volume, chimney-effect

Bevezetés

Talán a barlangklimatológia az egyetlen olyan tudományterülete a szpeleológiának, amelyről összefoglaló szakkönyv jelent meg *Fodor István* tollából 1981-ben, mégis elmondható, hogy törvényszerűségeit tekintve ez az egyik legkevésbé ismert szakterület. Különösen igaz ez a hazai nemkarsztos kőzetben lévő barlangokra, amelyek mindig is kevesebb érdeklődőt és kutatót vonzottak (*ESZTERHÁS*, 1994a, 2001, 2002; *TARSOLY*, 2013). A középhegységeink karsztos kőzettömegében előforduló fontos, nagy barlangjainkban hosszú idő óta folynak rendszeres megfigyelések a mikroklíma térképezésére, a barlangbeli és felszíni klíma-kapcsolat meghatározására. A kisbarlangok és barlangszerű objektumok azonban ugyanígy rendelkezhetnek sajátos, egyedi mikroklímával; kutatásukkal, különösen a nemkarsztos kőzetben lévő kisbarlangok mikroklímájával, eddig még senki

nem foglalkozott behatóbban. A kisbarlangokban természetesen nem alakulhat ki olyan tulajdonságokkal rendelkező mikroklíma, mint amely egy 50-100 méter mélységű barlangban megfigyelhető, de kétségtelen, hogy kisbarlangjaink „lélegeznek”, a környezettől eltérő klíma-paraméterekkel jellemezhetők, és tulajdonságaik összefüggnek a külső környezeti változásokkal. A barlang és környezetének kapcsolata csak akkor érthető meg, ha meg tudjuk határozni a barlangban „tárolt” levegő mennyiségét és a légáramlás mértékét, mert e paraméterek ismerete kulcsfontosságú a barlangok hőmérséklete és páratartalma, a külső környezettel történő légcsere modellezése szempontjából. Különösen jelentős az említett paraméterek ismerete az idegenforgalmilag vagy gyógyászatiilag hasznosított barlangok esetében. A barlangok térfogatának meghatározásához a klasszikus geodéziából ismert módszerek (pl. trapéz alapú hasábok képzése) nem használhatók kellő pontossággal a barlangjáratok szabálytalan keresztmetszetéből következően. Optimális megoldást jelent a lézerszkennelés alkalmazása, mert ebben az esetben a keletkező 3D pontfelhőből a térfogat könnyen meghatározható. A szkennelés azonban drága és csak korlátozott számú barlangban alkalmazható a szkennerek mérete, sérülékenysége és barlangi környezeti tényezőkre (pl. sár, csepegő víz stb.) való érzékenysége miatt. Kutatásunkban azt vizsgáltuk, hogy hogyan lehet egyszerű, minden barlangban alkalmazható mérési módszerekből származó mérési eredményekre alapozva határozott integrál segítségével a barlangok térfogatát meghatározni. Célkitűzés volt továbbá a kapott eredmények ismeretében a gyapjúzsákbarlangok bio- és mikroklimatológiai modelljének finomítása.

A határozott integrál fogalma és alkalmazása a területszámításban

Legyen adott az $y=f(x)$ függvény, amely egy $[a, b]$ zárt intervallumban mindenütt értelmezett. Az $y=f(x)$ függvény a -tól b -ig vett határozott integráljának az alábbi számot nevezzük (BÁRCZY, 1971):

$$\int_a^b f(x) dx = \lim_{\Delta x_i \rightarrow 0, n \rightarrow \infty} \sum_{i=1}^n f(\xi_i) \Delta x_i \quad (1)$$

ahol Δx_i az $[a, b]$ zárt intervallum i -edik részintervallumának hossza, $f(\xi_i)$ az i -edik intervallum tetszőleges pontjához tartozó függvényérték. Az összeg határértékét kell képeznünk olyan formában, hogy az intervallum osztópontjainak a számát úgy növeljük, hogy mindegyik részintervallum hossza nullához tartson. Ha a felírt határérték létezik, akkor az $y=f(x)$ függvény az a -tól b -ig terjedő zárt intervallumban integrálható. A határozott integrál a Newton-Leibnitz-féle formulával könnyen számítható:

$$\int_a^b f(x) dx = F(b) - F(a) = [F(x)]_a^b \quad (2)$$

ahol $F(x)$ az $f(x)$ függvény bármely primitív függvénye, és a szögletes zárójelben lévő függvénynek b helyen vett helyettesítési értékéből ki kell vonni az a helyen vett helyettesítési értékét. A határozott integrál kiszámítása tehát két feladatból áll: az integrandus valamely primitív függvényének megkeresése, majd a felső és alsó határ helyettesítési értéke különbségének képzése.

Az integrál geometriai értelmezéséből következik, hogy ha f korlátos és integrálható az $[a, b]$ intervallumon, és ha $f(x) \geq 0$, akkor az $\int_a^b f(x) dx$ annak a síkidom területének mérőszámát jelenti, amelyet az f grafikonja, az $x = a$ és $x = b$ egyenesek és az x tengely határolnak, feltéve, hogy $f(x) \leq 0$ ($x \in [a, b]$), akkor $-f(x) \geq 0$ és így (CSABINA, 2010):

$$\int_a^b -f(x) dx = -\int_a^b f(x) dx \geq 0, \text{ azaz } \int_a^b f(x) dx \leq 0 \quad (3)$$

Így a terület mérőszámát az integrál abszolút értéke, vagy annak -1 szerese adja. A határozott integrál lehetőséget nyújt görbék által közrezárt területek meghatározására is, ez pedig fontos a barlangok térfogatának meghatározása szempontjából. Az $y = f(x)$ és $y = g(x)$, $x = a$, $x = b$ által bezárt terület, ha $f(x) > g(x) > 0$ (CSABINA, 2010):

$$T = \int_a^b f(x) dx - \int_a^b g(x) dx = \int_a^b [f(x) - g(x)] dx \quad (4)$$

Ez a képlet akkor is érvényes, ha $f(x)$ illetve $g(x)$ az intervallumon negatív értékeket is felvesz.

Vizsgálati anyag és módszer

A határozott integrál térfogatszámításban való alkalmazhatóságát két barlangon, illetve barlangszerű objektumon vizsgáltuk a Velencei-hegységben. A Zsivány-barlang (4510-2) és a Gömb-kő barlangja (4510-503) a Pákozdi Ingókövek Természetvédelmi Területen található. Mind a két üreg gránitporfirban található gyapjúzsákbarlang, tehát a hidrolízises mállás és aprózódás hatására alakultak ki a nagyméretű lekerekített sarkokkal rendelkező gránitkőtömbök között (ESZTERHÁS, 1994b, 2006; TARSOLY, 2013). A felmérés során derékszögű koordinátamérést alkalmaztunk. A barlangban elkülönítettük az azonos keresztzelvénnyel jellemezhető szakaszokat, és meghatároztuk ezek hosszát, amely a térfogatszámításban, mint a testek magassága jelent meg. A keresztzelvények középvonalában, de mindenképpen a mérések végrehajtására a legkényelmesebb helyzetben egy vízszintes helyzetű mérési vonalat jelöltünk ki a barlang két fala között. A mérési vonalat fizikailag egy centiméteres osztású zsebszintezőlc testesítette meg. A mérési vonal lényegében egy helyi derékszögű koordinátarendszert határozott meg, amelynek origója a barlang bal oldali fala volt, a mérési vonal végpontja pedig a jobb oldali fal. Így az abszcissa értékek meghatá-

rozásánál csak pozitív értékek fordultak elő. Abszcissa és ordináta értékek segítségével rögzítettül a barlang mennyezetének és a járósíntnek a kereszt-szelvény alkotás szempontjából lényeges pontjait; a mennyezeten lévő pontok pozitív ordinátát, a járósínten lévő pontok pedig negatív ordinátát kaptak. Bonyolult kereszt-szelvények esetében előfordult, hogy a kereszt-szelvényt egy vagy több, fiktív, vízszintes vonallal több részre osztottuk, és részenként határoztuk meg a szelvények alját és tetejét leíró pontokat. Ebben az esetben a részek egyesített terület értékei adták meg a kereszt-szelvény területét, illetve a térfogat is részek térfogatának egyesítése után volt csak számítható. Amennyiben nem sikerült a barlangban azonos kereszt-szelvénnyel jellemezhető szakaszt elkülöníteni, mondjuk a járósínt vagy a mennyezet lejtése miatt, úgy az azonos lejtésű szakaszok kezdetére és végére s meghatároztunk egy-egy kereszt-szelvényt. Számítottuk a járatrész térfogatát a kisebb és a nagyobb kereszt-szelvényre alapozva is, majd képeztük a kettő különbségét. A különbség felével javítottuk a kisebb kereszt-szelvényből számított térfogat értékét, és ezt az értéket fogadtuk el a járat végleges térfogatának (felező-technika). Amennyiben a lejtős szakaszok rövidek, úgy mindez a gyakorlat szempontjából megengedhető közelítést jelent, amit a csonkagúla térfogatára alapozva bizonyítottunk be (LATKA, 1980):

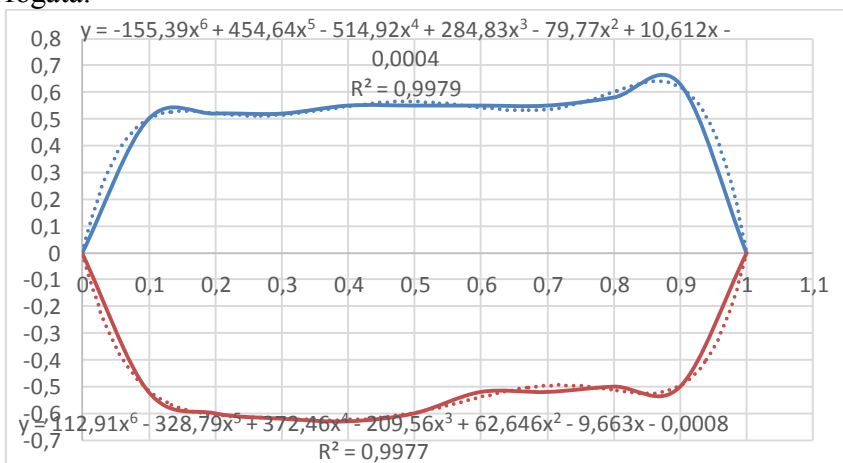
$$V = \frac{m \cdot (T + \sqrt{T \cdot t} + t)}{3} \quad (6)$$

ahol m a csonkagúla magassága, T az alaplap területe, t pedig a fedőlap területe. A barlangjárát térfogata lényegében csonkagúlaként határozható meg, ahol T a nagyobbik, t pedig a kisebbik kereszt-szelvény területét jelenti.

Alaptézisként azt fogalmaztuk meg, hogy az eredeti és a kereszt-szelvényekből a felező-technika segítségével számított térfogat különbsége nem lehet nagyobb, mint 1%. A vizsgálatok alapján kiderült, hogy a járat hosszának (csonkagúla magassága) nincs számottevő hatása a térfogatok eltérésére, amennyiben a $t:T$ arány nem haladja meg az $1:1.6$ értéket. Az egyedüli korlátozó tényező tehát a kisebbik és nagyobbik kereszt-szelvény területének aránya. Terepen a kereszt-szelvények területeit nem tudjuk számítani, ezért arányukra is csak következtetni tudunk. Amennyiben a kisebbik és nagyobbik kereszt-szelvényben a mérési vonalak és ordináták aránya alatta marad az $1:1.6$ aránynak, úgy a fent említett felező-technika valóban megfelelő közelítést ad.

A felmért derékszögű koordinátákkal jellemezhető pontsorra különböző fokszámú polinomokat illesztettünk (1. ábra), majd a mennyezetet és a járósínt leíró polinomok közötti terület értékét határozott integrállal számítottuk ki a *MathCad Professional* programcsomag segítségével. A kereszt-szelvény területét szorozva a járathosszal képezhető volt a barlang

egyes szakaszainak térfogata, majd a szakaszok összegzésével a teljes barlang térfogata.



1. ábra A Zsivány-barlang III-as keresztmetszéne (vastag vonal), az erre illesztett hatodfokú polinomok (szaggatott vonal), továbbá a polinomok képlete és a determinátsági koefficiens
 FIG.1. The third cross-section of the Zsivány-cave (thick line), the fitted six-degree polynom (broken line), the equation of the polynom and the determinate coefficient

A barlang és a felszín között légcseré számításához az alábbi összefüggéseket használtuk fel (LOSONCI, 2010):

$$Q = K \cdot A \cdot \sqrt{2 \cdot g \cdot \Delta h \cdot \frac{T_i - T_0}{T_i}}, \text{ ha } T_i > T_0$$

$$Q = K \cdot A \cdot \sqrt{2 \cdot g \cdot \Delta h \cdot \frac{T_0 - T_i}{T_0}}, \text{ ha } T_0 > T_i \quad (5)$$

ahol

Q = légáramlás, m^3/s -ban,

A = a bejáratok felülete m^2 -ben,

K = felszíni légnyomás együtthatója, általában 0.65,

g =nehézségi gyorsulás, $9.81 m/s^2$,

Δh =vertikális kiterjedés méterben,

T_i = átlagos belső hőmérséklet Kelvin fokban,

T_0 =külső léghőmérséklet Kelvin fokban.

2010 és 2012 decembere között mikroklimatológiai méréseket és szinkronméréseket végeztünk összesen hét gyapjúzsákbarlangnál (TARSOLY, 2013).

Mivel a gyapjúzsákbarlangok kisméretűek és két vagy több nyíláson keresztül kapcsolatban vannak a külvilággal, ezért ezeken keresztül közvetlen kapcsolatban vannak az atmoszférikus légnyomás, hőmérséklet és áramlási viszonyokkal is, tehát az év minden szakaszában meghatározó a felszín-

nel történő levegőcsere, azaz az advektív légáramlatok jelenléte. Az 5-dik képlet számításához szükséges az átlagos belső és külső hőmérsékletek különbségének ismerete, vizsgálataink alapján a 12 hónapra számított érték 0.7 °C gyapjúzsákbarlangok esetében (TARSOLY, 2013).

Az eredmények értékelése

A Gömb-kő barlangja esetében két helyen kellett keresztmetszelvényt felvenni, ezek egyben a barlang bejáratai is. A főbejáratra egy ötödfokú polinomot illesztettünk, az illesztés megfelelőségét mutató determináltsági koefficiens értéke 92% lett. A mellékbejáratra egy hatodfokú polinomot illesztettünk, a determináltsági koefficiens értéke 98%-ra adódott. A Zsivány-barlang esetében nyolc keresztmetszelvényt kellett definiálnunk, kettő kivételével, amelyeket ötödfokú polinommal tudtunk modellezni, a többiekre hatodfokú polinomot illesztettünk. A determináltsági koefficiens egyetlen esetben 59%-ra adódott, míg a többi esetben 90-99% között szóródott. Az 59%-os illesztés a szóban forgó bejárat szabálytalanságából adódott. Megoldást jelentett volna a keresztmetszelvény szakaszolása, és szakaszonként harmadfokú (spline) polinomok illesztése, de mivel a polinom és a tényleges keresztmetszelvény közötti merőleges eltérés sehol sem haladta meg a 2.0 centimétert, ezért ezt a csekélyebb megbízhatóságú polinomot is elfogadtuk.

Az I. táblázat foglalja össze a barlangokra számított bejárati terület, járatátfogat, légáramlás értékeket téli és nyári időszakban. A számításhoz átlagos téli és nyári hőmérsékletnek a felszínen és a barlangban, a 2012 februárjában és júniusában, a Gömb-kő barlangjában és a Zsivány-barlangban mért értékeket fogadtuk el (TARSOLY, 2013); a járatok átlagos magasságát a keresztmetszelvényekben mért ordináta értékek átlagolásával nyertük.

1. táblázat

Table I.

A Gömb-kő barlangjára és a Zsivány-barlangra vonatkozó terület, térfogat és légáramlás paraméter értékek
Area, volume and ventilation data of the Zsivány-, and Gömb-kő-caves

Név	Bejáratok területe [m ²]	Járatok térfogata [m ³]	Légáramlás [m ³ /s] T _i >T _o (tél)	Teljes légcseré [s]	Légáramlás [m ³ /s] T _o >T _i (nyár)	Teljes légcseré [s]
Gömb-kő barlangja	2.2615	2.507767	0.270308	9	0.259343	10
Zsivány-barlang	3.9488	8.081553	0.350731	23	0.336503	24

Az I. táblázat adatait elemezve elmondhatjuk, hogy a vizsgált gyapjúzsákbarlangok a csekély hosszúság és járatátfogat mellett nagy bejárati felülettel rendelkeznek, ezért mind télen, mind nyáron intenzív a külső környezettel történő légcseré mértéke. A téli és nyári teljes levegőkicserélő-

dés időtartama között nincs számottevő különbség. A Gömb-kő barlangja esetében egy perc alatt mintegy 6 teljes légcseré történik, a Zsivány-barlang esetében pedig kettő. A fenti adatok alátámasztják a 2010-2012 között végzett vizsgálatokra alapozott, a gyapjúzsákbarlangok bio- és mikroklimatológiai modelljével kapcsolatban megállapított tényeket. A gyapjúzsákbarlangok elsődlegesen hűvösérzetet keltő barlangok, de éves periódusát vizsgálva van a barlangoknak olyan hosszabb időszak, amikor a komfortérzetet adó barlangok közé lehet őket besorolni. Egy rövidebb időszakban (bármely nyári hónapban) a gyapjúzsákbarlangok a kifejezetten melegérzetet keltő barlangok közé tartoznak; és egy egészen rövid időszakban (bármely téli hónapban), pedig a hidegérzetet keltő barlangok közé.

A FODOR (1981) által meghatározott klimatikus barlangtípus modellek közé csak részben lehet a gyapjúzsákbarlangokat elhelyezni. Ebben a rendszerben a gyapjúzsákbarlangok a hűvösérzetet keltő dinamikus barlangtípusok közé tartoznak, azonban a FODOR által megadott paramétereket a gyapjúzsákbarlangok esetében módosítottam a 2010-2012 között, és a 2016-os évben végzett vizsgálatok alapján (II. táblázat).

II táblázat.
Table II.

Gyapjúzsákbarlangok klimatikus modellje
The climate model of the wool-sack caves

Klimatikus barlangtípus – hűvösérzetet keltő barlangok						
Gyapjúzsákbarlangok	Bradtké-féle index éves átlag	A barlang morfostruktúrája és légáramlási rendszere alapján	Léghőmérséklet éves átlag [°C]	Relatív nedvesség [%]	Vízgőznyomás [mbar]	Teljes légcseré [s]
	B~2.1	dinamikus	$x_t = 1.1-12.0$ $\sigma_d > 1.5$	$x_u = 60-80$	$x_c \leq 15.0$ $\sigma_d > 1.0$	$t < 30$ s

GRESSEL (1958) besorolási rendszerében a kutatásaink alapján a gyapjúzsákbarlangok a dinamikus barlangok közé tartoznak. Mivel a gyapjúzsákbarlangok két vagy több nyíláson keresztül kapcsolatban vannak a külvilággal, ezért ezeken keresztül közvetlen kapcsolatban vannak az atmoszférikus légnyomás, hőmérséklet és áramlási viszonyokkal is, tehát az év minden szakaszában meghatározó a felszínnel történő levegőcsere. Télen a gyapjúzsákbarlangok – a rendkívüli felmelegedésektől eltekintve - tisztán dinamikus barlangként viselkednek, azaz $t_{\text{felszíni}} < t_{\text{barlangi}}$, nyáron azonban – eltekintve a szélsőséges időjárású napoktól - $t_{\text{felszíni}} > t_{\text{barlangi}}$, ezért a barlangok viselkedésében statikus elemek (a barlang döntően csak egy bejáraton keresztül szellőzik) is megfigyelhetők.

Összefoglalás

A kisbarlangok és barlangszerű objektumok rendelkezhetnek sajátos, egyedi mikroklimával. A kisbarlangok a környezettől eltérő klíma-paraméterekkel jellemezhetők, és tulajdonságaik erősen összefüggnek a külső környezeti változásokkal. A barlang és környezetének kapcsolata csak akkor érthető meg, ha meg tudjuk határozni a barlangban „tárolt” levegő mennyiségét és a légáramlás mértékét, mert e paraméterek ismerete kulcsfontosságú a barlangok hőmérséklete és páratartalma, a külső környezettel történő légcsere modellezése szempontjából. Kutatásom során megállapítottam, hogy a barlangban amennyiben lehetséges azonos keresztmetszelvénnyel jellemezhető járat-szakaszok elkülönítése, akkor derékszögű koordinátamérésre alapozva a járatok modellezhetők különböző fokú polinomokkal, és ezekből határozott integrál felhasználásával a terület, a járat hosszának ismeretében pedig a térfogat levezethető. Ismerve a gyapjúzsákbarlangok mikroklimatológiai paramétereit, meghatároztam a Gömb-kő barlangja és a Zsivány-barlang esetében a téli és nyári időszakban jellemző légáramlás mértékét, illetve a teljes légcserehez szükséges időtartamot. A 2010-2012 között, és a 2016-os évben végzett vizsgálatok alapján módosítottam a gyapjúzsákbarlangokra meghatározott bio- és mikroklimatológiai modellt; azaz a gyapjúzsákbarlangokat elhelyeztem a Fodor-, és Gressel-féle barlangklimatológiai rendszerekben.

IRODALOM

- BÁRCZY B.* (1971): Integrálszámítás, Műszaki Könyvkiadó, Budapest, pp. 167-169.
- CSABINA Z.* (2010): Integrálszámítás alkalmazása, Matematika példatár 5., Nyugat-magyarországi Egyetem, Székesfehérvár, pp. 1-6.
- ESZTERHÁS I.* (1994a): Magyarország jégbarlangjai - Lychnis, a Vulkánszpeleológiai Kollektíva kiadványa, Kapolcs pp. 36-42
- ESZTERHÁS I.* (1994b): A Velencei-hegység barlangjai, Vulkánszpeleológiai Kollektíva Kiadványa, Kapolcs pp.52-54
- ESZTERHÁS I.* (2001): Néhány klimatológiai mérés Szilvás-kő barlangjaiban- kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében pp.114-120
- ESZTERHÁS I.* (2002): A mérsékelt öv jégbarlangjai bazaltban - Karsztfejlődés VII., pp. 259-267
- ESZTERHÁS I.* (2006): Felszíni denudációs formák és gyapjúzsákbarlangok a Velencei-hegység gránitjában, Karsztfejlődés XI., pp. 195-208

- FODOR I.* (1981): A barlangok éghajlati és bioklimatológiai sajátosságai, Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 190
- GRESSEL W.* (1958): Über die Bewetterung der alpinen Höhlen. Meteorologische Rundschau 11(2) pp. 40-46.
- LATKA F.* (1980): Matematikai képletgyűjtemény, Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 134 p.
- LOSONCI G.* (2010): A huzat és a barlangkutatás, 11 p. (http://www.gubacs.hu/konyvek-irasok/huzat_losi.pdf, érvényes 2010.12.10.)
- TARSOLY P.* (2013): A térinformatikai célú adatgyűjtés minősítése, fejlesztése és módszertani alkalmazása a gyapjúzsákbarlangok kutatásában. PhD-dolgozat, Nyugat-magyarországi Egyetem, Sopron, 129 p.

**RAJZOK ÉS FELIRATOK MAGYARORSZÁG
NEMKARSZTOS BARLANGJAIBAN**

**DRAWINGS AND WRITINGS IN THE NON-KARST CAVES
OF HUNGARY**

ESZTERHÁS ISTVÁN

8045 Isztimér, Köztársaság u. 157.

eszterhas.istvan@gmail.com.

***Abstract:** The oldest graphic arts are the petroglyphs. These are appearing not only on the surface rocks, but they are to be found also on the cave walls. The technique of their shaping are scratching- carving, drawing and painting with soot and charcoal. In Hungary about in 30 non-karst caves occur petroglyphs. We think the oldest is a carved text on the wall of the shaft of "Lélek-lyuk" in the Bükk Mountains. There are different mixed letters can be observed, which are belonging to different writings. The solution of their meaning remained unsuccessful to date. Recently mainly the monograms of the visitors are eye-catching in the caves, but sometimes are occurring drawing graffiti on the walls. The most artistic are some reliefs of the human head.*

Key words: Petroglyph, carving, chiselling, relief, monogram, symbol

Bevezetés

A sima felületek mindig csábítottak a rájuk való rajzolásra, írásra. Ez nemcsak a felszínen levő sziklafelületekre vonatkozik, hanem a barlangokban található falakra is. E kőfalakra való írást, rajzolást nevezik görög eredetű szóval petroglifáknak. A képzőművészeti ágak közül ez tekinthető a legrégebbinek. Sziklarajzok, barlangrajzok már a 130 000 évvel ezelőtti időkből is ismertek. A barlangi petroglifák többnyire a karsztbarlangok falán, mennyezetén találhatóak, mivel e barlangok vannak többségben. A nemkarsztos barlangokban is találunk véseteket, karcolt ábrákat. Leginkább a porózus kőzetek barlangjai alkalmasak erre. Már egy pálcikával is lehet karcokat készíteni a lösz-, vagy a homokkőbarlangok falára. Magyarországon több mint 1000 nemkarsztos barlang ismert. Ezek közül mintegy 30-ban találunk petroglifákat. E rajzok, feliratok nagyobb része csak firókálmány, de vannak szépen tervezett, gondosan kivitelezett alkotások is.

A petroglifák készítemi technikái

Alapvetően három kivitelezési mód ismert:

1. karcok és vésetek,
2. korommal, faszénnel való rajzolás,
3. festékkel való ábrázolás.



1. ábra: Karcok a ságvári Betyár-barlangban
Figure 1: Carvings in the Outlaw Cave near Ságvár village

A legegyszerűbb karcolatok egy-egy hegyes fa-, csont- vagy fémszerszámmal készültek, és csak alig mélyülnek a felületbe. Több olyan barlang is ismert, amelyben karcok vannak. Ezeket többnyire löszbe, homokkőbe készítették (1. ábra) Ilyen több más mellett a ságvári Betyár-barlang, és a Bújó-lik (ESZTERHÁS 2013). A vésetek készítése már több munkát igényel, hiszen néhány centimétert mélyülnek kőzetfelszínbe. No, tartósabbak is mint a karcok. Már nemcsak a könnyen málló kőzetekbe készítették, hanem vulkáni anyagba is, ilyen pl. a pilisszentkereszti Nagy-Hideg-lyuk bejárata mögötti „TMK” betűk bevésése.

Faszénnel és korommal is készültek rajzok, feliratok. A faszén, a korom a barlangokban adott – különösen azokban az időkben, amikor még nem az elektromos világítást használták. Fáklyával, olajmécsessel, gyertyával és karbidlámpával is be lehet kormozni a falakat. Ennek a technikának két megjelenését tapasztaltuk. Az égett faágak elszenesedett végével a világos színű kőzetfelületre egyszerűen fel lehet vinni a vonalakat. Aztán egy fordított módszert is gyakran lehet tapasztalni. Ez esetben fáklyával, égő szerves törmeléssel bekormozták a felületet, majd erre karcolták az ábrákat. Ezáltal a sötét felületen világos rajzok lesznek (2. ábra), mint a

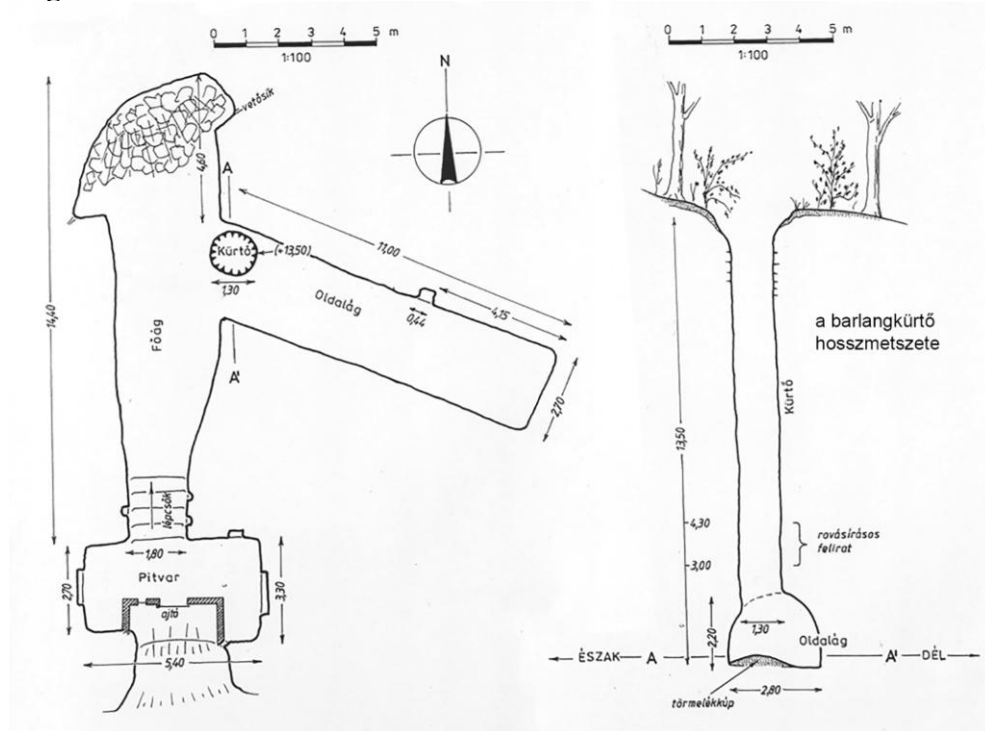
borsodnádasi Temető-alatti-labirintusban, vagy a ságvári Betyár-barlangban.



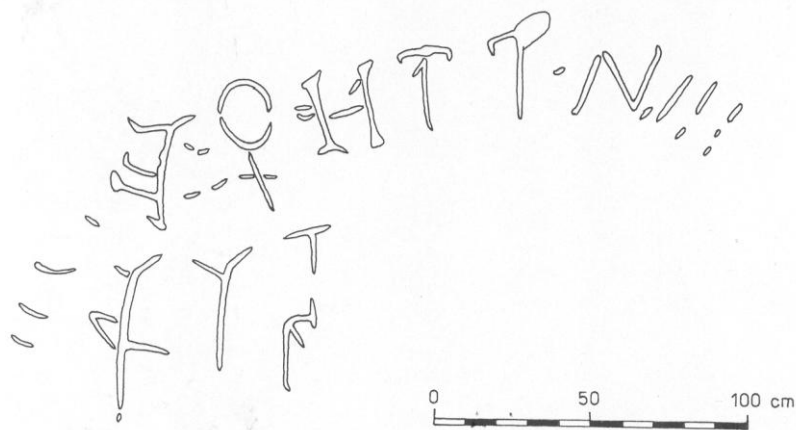
2. ábra: Bekormozott falra való karcolás borsodnádasi Temető-alatti-labirintusban
Figure 2: Scratching on the sooty wall of the Labyrinth Beneath the Cemetery in Borsodnádásd town

Magyarország barlangjaiban színes, festett ábrák csak a szintetikus festékek megjelenése után terjedt el. Sok helyen festett jelek mutatják a térképezési pontokat, de a kirándulók egy része is festett ábrákkal jelöli meg a felkeresett barlangokat. A Tokaji-hegység néhány barlangját nagybetűs rövidítésekkel jelölték meg (EZTERHÁS et al. 1992), mint az „ÉPFU”-sziklaüreg és az „ÉPFU”-sziklaeresz, vagy az „RV”-barlang esetében. A Sopron melletti „FERENC Ω” és „OTTÓ Ω” neve is festve van a bejáratuk felett (ESZTERHÁS 2006). A Regéci vár restaurálása előtt még szabadon be lehetett jutni a Regéci vár barlangjába, ahol az akkori bejárat mellett a „KANCSOL GYULA 1929, HRABAWSZKY, GY, SZK” feliratokat lehetett látni, kicsivel odébb pedig „ITT JÁRTUNK SAGA LACI”. A gyöngyössolymosi Malomköves-csarnok falára fehér, fényvisszaverő festékekkel kentek obszcén rajzokat és könnyűzenei együttesek neveit (ESZTERHÁS 1991). A pomázi Holdviág-árok Y-ágú-barlangjában sárga és piros festékekkel nap-hold szimbólumot festettek az üreg elágazásánál a mennyezetre, a végpont előtt pedig stilizált madár van vörössel festve a falra.

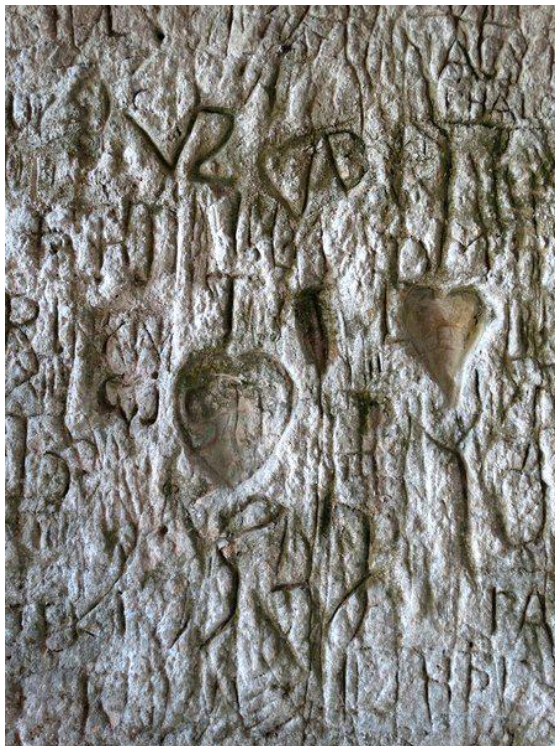
A petroglifák témái



3. ábra: A sályi Lélek-lyuk térképe (ESZTERHÁS 2005)
 Figure 3: Survey of the Soul Hole at Sály village (ESZTERHÁS 2005)



4. ábra: Riolituffába véselt felirat a sályi Lélek-lyuk kürtőjében
 Figure 4: Carved text in rhyolite tuff in the shaft of the Soul Hole at Sály village



5. ábra: A szentkúti Remete-barlangok falán sűrűn vannak a monogramok
Figure 5: Large number of monograms are to be seen on the wall of the Hermit Caves near Szentkút settlement



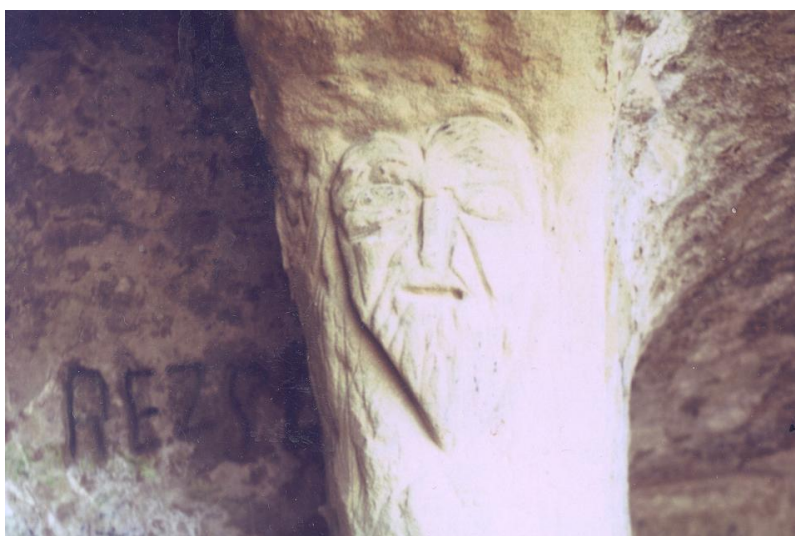
6. ábra: A borsodnádasi Temető-alatti-labirintus néhány helyén sok a felirat
Figure 6: Many writings are to be found at some places of the Labyrinth Beneath the Cemetery in Borsodnadasd town



7. ábra: A ságvári Betyár-barlang legrégebbi felirata 1876-ból való
Figure 7: The oldest writing is from the year of 1876 on the wall of the Outlaw Cave near Ságvár village

Leggyakrabban betűkkel, rövid szövegekkel találkozunk a barlangokban. Ezek kronológiai sorrendben a következők: A sályi Lélek-lyuk kürtőjében alulról a 3 - 4,30 méteres magasságban (3. ábra) van az a kb. 10 betűből álló szöveg, amit még nem sikerült megfejteni (4. ábra). A feliratot néhányan lemásolták, de a másolatok között kisebb-nagyobb eltérések vannak, csak a harmadik, negyedik és ötödik jel (betű) tűnik azonosnak valamennyi másolaton. Többen kísérelték meg elemezni ezeket. Hampel József 1891-ben úgy nyilatkozott *BARTALUS* (1891) Gyulának, hogy „a vésetek a párthus pénzek felirataihoz hasonló alakot mutatnak.” Szendrey János 1892-ben írta: „A ciceró betűkön kívül előforduló két betű a »hunszkíta« abc betűihez hasonlít, de van analógiája az etruszk betűkhöz is, Fehér Géza 1931-ben úgy vélte, hogy, a Lélek-lyuki kürtő felirata erősen hasonlít a Madrában levő egyik szikla barlangjában levő íráshoz, ahol a görög betűk közé bolgár-török rovásjeleket vések. Az Amerikában élő Walter Annának 1975-ben az volt a véleménye, hogy a latori Lélek-lyuk felirata a 8-9. században itt és a környéken élő etnikumában és nyelvében is keverék avar-szláv népességtől származik. A szöveg nyelve és betűi is keverték. Többek közt ez okozza a megfejtés nehézségét (*BARTALUS* 1891, *ESZTERHÁS* 2005). Hasonlóan régi szövegről számolt be *KUCSERA, RAPPAL* (1980) „a Holdvilág-árok „vizesése környékén nagyon sok helyen korabeli latin betűs feliratok is váltogatják egymást. Ezek – feltehetően az évszázados erózió – a téli-nyári hőmérsékletingadozás okozta felületi mállás következtében annyira lepusztultak, hogy értelmes szavakat nem lehet kiolvasni belőlük. Gya-

nünk van továbbá arra, hogy az Y-ágú (vízesés előtti) üreg falain rovásírás, vagy más ismeretlen jelek tömkelege található. Az Y-ágú-barlangban az elágazás fölött a főte közepén egy meredek letörésben görög betűs krisztusmonogram található.” Sajnos, Kucserák kutatása óta eltelt 40 év alatt ezek, az ő kutatásuk idején is alig kivehető jelek erodáltak, vagy felülírták azokat, így nem csak olvashatatlanok, de felismerhetetlenek is.



8. ábra: Szív alakú kontúrba vésett arc a kishartyáni Kőlyukban
Figure 8: In a heart-shaped contour carved face in the Stone Hole near Kishartyán village

Néhány barlangban rengeteg monogram található, ilyenek a szentkúti Remete-barlangok (5. ábra), a ságvári Bújó-lik, a pétervásárai Nagy Lyukas-kő barlangja, a kishartyáni Kőlyuk, a borsodnádasi Temető-alattilabirintus (6. ábra). E barlangok végül is szabadon látogathatóak, és nagy az idegenforgalmuk. Monogramok beírásának korát csupán az esetenként melléírt évszám segítségével tudtuk megállapítani. A beírt évszámok több esetben fontosak tudnak lenni, mert utalnak a barlang látogatásának idejére. A ságvári Betyár-barlang VII. szobájában van egy gondosan faragott felirat, amely jelzi, hogy 1876-ban Csánk I. ott járt, tehát a barlang szája akkor nyitott volt (7. ábra). A szentkúti Betyár-barlangban a bejárat után 7-8 méterre csupán egy dátum van bekarcolva: **1936.V.**, amely szintén arra utal, hogy akkor nyitva volt a bejárat. A Velencei-hegység legmagasabban levő barlangja az Oroszlán-kői-barlang. Ennek külső és belső falain fehér festékekkel hatalmas cirill betűs írás van. Az 1950-es, 60-as években a hegység nagy része szovjet katonai gyakorlótér volt. A sopron-bánfalvi Szálasi-barlang központi részébe ma is sokan bejárnak és fekete, valamint vörös festékekkel

jelszavakat festenek. A többi barlang (nógrádszakáli Kőkarcsos-eresz, tarnaleleszi Peskő-barlang, balatonkenesei Tatár-likak, budaörsi Piktortéglá-üreg) monogramjainak egyenlőre nincs különösebb jelentősége, így azokkal itt nem is foglalkozom.



9. ábra: Fejet ábrázoló relief a balatonkenesei 2. Tatár-likban
Figure 9: Relief of a human head in the 2nd Tatar Hole in Balatonkenese town

Reliefek is előfordulnak a hazai barlangi petroglifák között. Nógrád homokkőüregeiben feltűnnek szív alakú kontúrba vésett arcok. Ezen motívumok jelentését még nem tudtuk megfejteni, pedig nyilván többen is készítették ugyanarra a sémára. Szívbe rajzolt arcok vannak a kishartyáni Kőlyuban (8. ábra), a szentkúti Remete-barlangokban, aztán egy felszíni sziklakibúváson a bátonyterenyei Farkas-lyuk közelében. Van kontúr nélküli arc is a Kőlyukban, ami inkább egy koponyára emlékeztet. A balatonkenesei 2. Tatár-lik termének közepén, a jobb oldali löszfalán egy igényesen megfaragott, kb. 60 cm magasságú férfi fej van (9. ábra).

Összegzés

Jelen munkámban egy összegzést kívántam adni a hazai nemkarsztos barlangokban előforduló petroglifákról, azok témáiról, készítési technikáiról kiindulási alapot adva a jövőbeli ez irányú kutatásoknak. A magyarországi

barlangokban található ábrázolások művészeti értéke csekély. Jelentőségük inkább abból adódik, hogy kronológiailag pontosítanak egy-egy a barlangokhoz kapcsolódó eseményt.

IRODALOM

- BARTALUS GY.* (1891): Egervidéki kaptárkövek és barlangok – Archeológiai Értesítő XI. (4) Budapest, pp. 136-141
- ESZTERHÁS I.* (1991): A Központi- és a Déli-Mátra barlangjai – Kézirat az Alba Regia Barlangkutató Csoport Évkönyvében, az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 122-181
- ESZTERHÁS I., GÖNCZÖL I., SZABÓ G., SZARKA GY., SZILVAY P.* (1992): A Tokaji-hegység barlangjai I. rész – Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében, az MKBT és a BI adattárában, Budapest, pp. 100-338
- ESZTERHÁS I.* (2005): Vizsgálódások a Lélek-lyukban – Kézirat Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében, az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 113-122
- ESZTERHÁS I.* (2006): a Soproni-hegység nemkarsztos barlangjai – Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva Évkönyvében, az MKBT és a BI adattárában, Budapest pp. 56-94
- ESZTERHÁS I.* (2013): Barlangszerű löszüregék Külső-Somogyban – Kézirat a Vulkánszpeleológiai Kollektíva évkönyvében, az MKBT és a BI adattárában, Budapest, pp. 139-160
- KUCSERA J., RAPPAL L.* (1980): a Békásmegyeri Aragonit Barlangkutató Csoport 1980. évi jelentése – MKBT Beszámoló, Budapest pp.35-39